

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI

“FEDERICO II”

FACOLTA' DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI

**DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA XXI CICLO
INDIRIZZO GEOLOGIA DEL SEDIMENTARIO**



**“Studi di Stratigrafia Sequenziale delle
successioni di rampa mioceniche della Piattaforma
Campano-Lucana”**

Tutor

Ch. mo Prof.
GIUSEPPE NARDI

Dottoranda

GALLO DONATELLA

Coordinatore

Prof. STEFANO MAZZOLI

ANNO ACCADEMICO 2008-2009

INDICE

CAPITOLO 1

- 1.1 Premessa e scopo del lavoro
- 1.2 Area di indagine: scelta e ubicazione
- 1.3 Metodologia

CAPITOLO 2

- 2.1 Inquadramento geologico dell'Appennino Meridionale
 - 2.1.1 *Catena Appenninica Meridionale*
 - 2.1.2 *L'Avanfossa Bradanica*
 - 2.1.3 *Piattaforma Apula*
- 2.2 Modelli paleogeografici
- 2.3 Il Miocene dell'Appennino Campano -Lucano

CAPITOLO 3 – STRATIGRAFIA SEQUENZIALE

- 3.1 Brevi cenni storici
- 3.2 Definizioni e modelli di Stratigrafia Sequenziale
- 3.3 Definizioni dei principali elementi della Stratigrafia Sequenziale

CAPITOLO 4 - ICHNOFACIES

- 4.1 Introduzione
- 4.2 Il concetto di Ichnofacies
- 4.3 Principali Ichnofacies
- 4.4 Il concetto di Ichnologia applicato alle sequenze stratigrafiche
 - 4.4.1 *Le applicazioni iconologiche alle sequenze stratigrafiche*
 - 4.4.2 *Sequenze stratigrafiche e limiti di sequenza individuate mediante l'uso dell'Ichnologia*

CAPITOLO 5 – TRATTAMENTO DATI

- 5.1 Facies Marina del Cantone e Punta Campanella (Penisola Sorrentina)
- 5.2 Facies Madonna del Granato e Sferracavallo (Capaccio)
- 5.3 Facies Valico Codda (Monti della Maddalena)
- 5.4 Facies Tempa di Murro (Lucania)
- 5.5 Analisi comparata tra le principali caratteristiche dei depositi calcarenitici studiati

CONCLUSIONI

BIBLIOGRAFIA

CAPITOLO 1

1.1 Premessa e scopo del lavoro

La stratigrafia sequenziale è un approccio di analisi stratigrafica integrata che si occupa, fondamentalmente, della risposta sedimentaria ai cambi del livello di base e dei *trend* deposizionali che hanno origine dall'interazione tra la sedimentazione e l'*accomodation* (spazio disponibile per l'accumulo del sedimento).

Questa disciplina ha rivoluzionato sia il pensiero che il metodo di analisi stratigrafica, e al contrario di altre discipline stratigrafiche, pone l'accento sui processi di formazione e conservazione delle facies e sulla natura e la durata dei contatti che separano le varie unità stratigrafiche.

Si può, quindi, affermare che la stratigrafia sequenziale è un metodo d'interpretazione stratigrafica che combina l'ordine cronologico dell'accumulo dei sedimenti, l'architettura degli strati e le relazioni geometriche delle facies per determinare l'ambiente deposizionale e predire la continuità degli strati.

Sino ad ora le principali successioni sedimentarie presenti nell'Appennino meridionale sono state scarsamente studiate in stratigrafia sequenziale.

L'obiettivo della tesi è stato quello di effettuare una analisi stratigrafico sequenziale delle successioni di rampa e di *slope* del Miocene inferiore affiorante sulla Piattaforma Campano-Lucana in località: M.nna del Granato (Cilento, Campania), Marina del Cantone, Punta Campanella (Penisola Sorrentina Campania), Valico Codda (Brienza Basilicata), Tempa di Murro (Torno Lucania).

La scelta di effettuare tale studio in località diverse, molto distanti fra loro, ha lo scopo di stabilire in che modo eustatismo, tettonica e variazione dell'apporto sedimentario hanno condizionato, in quell'intervallo di tempo, l'evoluzione della deposizione sulle aree di rampa e di *slope* di piattaforma carbonatica lungo l'area esterna della catena sud-appenninica.

1.2 Area di indagine : scelta e ubicazione

La scelta delle aree di indagine è stata il frutto di uno studio bibliografico, atto ad evidenziare i luoghi chiave in cui affiorano le situazioni giudicate ottimali per gli obiettivi della tesi; non sempre sul terreno gli affioramenti sono risultati utilizzabili per una adeguata stratigrafia sia per la presenza di vegetazione sia per la forte presenza antropica.

Le aree prescelte sono ubicate in:

Penisola Sorrentina, che ricade nel Foglio Geologico (485) della Carta Geologica d'Italia, denominato Termini (Campania), riprodotto in scala 1:50.000.

M.nna del Granato, che ricade nel Foglio Geologico (198) della Carta Geologica d'Italia, denominato Eboli (Campania) riprodotto in scala 1:100.000.

Valico Codda, che ricade nel Foglio Geologico (199) della Carta Geologica d'Italia, denominato Potenza (Basilicata) riprodotto in scala 1:100.000.

Tempa di Murro (Lucania), che ricade nel Foglio Geologico (211) della Carta Geologica d'Italia , denominato Castrovillari riprodotto in scala 1:100.000 (Fig. 1.1).

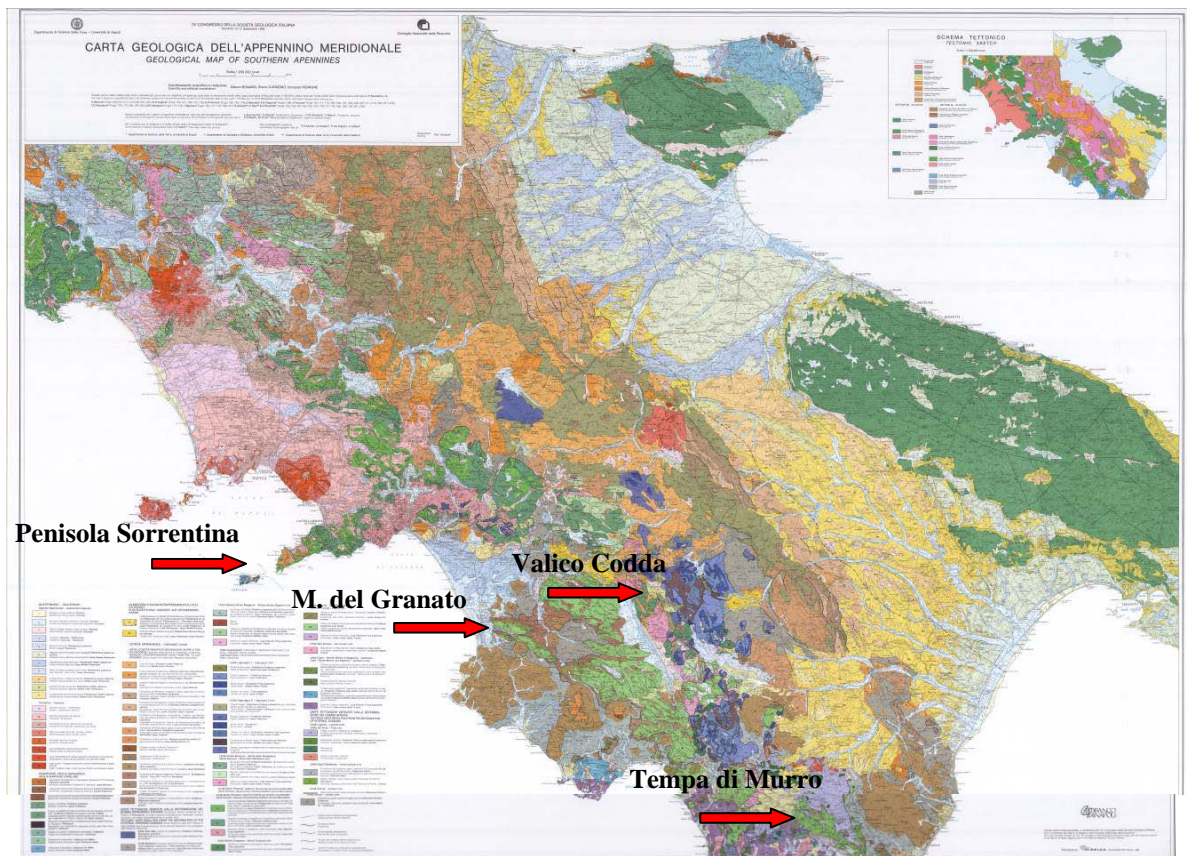


Figura 1.1. Ubicazione delle aree di indagine su Carta Geologica dell'Appennino Meridionale (riportata da scala 1: 250000)

1.3 Metodologia

Il metodo scelto per realizzare questo studio, tenuto conto che si lavora essenzialmente su depositi condensati, si basa sulla ricostruzione di estremo dettaglio (centimetrico) alla scala dell'affioramento e da sezioni sottili delle facies affioranti. Inoltre nel rilevamento si è posta una particolare attenzione a raccogliere tutti i dati necessari all'analisi Stratigrafica Sequenziale, identificando quindi in affioramento le potenziali sezioni condensate, i possibili limiti di sequenza, e ricostruendo gli *stacking patterns*, mediante criteri granulometrici, mineralogici, paleontologici e sedimentologici.

Per esempio il riconoscimento delle sezioni condensate può avvenire in base alla presenza di una o più delle seguenti evidenze:

- Superfici ricche in tracce di limivori
- Particolare concentrazione di fossili
- Particolare concentrazione di minerali quali la glauconite, fosfati, pirite, siderite, ematite, ecc.
- Lenti di bentonite ravvicinate
- *Shales* radioattive

L'identificazione dei possibili limiti di sequenza si realizza mediante il riconoscimento di:

- Troncature erosionali
- Evidenze di esposizione subaerea
- Cambiamento repentino delle facies verso mare

L'identificazione degli *stacking patterns* avviene sia con lo studio della distribuzione verticale dello spessore degli strati, che con l'analisi delle variazioni verticali della granulometria.

Gli elementi sopra indicati costituiscono, insieme con le architetture sedimentarie, la struttura per la ricostruzione dei *systems tracts* che formano la sequenza deposizionale.

Il rilevamento geologico, come suddetto, è stato supportato dall'osservazione al microscopio di numerose sezioni sottili che hanno permesso di risalire all'ambiente deposizionale, individuando le principali facies dal riconoscimento delle *associazioni fossili* presenti.

CAPITOLO 2

2.1 Inquadramento geologico dell'Appennino Meridionale

L'Appennino Meridionale è un *foreland fold and thrust belt system*, prodotto dall'interazione di alcuni frammenti di placca europea, rappresentati dalla Sardegna, dalla Corsica, dai terreni calabresi e dalla microplacca Apula.

L'attuale assetto tettonico e morfologico è stato raggiunto durante una storia deformativa complessa, che può essere schematizzata in due fasi fondamentali distinte da un'inversione tettonica.

La prima fase, nel Miocene inferiore, è caratterizzata dalla subduzione della crosta oceanica interposta tra l'Europa e la microplacca Apula.

La seconda fase, nel Miocene superiore, si distingue dalla prima perché ha prodotto importanti distensioni lungo il margine occidentale della catena appenninica e nel nord-ovest dell'area tirrenica.

Da ovest verso est (fig. 2.1) si può suddividere l'assetto tettonico e morfologico dell'Italia meridionale in tre principali domini:

- Catena Appenninica Meridionale
- Avanfossa Bradanica
- Piattaforma Apula

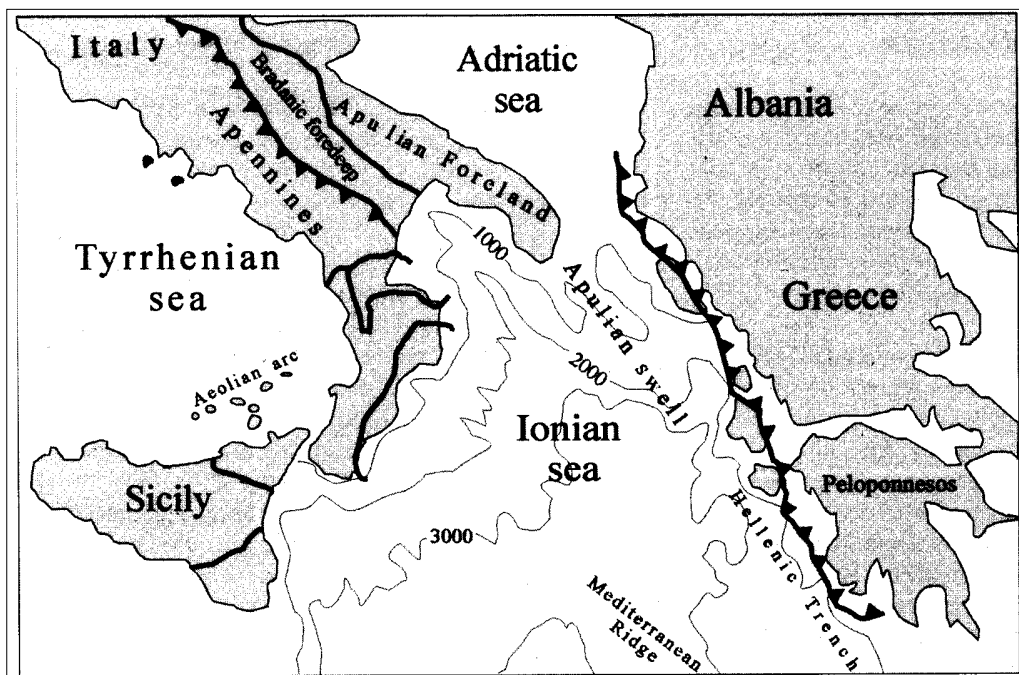


Figura 2.1. Mappa strutturale mostrante i tre maggiori elementi dell'Italia Meridionale (da Barattolo *et alii*, 2000).

2.1.1 Catena Appenninica Meridionale

La Catena Appenninica formata da una serie di elementi tettonici impilati occupa un settore largo da 70 a 150 Km. Seguendo lo schema di D'ARGENIO *et alii*, 1973 (fig. 2.2); 1986; IPPOLITO *et alii*, 1975; BRANCACCIO *et alii*, 1979; si possono raggruppare gli elementi tettonici in tre principali gruppi stratigrafico-strutturali con fronti di accavallamento che risultano più recenti spostandosi da ovest verso est.

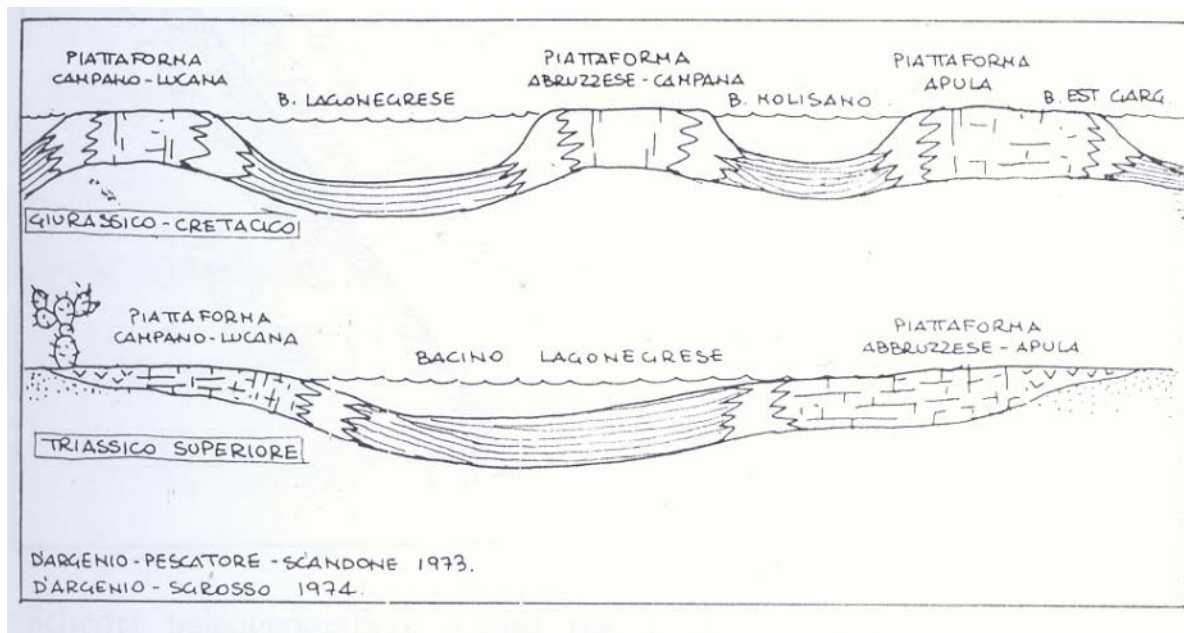


Figura 2.2. Schema paleogeografico, estratto da D'Argenio et alii (1973).

Questi gruppi stratigrafico-strutturali sono stati suddivisi da PAPPONE (1990) in inferiori, intermedi e superiori.

I primi derivano dalla deformazione dei domini paleogeografici più esterni (Bacino Molisano, Piattaforma Abruzzese-Campana, Bacino di Lagonegro) e sono composti da:

- L'unità paleogeografica Unità di Frosolone: affiora nel settore settentrionale del Matese e nei Monti della Dauna ed è costituita da centinaia di metri di depositi bacinali (dolomie con selce del Triassico e del Giurassico; calcareniti, marne ed arenarie del Miocene). L'unità corrispondente sarebbe il Bacino Moliano.
- Unità Matese-Monte Maggiore: affiora ai monti Matese, Maggiore, Camposauro ed in parte ai monti Aurunci. I terreni sono costituiti da una successione spessa circa 3000 metri di dolomie e calcari di mare basso (Trias superiore-Cretacico), caratterizzata da un orizzonte bauxitico indicante una lacuna stratigrafica medio cretacea. I terreni del Miocene (Formazione di

Cusano, di Longano e di Pietrarroia, SELLI, 1962), sono disconformi sui carbonati cretacici poiché mancano i terreni del Terziario inferiore.

- Unità Lagonegrese inferiore: si tratta di sedimenti calcareo-silico-marnosi, ascritti alla parte assiale del bacino (SCANDONE, 1967; 1972;1975).

I secondi derivano dalla deformazione di due grandi domini paleogeografici: il Bacino di Lagonegro e la Piattaforma Campano-Lucana. Fanno parte di questo gruppo:

- Unità Lagonegrese superiore: formata da terreni calcareo-silico-marnosi di età compresa fra il Trias ed il Miocene, derivanti dalla deformazione dell'omonimo bacino e sono tettonicamente interposti tra gli elementi tettonici lagonegresi inferiori (a letto), e quelli delle unità dei Monti della Maddalena e Monte Foraporta (a tetto).
- Unità Monti della Maddalena: derivante dal margine orientale della Piattaforma carbonatica Campano-Lucana; gli elementi tettonici sono costituiti da carbonati del Trias superiore-Miocene depositi in ambiente di scarpata.
- Unità del Monte Foraporta: affiora solo nell'area dell'omonimo rilievo, è costituita da successioni calcareo-dolomitiche del Trias superiore e del Giurassico. Essa è interposta fra l'Unità Monti della Maddalena (a letto) e l'Unità Alburno-Cervati (a tetto).
- Unità Alburno-Cervati: affiora dai Monti Lattari fino al Monte Pollino. Gli elementi tettonici mostrano una certa variabilità delle successioni data la vastità del dominio paleogeografico. La successione tipica è costituita da circa 4000 metri di carbonati compresi tra il Trias ed il Miocene.
- Unità Capri-Bulgheria-Verbicaro: affiora in modo discontinuo sia in Campania che nella Calabria settentrionale e deriva dal margine occidentale della Piattaforma carbonatica Campano-Lucana.

I gruppi stratigrafico strutturali superiori sono costituiti da elementi derivanti dalla deformazione dei domini paleogeografici ubicati ad occidente della Piattaforma

carbonatica Campano-Lucana, in posizione paleogeografica non sempre univoca, e comprendono:

- Unità Sicilidi
- Unità del Frido
- Unità Liguridi
- Flysch del Cilento

2.1.2 L'Avanfossa Bradanica

L'Avanfossa Bradanica è compresa tra il fronte della Catena Appenninica (verso ovest) e l'Avampaese Apulo (verso est), a prevalente sviluppo NW-SE. Essa comprende una parte affiorante (Tavoliere delle Puglie, Fossa Bradanica e fascia ionica della Lucania) ed una prosecuzione, verso SE, nel Golfo di Taranto. Questo elemento strutturale s'individua a partire dal Pliocene medio-superiore, quando un'importante subsidenza portò alla formazione di un bacino sedimentario allungato parallelamente alla Piattaforma Apula, il cui margine interno è stato successivamente ribassato in blocchi assumendo una configurazione "a gradini".

I sedimenti dell'Avanfossa costituiti da depositi clastici (argille, sabbie e conglomerati) di facies marina, coprono un intervallo cronostratigrafico che va dal Pliocene medio-superiore al Pleistocene (OGNIBEN *et alii*, 1975), con spessori complessivi dell'ordine dei 3000 metri, in gran parte noti da perforazioni; essi poi sono ricoperti da depositi continentali tardo-quadernari.

2.1.3 L'Avampaese Apulo

L'Avampaese Apulo è, quasi completamente, composto da una sequenza di carbonati in facies di piattaforma di età Mesozoica; individuata come unità strutturale nel Terziario, durante l'orogenesi Appenninica. Esso si sviluppa in aree emerse (Gargano, Murge e Salento) e sommerse (fascia occidentale del Mare

Adriatico). Lo spessore che va dai 4000 ai 6000 metri è stato investigato mediante perforazioni profonde; è stato così possibile rinvenire alla base della successione, sedimenti terrigeni di ambiente fluvio-deltizio (RICCHETTI *et alii*, 1988) costituiti da arenarie alternate a brecce poligeniche, siltiti ed argilliti. Tali depositi sono ricoperti da una successione evaporitica (anidridi e dolomie) passanti verso l'alto ai calcari in facies di piattaforma.

Nella porzione settentrionale dell'Avampese Apulo (Gargano) sono preservate le relazioni tra la piattaforma carbonatica ed il bacino adiacente: i calcari di acqua poco profonda del tardo Giurassico e Cretacico passano, da SW a NE, a depositi di scarpata e di bacino.

In particolare la catena Apula costituisce l'ossatura sepolta della catena e deriva dalla deformazione della porzione occidentale del dominio apulo (Cello & Tortorici 1989; Carbone & Lentini, 1990).

Essa viene riconosciuta dai profili sismici come un livello continuo al di sotto di una zona di taglio principale posta ad una profondità di circa 2000 mt per Mostardini & Merlini 198), mentre ha una profondità variabile tra i 1500 ed i 6000mt per Patacca & Scandone ,2003.

Dai pozzi scavati nell'avanpaese si è riconosciuta una successione carbonatica meso-cenozoica sovrapposta in *unconformity* alla sequenza silicoclastica Permiano medio- Triassico (pozzi Puglia e Gargano 1) ed al basamento (pozzo Gargano 1). In Lucania i depositi carbonatici meso-cenozoici sono ricoperti da depositi paleogenici e miocenici e dai depositi di avanfossa del Pliocene inferiore (pozzi Tursi 1, Castellana 1, Tempa Rossa , Rotondella 4), ciò si evidenzia anche dai dati di affioramento di scaglie tettoniche profonde estruse quale il Monte Alpi.

Negli ultimi anni sono stati proposti almeno tre modelli che riguardano lo stile de formativo della catena apula (fig. 2.3).

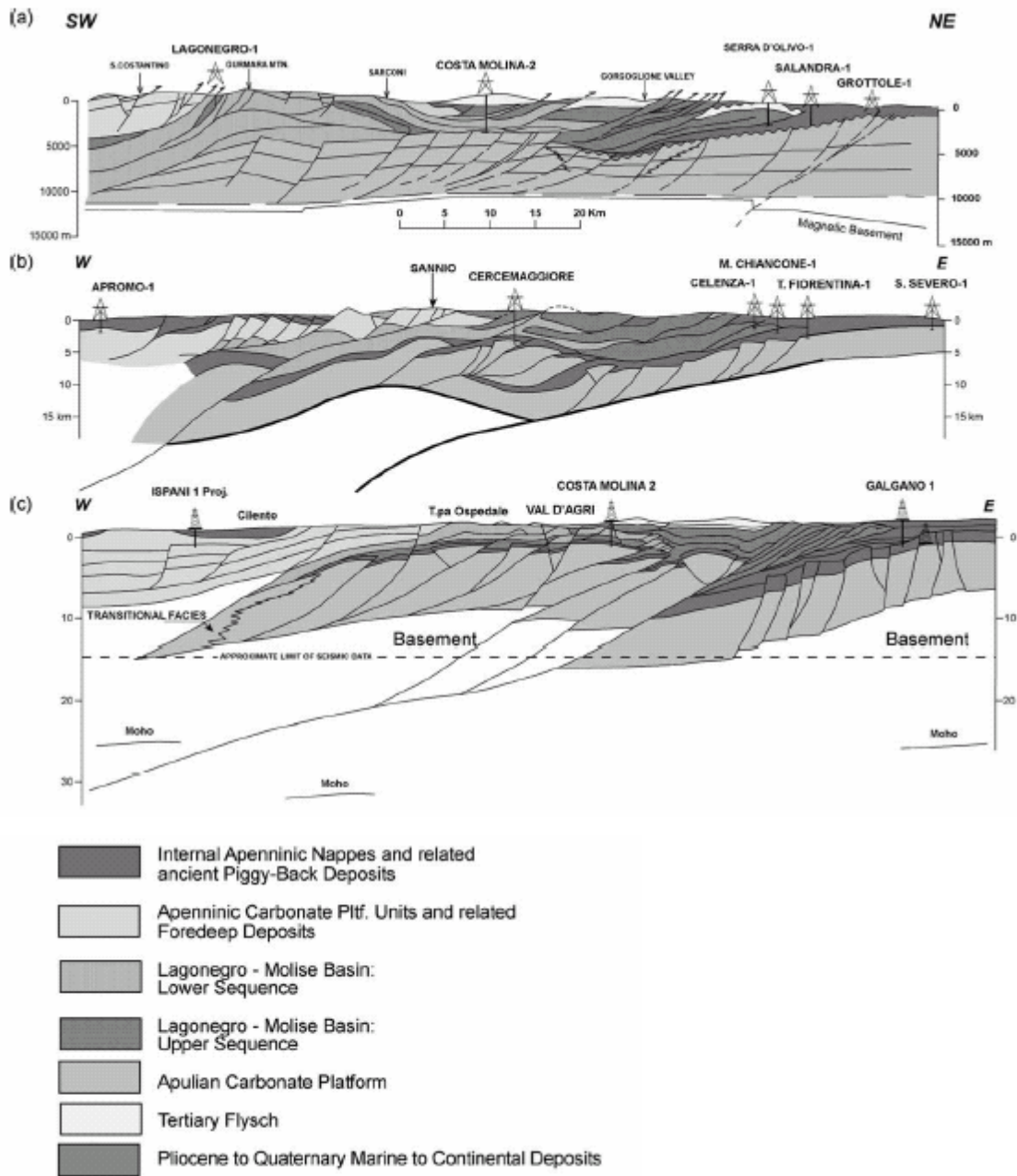


Figura 2.3. Interpretazioni delle sezioni sismiche dell'Appennino meridionale proposte dai differenti Autori: a) Mostardini & Merlini (1986), b) Casero *et alii* (1988), Casero *et alii* (1991) e c) Menardi-Noughera & Rea (2000) da Shiner *et alii* (2004).

Mostardini e Merlini nel 1986 presentano un modello tipo *thin skinned*, in cui il basamento non viene coinvolto nella formazione delle strutture compressive della catena apula, in questa interpretazione è fondamentale l'orizzonte di scollamento rappresentato dalle Anidridi di Burano (Marsella *et alii* 1995), responsabili della separazione delle coperture dal basamento.

Altri autori quali Mazzotti et alii (2000) Patacca et alii (2001) e Scrocca et alii(2005) accettano semplici modelli tipo *thin skinned*.

Casero et alii (1988) e Roure (1991) accettano il modello *thin skinned* suddetto, ma riconoscono l'orizzonte di scollamento nella Formazione delle Anidriti di Burano per i domini più occidentali e riconoscono nella zona di melange miocenico un secondo orizzonte di scollamento tra la catena apula e quella appenninica, creano strutture *duplex* identificando grandi dislocazioni orizzontali che tagliano la piattaforma apula.

Mazzoli et alii 2000 e Menardi Noguera & Rea 2000 propongono un modello che comprende entrambe gli stili tettonici *thin skinned* per la catena appenninica s.s e *thick skinned* per la catena apula.

Per Mazzoli et alii 2000 il modello *thick skinned* per la catena apula è derivato dall'interpretazione del decremento della velocità delle onde P come testimonianza di una copertura terrigena sul basamento cristallino ercinico e non come la testimonianza dell'orizzonte di scollamento alla maniera di Patacca & Scandone 2003.

Si sono fatti numerosi tentativi di affiancare alla sismica altre metodologie geofisiche per ovviare alla diversità di interpretazione dei profili sismici, la quale è dovuta soprattutto alla bassa qualità degli stessi profili sismici, com'è tipico delle zone compressive, ma anche all'estrema variabilità della geologia di superficie. Tali tentativi hanno prodotto mediante il metodo magnetico un modello che prevede una tettonica di tipo *thick skinned* (Arisi-Rota & Fischera 1985).

Endignoux et alii (1989) integrando profili sismici e dati gravimetrici ritengono concordante la geometria della Mohoo con un modello di tipo *thick skinned*.

Al contrario nel 2005 Scrocca et alii ,sempre sulla base dei dati di geometria della Mohoo integrati ai dati gravimetrici, reputano incompatibili gli assetti crostali e litosferici derivati dalla geofisica incompatibili con il modello *thick skinned* .

Le difficoltà che si incontrano nelle ricostruzioni del modello tettonico tanto quanto per le ricostruzioni dei modelli paleogeografici sono dovute non solo alle

problematiche legate alla scarsa qualità dei profili sismici e alla complessità degli affioramenti ma anche alla posizione della catena appenninica in un'area geodinamica complessa quale il Mediterraneo.

In tale contesto si colloca la subduzione della placca apula (*west directed*) al di sotto della placca europea. A tal proposito Doglioni nel 1992 suggerisce di sostituire il termine *west dipping*, utilizzato da vari autori quali Mongelli et alii 1975, Scandone 1980, Malinverno & Rayan 1986, con il termine *west directed*, poiché l'ovest non è l'immersione vera e propria dello *slab* appenninico, che essendo arcuato, presenta immersioni variabili da sud-est per l'Appennino settentrionale, a ovest sud-ovest in quello meridionale e nord-est per l'Arco Calabro.

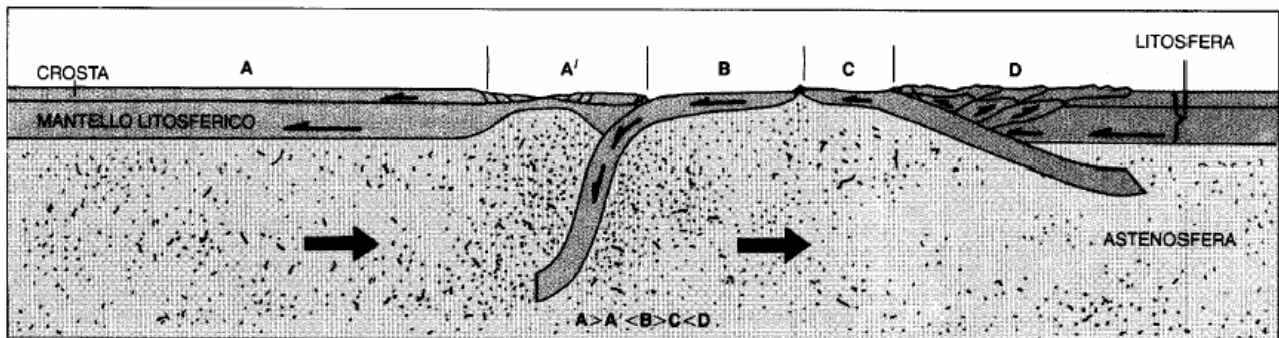


Figura 2.4. Confronto tra subduzione *E-dipping* e *W-dipping* da Doglioni (1991).

Sempre nello stesso lavoro Doglioni ha osservato che i *thrust belt* associati a subduzioni dirette verso ovest sono differenti dai *thrust belt* associati a subduzioni dirette verso est o nord est. Il modello proposto da Doglioni prevede che la subduzione verso ovest si oppone al flusso del mantello, mentre quella verso est lo segue, ciò comporta che nel primo caso il flusso tenderà a spingere lo *slab*, portarlo in posizione verticale e farlo arretrare, mentre nel secondo caso si avrà uno *slab* orizzontale. Ciò implica per le catene caratterizzate da subduzione *west directed* una mancata esposizione del basamento, scarso coinvolgimento di crosta profonda e *thrust* pellicolari di tipo *thin skin*, una zona di compressione di dimensioni ridotte rispetto alle catene con subduzione *est directet*, la creazione di bacini di retroarco, rilievi topograficamente poco elevati, avanfosse molto profonde, subduzione poco stabile che anche a causa dell'esistenza dei bacini di retroarco, tende ad evolvere in

un meccanismo di *roll back* in cui le deformazioni continuano, ma cessa la convergenza tra le placche ed in fine grosse anomalie gravimetriche.

2.2 *Modelli paleogeografici*

L'Appennino Campano – Lucano, dove è situata l'area oggetto di studio, rientra nel quadro geologico dell'Appennino meridionale. Occorre, pertanto, almeno in sintesi, ripercorrere alcune delle vedute sull'assetto strutturale e sulle vicende paleogeografiche dell'Appennino, proposte da diversi Autori. A cavallo tra la fine del '800 e gli inizi del '900 furono pubblicati una serie di lavori di scuola napoletana, che ebbe in DE LORENZO (1896; 1904) il suo massimo rappresentante, a supporto dell'autoctonia totale. Questa tesi fece da base ai lavori geologici della scuola napoletana fino alla metà del novecento, anche se furono espresse delle critiche a tale "Autoctonia" già alla sua enunciazione da diversi studiosi stranieri come LUGEON & ARGAND (1906) ed altri, ai quali si aggiunsero successivamente studiosi italiani: FRANCHI (1923), SIGNORINI (1939), ANELLI (1939). Negli anni sessanta vengono acquisiti nuovi dati soprattutto stratigrafici legati allo sviluppo delle conoscenze sedimentologiche e biostratigrafiche, essenziali per una più moderna comprensione dei rapporti geometrici tra i corpi geologici e per l'individuazione dei principali sistemi di accavallamento. Si ricordano di questi anni, in ordine cronologico, i modelli pubblicati nei lavori di SELLI (1962), in cui si interpreta l'Appennino come una catena a coltri di ricoprimento con un basamento costituito da massicci calcarei e quelli pubblicati da MANFREDINI (1963), PIERI (1966), OGNIBEN (1969), SCANDONE (1970). Questi modelli (Fig. 2.5), anche se diversi fra loro in termini deformativi e cinematici, presentano elementi comuni combinati in varia misura, tra i quali:

- Grandi corpi geologici con facies carbonatiche di mare basso, separati da fasce di "transizione" implicanti una originaria contiguità.

- Un certo numero di falde di ricoprimento, che possono aver subito una traslazione anche di molte decine di chilometri (scavalcando talora domini antistanti).
- Un'avanfossa Neogenica – Pleistocenica, in cui si accumulano sedimenti terrigeni e falde gravitative, mentre migra.
- Avampaese Apulo.

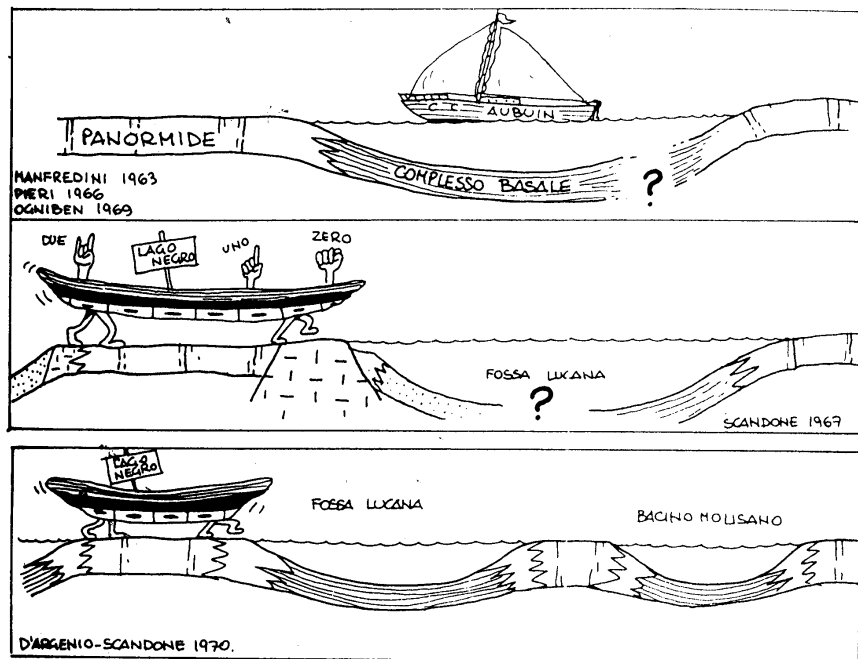


Figura 2.5 modelli paleogeografici: Manfredini 1963, Pieri 1966, Ogniben 1969; Scandone 1967; D'Argenio-Scandone 1970.

GRANDJAQUET (1963) ripropone un modello caratterizzato da un'unica piattaforma carbonatica, con il bacino di Lagonegro in posizione interna. I terreni lagonegresi, in accordo con il modello di Selli, sono poi giunti, mediante uno scorrimento, nell'avanfossa neogenica.

Agli inizi degli anni '70, e precisamente 1973, viene formulato e presentato un modello geologico per l'Appennino Campano – Lucano, frutto prevalentemente dei ricercatori di scuola napoletana. Ai modelli già accreditati di MANFREDINI (1963), PIERI (1966) e OGNIBEN (1969), delle due fasce di grandi masse carbonatiche attribuibili alla piattaforma Campano – Lucana e Apula separate da un bacino intermedio, si unisce il modello di D'ARGENIO *et alii* (1973), in cui gli Autori individuano una nuova unità tettonica attribuibile ad una terza piattaforma intermedia alle prime due. Queste tre piattaforme sono separate secondo gli Autori da due unità tettoniche di bacino: Lagonegrese, tra la piattaforma interna (Campano – Lucana) e la intermedia (Abruzzese – Campana); Molisano, tra la piattaforma intermedia (Abruzzese – Campana) e la piattaforma Apula. Da questo modello (Fig. 2.6) ne deriva uno schema evolutivo articolato in tre intervalli di tempo di durata crescente.

Il primo intervallo inizia nel Trias durante il quale il Bacino di Lagonegro rappresenta un dominio di “*rifting*” intracratonico ai cui lati simmetricamente troviamo aree evaporitiche e/o a sedimentazione carbonatica. Successivamente con l'apertura della Tetide ad occidente prenderanno corpo, su margine continentale appenninico, bacini e piattaforme.

In un secondo intervallo, Terziario Superiore, si verificano un certo numero di fasi compressive (Langhiana – Serravaliana – Tortoniana – Messiniana) durante le quali la piattaforma Campano – Lucana e il Bacino di Lagonegro si distaccano dal sub-strato accavallandosi verso l'esterno. Nel Messiniano – Pliocene si è già raggiunta la configurazione attuale dell'edificio sud – appenninico.

Il terzo intervallo di tempo, Pliocenico – Quaternario, è quello della neotettonica, durante il quale si realizza il sollevamento della catena.

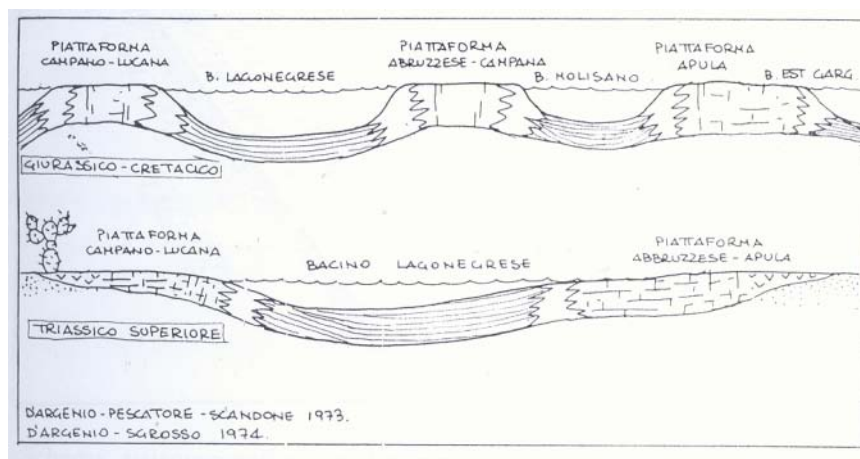


Figura 2.6 Modello paleogeografico D'Argenio-Pescatore-Scandone 1973
D'Argenio-Sgrosso 1974

Nei primi anni '80 PERRONE e SGROSSO (1981) in base alle differenze litologiche, di età e di evoluzione all'interno dei terreni delle successioni mioceniche concordanti affioranti a nord e a sud della valle Sele individuano un'importante faglia trascorrente attiva nel Miocene inferiore. Gli Autori ritengono, inoltre che a sud-est della valle del Sele dovevano essere esistite, oltre ai depositi sinorogeni del bacino Irpino, due differenti successioni mioceniche, una concordante e l'altra discordante, trasgressive sui carbonati della piattaforma Campano-Lucana, per tale ragione istituiscono un nuovo dominio paleogeografico tardivo, successivo al raggiungimento della fase di avanfossa (Oligocene superiore-Aquitaniense), ma precedente alla fase tettonogenetica langhiana ed all'impostazione del bacino Irpino: il bacino Pre-Irpino in cui si sono depositi i terreni miocenici del secondo ciclo discordante.

Sulla base di dati geofisici e di pozzi MOSTARDINI & MERLINI (1986) propongono un modello caratterizzato dai seguenti domini (Fig. 2.7):

- *Bacino Tirrenico*, area di sedimentazione dei terreni liguridi;
- *Piattaforma Appenninica*, corrispondente alle piattaforme Campano-Lucana ed Abruzzese-Campana di D'ARGENIO;
- *Bacino Lagonegrese-Molisano*, area di sedimentazione delle unità sicilidi, lagonegresi e molisane;
- *Piattaforma Apulo interna*, corrispondente alla Apulo-Garganica di D'ARGENIO, ed alla Abruzzese-Molisana di SGROSSO;

- *Bacino Apulo*, che equivale al Bacino Molisano di SGROSSO;
- *Piattaforma Apulo esterna*, coincidente con l'Avampaeese propriamente detto.

Tale lavoro pone fine alla disputa tra Autoctonisti ed Alloctonisti, provando definitivamente lo sradicamento di tutte le piattaforme dell'Appennino centro-meridionale confermando l'ipotesi dell'allocaltonia ad ampio raggio.

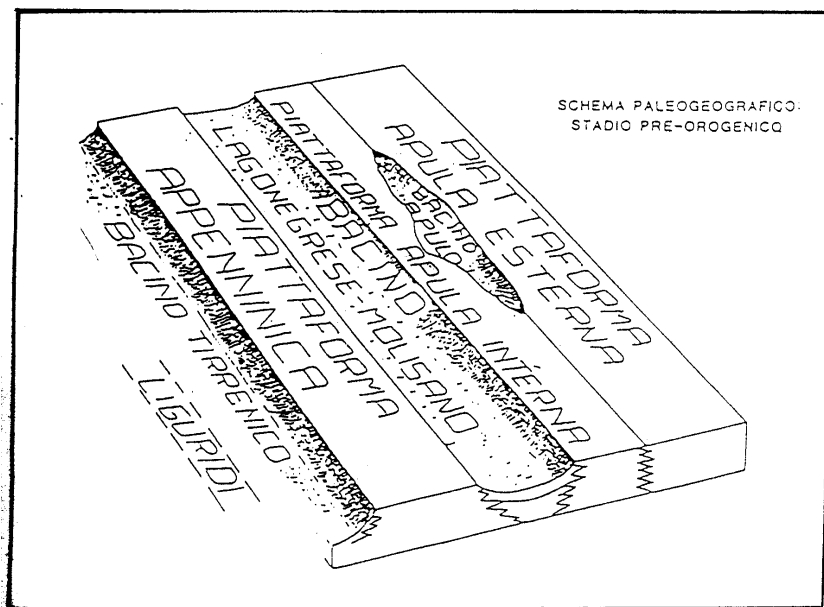
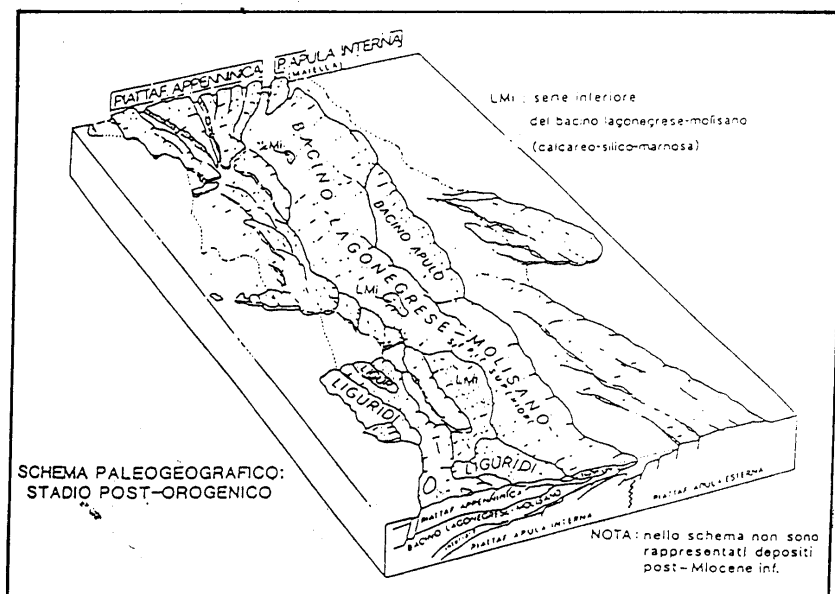


Figura 2.7 Modello paleogeografico proposto da Mostardini & Merlini 1986.

Negli stessi anni SGROSSO (1986, 1989) presenta per l'Appennino centro-meridionale uno schema che consta dei seguenti domini paleogeografici dal più interno al più esterno(Fig. 2.8):

- *Bacino "tirrenico"*
- *Piattaforma Campano-Lucana-Calabrese*
- *Bacino di Lagonegro interno*
- *Piattaforma Laziale-Campano-Lucana*
- *Bacino di Lagonegro*
- *Piattaforma Laziale-Abruzzese-Campana*
- *Bacino Molisano interno*
- *Piattaforma Abruzzese*
- *Bacino Molisano intermedio*
- *Piattaforma Abruzzese-Molisana*
- *Bacino Molisano esterno*
- *Piattaforma Apulo-Garganica*
- *Bacino Est-Garganico*

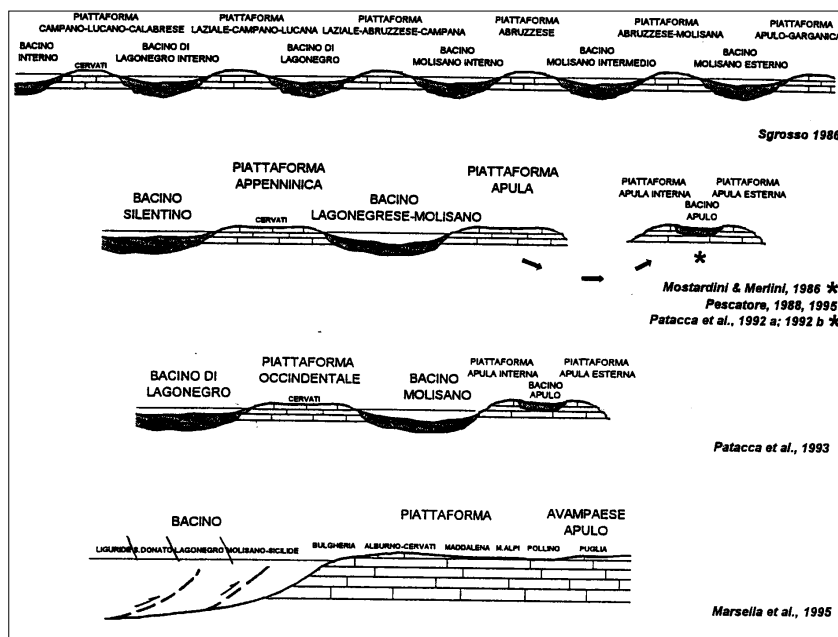


Figura 2.8 Modelli paleogeografici: Sgrosso, 1986; Mostardini & Merlini, 1986; Pescatore, 1988, 1995; Patacca et alii, 1992°, 1992b; Patacca et alii 1993; Marsella et alii 1995. (da Castellano M.C. 1998, modificato).

Questa ricostruzione paleogeografica prevede un notevole grado di cilindrisimo prima della tettogenesi la quale si esplica secondo l'Autore in cinque fasi tettoniche che interessano tutto il Miocene sino al Pliocene inferiore-medio. In ciascun dominio di piattaforma sono spesso riconoscibili due differenti successioni mioceniche, la più antica preorogena e la successiva sinorogena.

Alla fine di questo decennio un ulteriore modello paleogeografico è stato formulato da PESCATORE (1988; 1995)(fig. 2.8) in accordo con MOSTARDINI & MERLINI (1986)(fig. 2.8) ed OGNIBEN (1985), il quale prevede due piattaforme: Appenninica ed Apula separate da un unico bacino Lagonegrese-Molisano. In questo modello la piattaforma Appenninica è articolata dalla presenza di solchi bacinali intermedi. Nel Miocene medio, dopo una fase tettonica, caratterizzata da un fronte di compressione obliquo che si sposta da S-W a N-E, si deformano parzialmente la piattaforma Appenninica ed il bacino di Lagonegro, e s'impone l'Avanfossa rappresentata dal bacino irpino.

Nel 1988 CESARO *et alii* propongono una ricostruzione paleogeografica in cui riconoscono : una piattaforma occidentale , un unico dominio bacinale, rappresentato dal bacino lagonegrese-molisano ed una piattaforma orientale. Inoltre suppongono che la deformazione dei domini interni sia iniziata nel Langhiano e proseguita fino al Pliocene inferiore.

Nell'ultimo decennio del secolo scorso CELLO *et alii* (1990), CELLO & MAZZOLI (1999) propongono un modello in cui la paleogeografia pre-miocenica è caratterizzata, a partire dall'interno verso l'esterno: da un dominio bacinale di transizione e/o oceanico (Bonardi *et alii*, 1988a), residuo del margine continentale settentrionale della Neotetide (Unità Calabresi e Complesso Liguride); una piattaforma carbonatica in cui riconoscono facies di transizione e bacini di rango inferiore, rispetto ai domini principali, interpretati come bacini di *pull-apart*; un dominio bacinale, il dominio Lagonegrese-Molisano, attualmente organizzato in un sistema *duplex* con la piattaforma Apula come *footwall*, ed infine, l'avampaese apulo.

Sulla base di dati sismici interpretano il Monte Alpi come una culminazione degli *horses* più interni del *duplex* apulo, frutto di un fuori sequenza rispetto al resto dell'edificio sepolto. Sempre in CELLO *et alii*, 1990, gli Autori propongono un'evoluzione cinematica della catena in due stradi, al passaggio dei quali si sarebbe verificata la modifica del moto relativo di Africa rispetto a Europa (a circa 9 Ma) da NNE-SSW a NW-SE, e quattro fasi tettoniche, caratterizzate dalle variazioni di modalità di deformazioni e di accrezione del cuneo tettonico.

Inoltre, nel 1999, propongono un modello analogo al precedente, nel quale parlarono però di tre principali fasi tettoniche (CELLO & MAZZOLI, 1999):

- Fase I: Tardo Cretacico-Oligocene, fase di subduzione oceanica, in cui prende luogo la prima fase deformativa caratterizzata dalle condizioni di P/T registrate nel corso delle deformazioni del prisma accrezionario ligure.
- Fase II: Oligocene-Tortoniano, fase di obduzione e seguente accrezione del margine continentale, in cui riconoscono due principali sequenze di deformazioni: la prima riguardante il settore interno del margine tetideo meridionale, la fase di obduzione con l'evoluzione della prima avanfossa riconosciuta il bacino del Saraceno (Oligocene superiore-Miocene inferiore) e alla flessurazione della piattaforma interna: la seconda con la deformazione della piattaforma e l'impilamento della stessa sui terreni lagonegresi, connessi con l'evoluzione di una grossa varietà di sistemi di avanfossa includenti Albidona, Irpinia e Daunia.
- Fase III: Tortoniano-Quaternario, fase collisionale o post collisionale legata al *rifting* che ha condotto all'apertura del Tirreno.

PATACCA *et alii* (1992), in un lavoro sulle relazioni cinematiche dal Tortoniano superiore tra Tirreno ed Appennino, propongono una ricostruzione paleogeografica che considera l'esistenza di un unico bacino Lagonegrese-Molisano che separa le due piattaforme (Fig.2.8). Nel loro modello le successioni controllate dalla tettonica si formano a partire dal Tortoniano superiore. Gli Autori ritengono che

le diverse formazioni flyschoidi riconosciute in Appennino, appartengano ad un unico ciclo preorogeno, i cui primi depositi di avanfossa sono del Tortoniano superiore, e sono rappresentati dal flysch di Piaggine. Essi considerano questa evoluzione tettono-sedimentaria sostanzialmente simile a quella riconosciuta nella successione miocenica affiorante nel Matese in cui l'Avanfossa s'impiana nel Tortoniano superiore. Questa analogia induce gli Autori a ritenere che il Matese e l'Alburno-Cervati facciano parte di un unico esteso dominio paleogeografico che comprende tutte le unità di piattaforma collocate ad occidente del Bacino Molisano-Lagonegrese (Piattaforma Panormide o "Tirrenica" *Auct.*).

Un anno dopo gli stessi Autori (1993) presentano un modello paleogeografico in cui, nel Langhiano, il Bacino Lagonegrese è il dominio più interno, cui seguono la Piattaforma Occidentale, il Bacino Molisano, la Piattaforma Apula Interna e la Piattaforma Apula Esterna separate dal Bacino Apulo (Fig. 2.8). Poco più ad E rispetto al Bacino di Lagonegro ci sarebbero le falde sannitiche, per le quali viene riconfermata una provenienza relativamente interna.

Sempre negli anni '90 MARSELLA *et alii* (1992, 1995) espongono un modello paleogeografico (Fig. 2.8) che ripropone per il Bacino di Lagonegro una posizione interna e su crosta oceanica. Ipotizzano per il Bacino di Lagonegro un contatto tettonico sui depositi dei Monti della Maddalena (Piattaforma Campano-Lucana) a loro volta sovrapposti alla Piattaforma Apula. Giustificano la sovrapposizione dei terreni carbonatici dell'unità stratigrafico-strutturale Alburno-Cervati sui terreni lagonegresi, invocando delle fasi di accavallamento più recenti di quelle che hanno sovrapposto le unità lagonegresi sui Monti della Maddalena. In un lavoro successivo (1995) gli Autori confermano la posizione interna del Bacino di Lagonegro come parte di un più esteso dominio pelagico: Liguride-Lagonegrese-Molisano-Sicilide, connesso alla Tetide. Anche per questo modello gli Autori ipotizzano fasi di accavallamento per giustificare le sovrapposizioni "anomale".

IETTO & BARILARO (1993) propongono un modello a due piattaforme carbonatiche (la piattaforma Campano-Lucana, e l'avampaese Apulo) separate dal

bacino di Lagonegro. Ritengono il bacino di Lagonegro poggiante su crosta oceanica e ipotizzano per i terreni lagonegresi e per parte di quelli di margine di piattaforma, una tetto-genesi precoce di età cretaco-paleogenica.

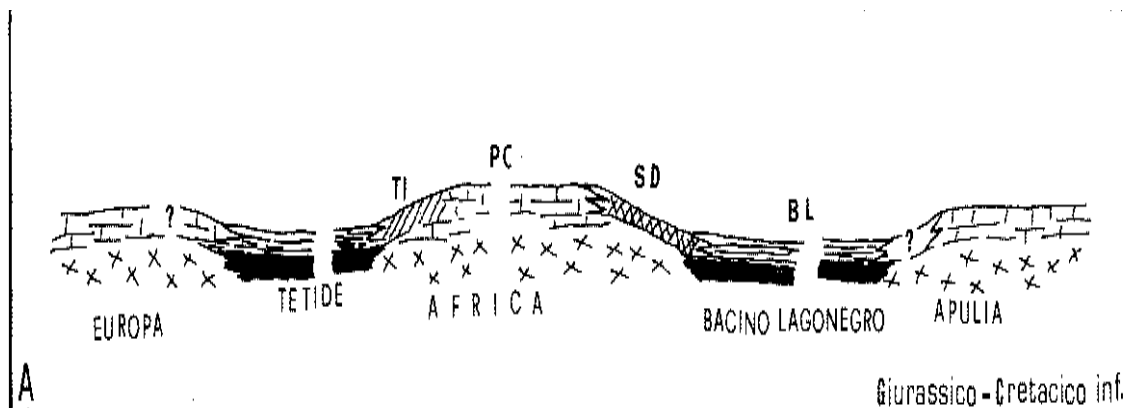


Figura 2.9 Modello paleogeografico Ietto & Barilaro 1993; TI successioni di transizione “interne” del dominio di Piattaforma rappresentate in prevalenza da facies a selce (Unità di Verbicaro auctt), PC domini dei corpi carbonatici di Piattaforma, SD dominio di transizione dell’Unità di S. Donato, BL Bacino di Lagonegro.

FINETTI *et alii* (1994) formulano un modello paleogeografico pre-deformazione che prevede da W ad E l’esistenza della Tetide, Piattaforma Appennica, Bacino Ionico Occidentale su crosta oceanica assottigliata (FINETTI, 1982), e Piattaforma Apula. Gli Autori riconoscono due distinti elementi tettonici accavallati sull’Avampaese Apulo. Il primo è costituito da un sistema a *thrust* pellicolare: la Catena Appenninica formata da più coltri sradicate dal substrato, completamente accavallata su un elemento quasi totalmente sepolto, costituito da un sistema a *thrust*, ovvero la Catena Apula (CARBONE & LENTINI, 1990) formata da successioni carbonatiche analoghe a quelle affioranti nell’attuale avampaese. I due elementi disegnano una geometria a *duplex* a scala regionale che inizia a formarsi nel Paleogene.

Nello stesso anno MONACO & TORTORICI (1994); MONACO *et alii* (1995); MONACO *et alii* (1998) Presentano un modello paleogeografico a due piattaforme carbonatiche, separate dal bacino di Lagonegro. Tale bacino doveva essere caratterizzato da una limitata estensione verso l’attuale sud, come sembrerebbe

testimoniare l'assenza di terreni lagonegresi a sud della valle del Sinni.

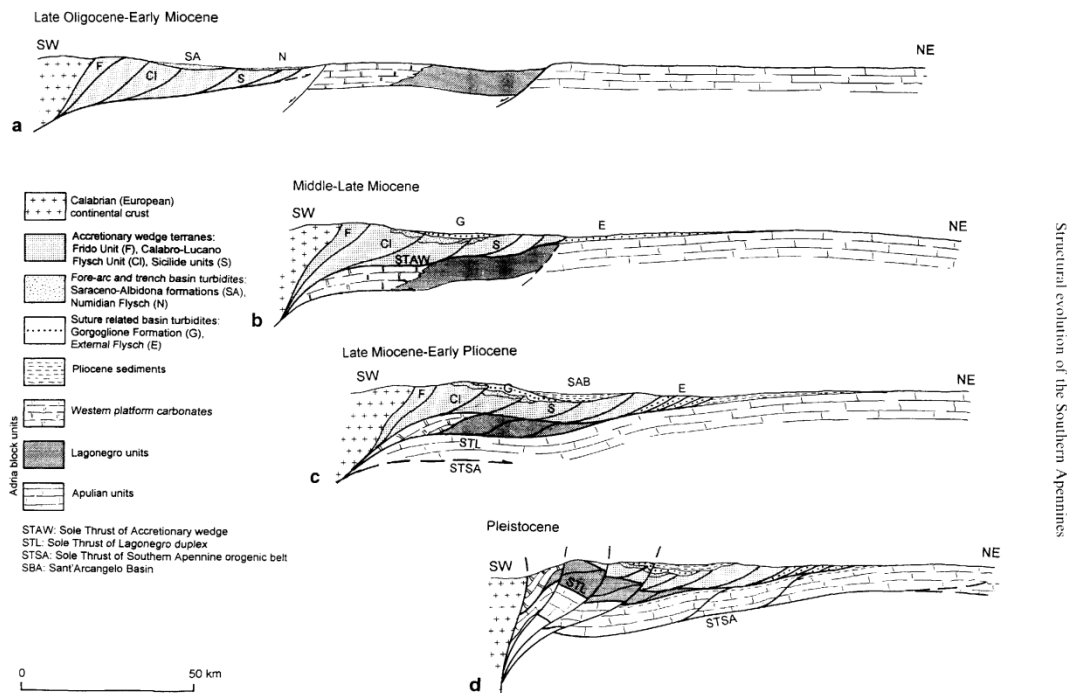


Fig. 16. Cartoon showing the different stages of development of the Lucanian Apennines from Late Oligocene-Early Miocene to Pleistocene.

Figura 2.10 modello paleogeografico Monaco & Tortorici 1998

Gli Autori riconoscono nell'Appennino lucano strutture deformative riconducibili quattro stadi deformativi (Fig. 2.10):

- stadio A responsabile della formazione del cuneo di accrezione liguride, del sovrascorrimento del Frido sul *Flysch* Calabro Lucano;
- stadio B sviluppatosi nel corso della collisione continentale, con la deposizione e deformazione dei sedimenti terrigeni oligo-miocenici e la sovrapposizione delle Unità Liguridi sulla piattaforma interna;
- stadio C comprendente deformazioni trascorrenti;
- stadio D comprendente le ultime deformazioni distensive della catena legata al *duplexing* dei carbonati apuli.

Nel 1998 CIARAPICA & PASSERI propongono un modello paleogeografico dei domini meso-cenozoici dell'Appennino meridionale, estremamente articolato costituito da due insiemi di piattaforme carbonatiche: le piattaforme carbonatiche appenniniche e le piattaforme carbonatiche apule, separate da un unico esteso dominio bacinale rappresentato dal bacino Lagonegrese-Molisano. Tali insiemi di domini piattaforma si presentano estremamente articolati al loro interno per la presenza di numerosi bacini intrapiattaforma. L'insieme delle piattaforme appenniniche viene posizionato in una fascia orientata SW-NE posta tra il bacino pelagico Nord Appenninico e quello Lagonegrese-Molisano. In talericostruzione, dunque, tutte le piattaforme carbonatiche sono in contatto con il bacino Lagonegrese-Molisano, che costituisce, a sud dei domini carbonatici, l'unico grande dominio paleogeografico esistente (Fig. 2.11).

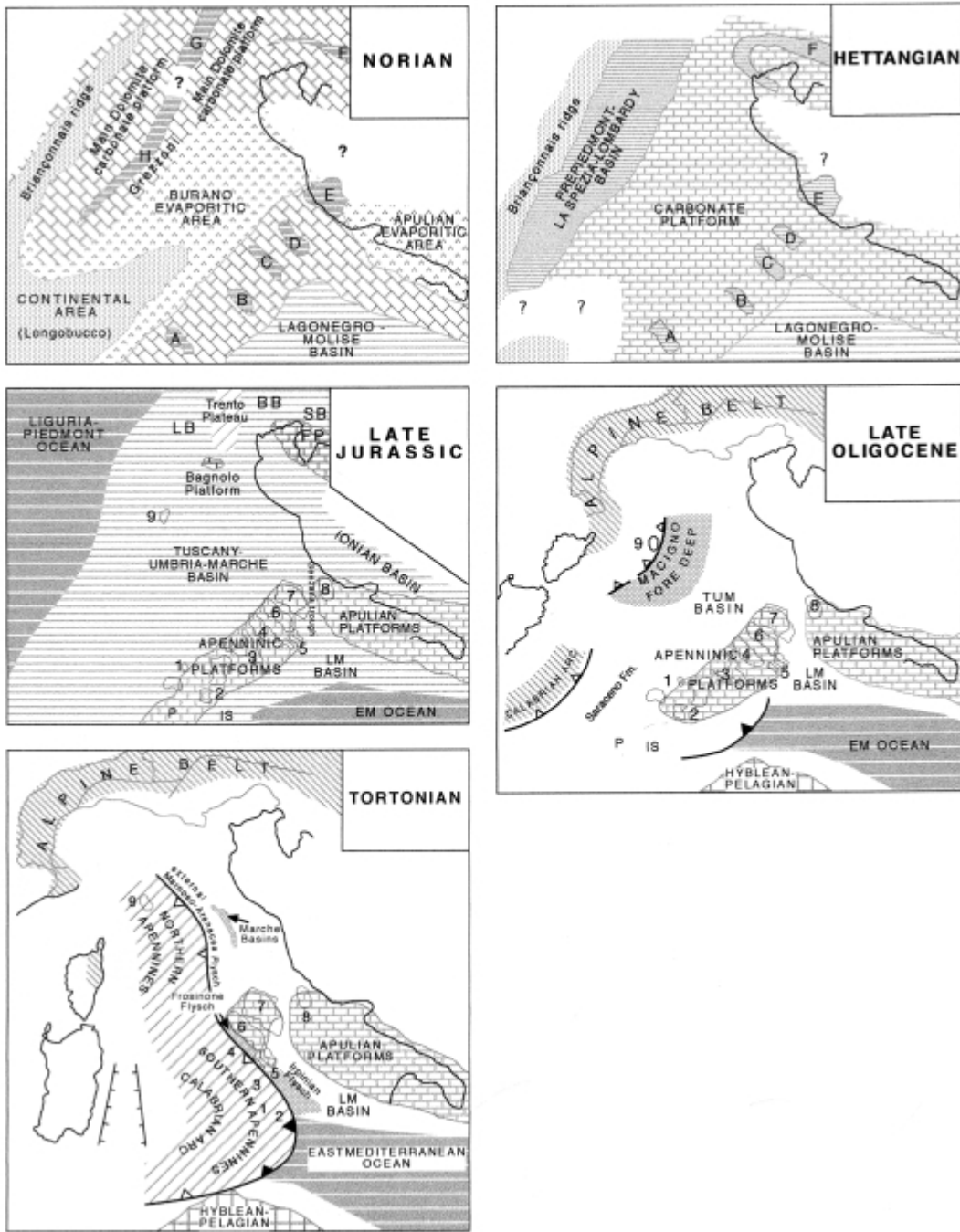


Figura 2.11 Modelli paleogeografici Ciarrapica & Passeri 1998

Partendo da uno studio di dettaglio del Monte Alpi, VAN DIJK *et alii* (2000), sostengono che esso affiori in finestra tettonica, e che appartenga alla piattaforma carbonatica più esterna. Il modello paleogeografico da loro adottato è caratterizzato da tre piattaforme nel Trias e quattro piattaforme a partire dal Giurassico

ARGNANI (2000-2005) sostiene, sulla base di evidenze geofisiche, l'esistenza dello *slab*, costituito da litosfera oceanica, sino a profondità di circa 500 Km e con elevate inclinazioni (70°). Di conseguenza, l'Autore ritiene che debba essere esistito un dominio oceanico posto ad occidente della piattaforma Apula, e che i depositi dei bacini Lagonegrese ed Imerese-Sicano appartengano a tale oceano, differenziandosi dai sedimenti di bacino oceanico della Tetide alpina (terreni delle Unità Liguridi e Sicilidi).

Dal confronto tra le successioni dei bacini Tosco-Umbro-Marchigiano e Lagonegrese-Molisano, CIARAPICA & PASSERI (2002) ritengono, date le differenze riscontrate, che essi debbano essere appartenuti a due differenti rami oceanici, in particolare, il bacino Tosco-Umbro-Marchigiano alla Neotetide alpina, mentre, il bacino di Lagonegro ad un ramo relitto della Paleotetide, ritenendo, dunque, in accordo con IETTO e BARILARO (1993), che il bacino di Lagonegro fosse impostato almeno in parte su crosta oceanica. PATACCA & SCANDONE (2004) e SCANDONE *et alii* (2004) sulla base di dati dei pozzi, realizzati in Italia meridionale, ritengono il bacino di Lagonegro in posizione intermedia tra la piattaforma Campano-Lucana e la piattaforma Apula. Inoltre, per il fatto che le falde sannite sovrastano le falde Molisane (Tufillo-Serra Palazzo e Daunia), ipotizzano l'esistenza di un unico dominio bacinale, il bacino Lagonegrese-Molisano, molto più ampio a sud che a nord, dove probabilmente esisteva un assetto paleogeografico più articolato caratterizzato da una terza piattaforma intermedia: quella dei Simburini-Matese.

2.3 Il Miocene dell'Appennino Campano-Lucano

Le prime osservazioni sui depositi miocenici a scala regionale risalgono a SELLI (1957), in un lavoro sull'Italia meridionale, analizza in modo approfondito i depositi dell'Appennino campano-lucano. Egli istituisce in Cilento le formazioni di Roccadaspide e di Capaccio, ed in Basilicata meridionale le formazioni di Cerchiara e Bifurto. Le prime, rappresentate da calcareniti glauconitiche di ambiente neritico, sono trasgressive sul substrato neritico del Cretacico superiore o dell'Eocene. Le altre invece, essenzialmente arenacee, rappresentano il prodotto di un trasporto per correnti di torbida in ambiente di mare profondo. L'Autore sottolinea, la forte relazione che esiste tra substrato mesozoico e facies trasgressive in tutto l'Appennino, ed attribuisce alle brecciole che aprono la successione trasgressiva un'età miocenica e non eocenica.

Negli anni '70 PESCATORE *et alii* (1970) in un lavoro su tettonica e sedimentazione dell'Appennino campano-lucano riconoscono nei sedimenti miocenici, in contatto stratigrafico sui depositi di piattaforma, una successione trasgressiva concordante (successione preorogenetica), ed una trasgressiva discordante (successione sinorogenetica). Le caratteristiche discriminanti dei terreni connessi a quest'ultimo evento, ascrivibili ad un ciclo di sedimentazione che va dal Langhiano medio-superiore al Tortonianiano inferiore, sono il contatto stratigrafico discordante sul substrato mesozoico, sui terreni della trasgressione preorogenetica e sulle coltri alloctone; la natura litologica dei depositi basali diversa da quella del substrato, facies basali solitamente torbiditiche, depositi con caratteristiche di *wildflysch*. Gli Autori interpretano questi sedimenti come il risultato della traslazione delle Piattaforme verso l'Adriatico e del loro arrivo in un bacino a sedimentazione terrigena (bacino irpino di COCCO *et alii*, 1972).

Anche GRANDJAQUET (1971) trova nei depositi miocenici dell'Appennino meridionale, evidenze di due diversi cicli sedimentari: uno concordante sul substrato

cretacico-paleogenico, costituito dalle calcareniti della Formazione di Cerchiara o Roccadaspide che attribuisce all'Oligocene superiore-Aquitano inferiore, ed un secondo discordante, dell'Aquitano superiore forse anche Burdigaliano, costituito dalle cosiddette "Argille a blocchi", che egli correla alle formazioni del Bifurto e di Capaccio. Questi terreni si sarebbero depositi dopo una fase tettonica, ed un successivo periodo di emersione. I blocchi provengono prevalentemente da Argille Varicolori e Liguridi, anche se i blocchi più grossi sono costituiti da scaglie provenienti proprio dalla piattaforma. L'Autore inoltre riconosce che la fase tettonica non è stata sincrona in tutto l'Appennino, ma precoce in zone interne e tardiva in quelle più esterne.

Dopo circa un decennio SGROSSO (1981 b), nel descrivere i terreni del Miocene affioranti a Piaggine, distingue nella successione miocenica due differenti cicli sedimentari, uno preorogeno ed uno sinorogeno. Il primo è in contatto concordante con il substrato ed è costituito dalle calcareniti glauconitiche della Formazione di Cerchiara, che passano a marne molto silicizzate e quarzareniti molto mature attribuibili alla Formazione del Bifurto, quest'ultima viene parallelizzata al Flysch Numidico. Verso l'alto la successione passa ad una successione di circa 300 metri di terreni del secondo ciclo rappresentati dalle "Calciruditi ed Arenarie di Piaggine". La prima è una formazione conglomeratica blandamente stratificata, con clasti ben cementati provenienti dalle formazioni sottostanti. Per le loro caratteristiche litologiche e giaciture sono interpretati come ammassi canalizzati accumulatisi molto rapidamente ai piedi di una scarpata attiva, costituita da materiale quasi esclusivamente carbonatico, talora poggiante anche su terreni carbonatici cretacico-paleogenici; queste calciruditi passano bruscamente ad arenarie quarzoso-micacee in cui distingue una porzione basale prevalentemente marnoso-siltosa ed una sommitale nettamente più arenacea. Al di sopra si rinvengono per contatto tettonico le falde delle "Argille Varicolori" e del "Flysch del Cilento". L'Autore non concorda con l'ipotesi che le Calciruditi di Piaggine siano eteropiche della Formazione di Roccadaspide (COCCO, 1971; CESTARI, 1971), ritiene invece più probabile che si

tratti della porzione basale della successione terrigena del bacino Irpino, che si impianta dopo la prima fase tettogenetica del Miocene inferiore, intervallata da un'emersione con intensa erosione del substrato. Egli inoltre data il ciclo preorogeno Aquitaniano-Burdigaliano ed il ciclo sinorogeno Burdigaliano-Langhiano.

Contemporaneamente PERRONE (1981) osserva tra successioni mioceniche della piattaforma campano-lucana nelle porzioni a nord e a sud del Sele, differenti caratteristiche tettono-sedimentarie. Nella successione miocenica a nord, rinviene sulle calcareniti glauconitiche depositi di *wildflysch* in concordanza, mentre a sud, sulle stesse calcareniti, si depositano prima terreni flyschoidi con prevalenza di arenarie mature, e poi in discordanza calciruditi che evolvono rapidamente ad arenarie immature. Sulla base della diversa evoluzione litologica delle successioni mioceniche in questi due settori, ipotizza l'esistenza di una faglia trascorrente, coincidente con l'attuale Valle del Sele, che avrebbe permesso l'avanzamento del fronte di compressione a sud prima che a nord.

L'anno dopo PERRONE & SGROSSO (1982) prospettano per la zona a sud del Sele una fase tettonica del Burdigaliano-Langhiano inferiore, posteriore alla deposizione dei sedimenti concordanti, ed a seguito della quale si instaura il bacino "pre-irpino". Pertanto i sedimenti del ciclo discordante, affioranti nella porzione meridionale della piattaforma campano-lucana, non si possono più considerare eteropici del bacino irpino come definito da COCCO *et alii* (1972) che si instaurerebbe solo la fase tettonica del Langhiano superiore-Serravalliano.

In BONARDI *et alii* (1985) viene considerata la possibilità che la Formazione di Albidona, la cui base è riferita al Burdigaliano superiore, possa essere correlata con i sedimenti del bacino pre-irpino. Alcune osservazioni quali l'età, il diverso contatto con i terreni del Complesso Liguridi e le unità appenniniche, il ritrovamento alla base di un conglomerato con rocce sedimentarie e cristalline, suggerisce agli Autori che l'interpretazione più coerente resti quella di SELLI (1962) che considera la

Formazione di Albidona un mesoautoctono trasgressivo sulle coltri lagonegresi e nord-calabresi.

Successivamente SANTO & SGROSSO (1987) datando l'inizio della sedimentazione terrigena distinguono per ogni unità stratigrafico-strutturale esaminata almeno due cicli sedimentari, il più antico preorogeno ed il più recente sinorogeno. Nell'Unità Alburno-Cervati il ciclo preorogeno di età aquitaniana, sarebbe rappresentato dalle calcareniti di Cerchiara e dalle arenarie immature del Bifurto, le prime trasgressive concordanti sui terreni della Formazione di Trentinara. Il ciclo sinorogeno discordante del Burdigaliano, è rappresentato in quest'area dalle Calciruditi ed Arenarie di Piaggine. Tutte le unità analizzate presentano due cicli, di età più giovane procedendo verso l'esterno. Inoltre gli Autori specificano che nell'area cilentana, per i non chiari contatti stratigrafici e per le diverse litologie, sarebbe opportuno sostituire le formazioni di Roccadaspide e Capaccio con le formazioni di Cerchiara e Bifurto.

In concomitanza PERRONE (1987) segnala la presenza di una frazione vulcanoclastica di tipo calcalcalino all'interno delle calcareniti neritiche (Formazione di Roccadaspide) affioranti lungo la dorsale di Monte Soprano. La formazione costituita da calcareniti reticolate (Scandone & SGROSSO, 1965) rappresenta anche per l'Autore solo una facies e ne distingue tre diversi tipi: calcareniti connesse alla trasgressione preorogena; calcareniti talora presenti alla base di depositi silicoclastici di una successione sinorogena; calcareniti evolventi a *wildflysch* affioranti in aree a nord del Sele. Nell'area esaminata le prime due, si sarebbero deposte dopo la fase tettonica burdigaliana nel bacino pre-irpino, e le considera pertanto eteropiche delle calciruditi di Piaggine del Burdigaliano superiore-Langhiano (SGROSSO, 1981 b; PERRONE & SGROSSO, 1982). Si tratta di calcareniti biolitoclastiche con spicole di spugne, glauconite ed una frazione vulcanica. Quest'ultima è costituita essenzialmente da cristalli di plagioclasio, frammenti di vetro vulcanico, femici e litici vulcanici prevalentemente andesitici. Le evidenze sembrano favorire un'origine piroclastica piuttosto che epiclastica, avallando l'ipotesi di un'attività vulcanica

continua dall'Oligocene al Tortoniano inferiore, in accordo con quanto ipotizzato da altri Autori (DI GIROLAMO, 1984; DI GIROLAMO & MORRA, 1988).

Uno studio basato sull'analisi di facies delle calcareniti mioceniche (CARANNANTE *et alii*, 1988 b; 1996) della Formazione di Roccadaspide (equivalente della Formazione di Cerchiara), affioranti in Cilento nelle dorsali di M.te Soprano e M.te Sottano, rivela evidenze di risedimentazione successiva alla breve fase neritica riconosciuta da Selli. In queste calcareniti biolitoclastiche sono frequenti livelli in cui predominano granuli verdi provenienti dalla rimobilizzazione di sedimenti relitti, originariamente accumulatisi lungo il bordo della piattaforma. Gli Autori ipotizzano come originaria area fonte una piattaforma carbonatica aperta, caratterizzata da una sedimentazione biodetritica in facies di Foramol che successivamente si trasforma in una *distally steepened ramp* generando nel Burdigaliano-Langhiano la deposizione di queste calcareniti ricche di glauconite.

SANTO (1988) analizza i depositi terziari degli Alburni con particolare riguardo al "secondo ciclo" miocenico (dubitativamente attribuito al Burdigaliano-Langhiano) costituito da ruditi passanti ad una sequenza arenacea e pelitica, ed in base ai dati ottenuti correla l'Alburno ai monti Cervati, Pollino, Coccovello e Raparo. Da un lavoro successivo (1996) risulta che le ruditi rappresentano le facies prossimali di un'avanfossa, individuata nel Serravalliano-Tortoniano, alimentata da porzioni di piattaforma emersa e da bacini più interni come l'Albidona, per quanto riguarda la porzione terrigena. L'Autore ipotizza nel Tortoniano una importante fase tettonica che oltre alla migrazione del fronte avrebbe innescato un'imponente tettonica verticale.

In base a nuovi dati biostratigrafici e ad affinità litologiche AMORE *et alii* (1988) riuniscono in un unico gruppo, denominato Gruppo del Cilento, la Formazione di Albidona affiorante lungo il confine calabro-lucano, e le formazioni di Pollica e San Mauro in Cilento. L'età di questo Gruppo è non più antica del Burdigaliano superiore-Langhiano e non rappresenta la parte alta di una successione continua nota

come Unità del Cilento di AMODIO-MORELLI *et alii* (1976) o Complesso liguridi di OGNIBEN (1969), di età cretacico-oligocenica. Questi terreni poggiano in discordanza sulle Unità Liguridi o Complesso Liguridi *s.s.* e sull'Alburno-Cervati-Pollino, e passano verso l'alto mediante contatto stratigrafico discordante ai più recenti depositi sinorogeni (Monte Sacro e Gorgoglione). Gli Autori attribuiscono i depositi del Gruppo del Cilento ad un ciclo sedimentario sinorogeno, depositosi dopo una fase tettonica burdigaliano che avrebbe portato l'impilamento delle liguridi e successivamente la loro sovrapposizione sui domini più interni dell'Appennino; li considerano, inoltre, l'equivalente della formazione di Piaggine-Raganello nell'Alburno-Cervati-Pollino.

In un lavoro simultaneo BONARDI *et alii* (1988) ridefiniscono la posizione del Complesso Liguride *Auct.* costituito dall'Unità del Frido e dall'Unità del Cilento, suddividendo ulteriormente l'Unità del Cilento, che non rappresenta una successione continua dal Cretacico all'Oligocene, in una porzione sommitale ed una basale. La prima corrisponderebbe ad un ciclo sinorogeno del Burdigaliano superiore-Langhiano, e comprende le formazioni di Albanella, Pollica e San Mauro, Torrente Bruca ed Albidona che costituiscono il Gruppo del Cilento. Tali terreni poggiano in contatto discordante sulle Unità Liguridi *s.s.* Le Unità Liguridi risultano suddivise dal basso verso l'alto in Unità del Frido, *melange* di Episcopia-San Severino, Unità Nord-Calabresi (Formazione di Timpa delle Murge, Crete Nere, Formazione del Saraceno). L'età di questa successione è compresa tra il Giurassico superiore e l'Oligocene superiore. Vi sono infine i "Terreni ad Affinità Sicilide" i cui contatti con l'unità precedente non sono ancora chiari, essi ne differiscono per le facies e per un minor grado di deformazione. Hanno probabilmente un'età compresa tra il Cretacico superiore-Eocene medio. Gli Autori segnalano la presenza di terreni appartenenti a questa unità informale anche nella Valle del fiume Calore, tettonicamente sovrapposti all'Unità Alburno-Cervati. Il notevole ringiovanimento delle Unità Nord-Calabresi fa ipotizzare agli Autori che l'area di origine potesse essere un relitto della Tetide oceanica, rimasto indeformato fino all'Oligocene superiore ed ovviamente svincolato

dal resto dell'oceano (arco calabro) in cui la chiusura sarebbe stata più precoce. In BONARDI *et alii* (1993), viene confermata per le Liguridi un'età non più antica dell'Oligocene superiore, non associata alla fase eoalpina ma già all'orogenesi appenninica.

Sulla base di dati biostratigrafici più recenti PATACCA *et alii* (1992 b) hanno riesaminato la posizione stratigrafica delle quarzareniti "numidiche" nelle diverse unità tettoniche dell'Appennino meridionale, dall'Abruzzo orientale alla Calabria settentrionale. Attraverso l'analisi incrociata dei nannofossili e dei foraminiferi planctonici hanno delimitato un intervallo di tempo relativamente ristretto, corrispondente alla parte alta della zona NN4 (Langhiano inferiore) e forse alla parte più bassa della zona NN5 (Langhiano superiore) (zona a foraminiferi N8), nel quale è avvenuta la sedimentazione delle quarzareniti. Questa sedimentazione è stata preceduta e accompagnata dalla deposizione di tufiti calc-alcaline che testimoniano un'importante attività eruttiva in aree relativamente lontane. L'accumulo delle arenarie numidiche nei domini sud-appenninici ha costituito un ben preciso evento deposizionale ad alimentazione africana, nel Miocene inferiore e medio *p.p.*, dalla convergenza tra Europa ed Africa e soprattutto dalla rotazione antioraria del blocco sardo-corso. Gli Autori, inoltre, propongono di abbandonare il termine "flysch", comunemente usato nella letteratura geologica, per le quarzareniti numidiche dell'Appennino meridionale, dal momento che queste ultime si sono depositate prevalentemente in bacini di avampaese non ancora raggiunti dal fronte della compressione.

CRITELLI (1993) riconosce nel Complesso Liguride, dal Cretacico al Miocene inferiore, quattro petrofacies che evolvono da arenarie quarzose a quarzoso-feldspatiche a vulcanoclastiche con detrito andesitico proveniente dalla Sardegna (Oligocene superiore), a quarzolitiche nelle torbiditi del Saraceno. Il cambio deposizionale fa ipotizzare che vi fossero più fonti di detrito rappresentate da aree di avampaese, fenomeni di cannibalismo dal complesso di subduzione, dall'arco vulcanico, e dalla catena in rapida erosione.

In seguito CRITELLI *et alii* (1994) analizzano le Arenarie di Albanella del Burdigaliano, considerate come i depositi stratigraficamente più elevati della successione bacinale dei “Terreni ad Affinità Sicilide”, poggianti sui depositi dell’Unità Alburno-Cervati. 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. Nel lavoro viene esclusa la possibilità che le Arenarie di Albanella possano rientrare nel Gruppo del Cilento come precedentemente ipotizzato.

L’anno successivo CASTELLANO & SGROSSO (1995) ipotizzano per le zone più interne dell’Appennino una deformazione avvenuta almeno nel Serravalliano. Sul Pollino, sull’Alburno e sul Cervati i depositi della trasgressione concordante sono rappresentati dalle formazioni di Cerchiara e del Bifurto. Il Bifurto presenta in alcune zone una evoluzione ad arenarie arcosiche che ne indicherebbero invece, l’evoluzione ad una vera e propria avanfossa impostasi nel Langhiano superiore-Serravalliano. In contatto stratigrafico discordante su questi terreni si rinvencono depositi ruditici essenzialmente carbonatici, i quali evolvono ad arenarie immature (Calciruditi ed Arenarie di Piaggine, SGROSSO, 1981 b; e Formazione del Torrente Raganello, SANTO & SGROSSO, 1988). Una situazione più o meno analoga si riscontra in tutti i domini affioranti in zone più esterne sebbene, caratterizzate da depositi di età via via più recenti. Pertanto gli Autori ipotizzano che a partire dal Miocene inferiore inizia la flessurazione del bordo della placca apula in subduzione, la quale porta uno o più domini di piattaforma in ambiente marino e da luogo alla deposizione dei terreni del ciclo trasgressivo concordante. Nel Langhiano superiore o nel Serravalliano nel bacino sede di avanfossa inizia la deposizione delle arenarie immature (evoluzione del Bifurto alle “Arenarie di Civita” di PATACCA *et alii* , 1992a), e contemporaneamente la flessurazione interessa domini più esterni. Probabilmente nel Serravalliano una fase tetto-genetica interessa i domini più interni, con successiva deposizione dei terreni discordanti quali Calciruditi ed Arenarie di Piaggine al M.te Cervati e Formazione del Torrente Raganello al M.te Pollino.

Sempre nel medesimo anno RUSSO *et alii* (1995) in un lavoro sul flysch del Cilento revisionano la stratigrafia delle formazioni di Pollica e San Mauro. Gli Autori datano Langhiano la parte bassa del membro di Pollica e Serravalliano-Tortoniano inferiore la parte alta della San Mauro. In base a questi dati, alla posizione strutturale di questi terreni in Appennino, e a dati di letteratura, interpretano l'intera successione del Flysch del Cilento come depositi di *piggy-back*. Il fianco esterno di questo bacino probabilmente era una rampa frontale ubicata in corrispondenza dei domini paleogeografici dell'Unità Bulgheria-Verbicaro, che iniziavano a deformarsi nel Burdigaliano, come dimostrerebbe anche il metamorfismo. A partire dal Langhiano, nel bacino in parola, si sarebbero depositi terreni sinorogeni discordanti su Liguridi, Sifilidi e falde del Sannio. Nel Tortoniano si completa il colmamento del bacino e anche il dominio dell'Alburno-Cervati entra in catena. Per gli Autori questo evento è documentato da uno spesso orizzonte di "Argille a Blocchi" al tetto dei depositi dell'Alburno-Cervati, che testimoniano l'esistenza di un'avanfossa nel Serravalliano-Tortoniano inferiore.

PESCATORE *et alii* (1996) suddividono l'evoluzione della catena in due fasi distinte, registrate nei depositi di avanfossa, una del Miocene inferiore medio ed una del Miocene medio-superiore. La prima fase registrata in un'avanfossa, di età Aquitaniano-Langhiano, è costituita dai depositi del bacino del Cilento, con le Formazioni di Pollica e San Mauro, poggianti in discordanza sulle falde Liguridi (in accordo con BONARDI *et alii* (1988a) e AMORE *et alii* (1988a).

I detriti silicoclastici depositi in tale avanfossa hanno una provenienza interna, mentre quelli carbonatici derivano da una porzione emersa della piattaforma interna.

La seconda avanfossa, del Miocene medio-superiore (Langhiano-Tortoniano), è costituita dal bacino Irpino, impostato in parte sulla piattaforma interna, in parte sul bacino di Lagonegro, rappresentata dai depositi di *piggy-back* quali il *Flysch* di Gorgoglione, e depositi di avanfossa s.s. quali il *Flysch* di Castelvetere, la Formazione di Serra Palazzo e il *Flysch* di Faeto.

Il bacino del Cilento, nella seconda fase di strutturazione della catena, aveva concluso la sua sedimentazione di avanfossa, e si era evoluto in un bacino intracatena divenendo sede di deposizione dei terreni della Formazione di Monte Sacro, mentre il bacino Irpino termina la sua esistenza nel corso di una fase tettonica tortoniana nell'Appennino lucano, e messiniana nell'Appennino dauno.

Nella tesi di dottorato sui depositi miocenici di M.C. CASTELLANO (1998) ed in un precedente lavoro della stessa Autrice (CASTELLANO *et alii*, 1997) vengono esaminate due successioni eteropiche note come “Calciruditi ed Arenarie di Piaggine” (SGROSSO, 1981 b) non più antiche del Serravalliano-Tortoniano. Tali successioni giacciono in discordanza sui termini mesozoici e paleogenici in facies di piattaforma carbonatica, nonché sulle formazioni mioceniche di Cerchiara e del Bifurto, che segnano il progressivo approfondimento dell'ambiente di sedimentazione neritico verso quello bacinale. In particolare, le Calciruditi di Piaggine affiorano lungo la porzione meridionale del bordo nord-occidentale del M.te Cervati e, per le loro geometrie, per le loro caratteristiche deposizionali e per la presenza di olistoliti, sono state interpretate come il prodotto della deposizione attraverso colate di detrito (*debris-flow*) alla base di una scarpata carbonatica di origine tettonica. Nell'area settentrionale, in luogo delle Calciruditi di Piaggine, ma nella medesima posizione stratigrafica, affiora la successione silicoclastica torbiditica delle Arenarie di Piaggine, la quale è stata suddivisa dall'Autrice in 2 subunità denominate AP₁ ed AP₂. La porzione inferiore (AP₁) è prevalentemente pelitica, e termina con un deposito caotico ad elementi extrabacinali, mentre la subunità superiore (AP₂) è prevalentemente arenacea. A varie altezze stratigrafiche, sia in AP₁ che in AP₂, si intercalano depositi carbonatici. Le associazioni di facies pelitico-arenacee riconosciute in AP₁ permettono di interpretare tale subunità come il prodotto della sedimentazione in un'area bacinale non canalizzata; mentre la subunità AP₂, costituita prevalentemente da associazioni di facies microconglomeratico-arenacee, rappresenta il riempimento di un'area strutturalmente confinata. Per l'Autrice le Calciruditi ed Arenarie di Piaggine rappresentano il riempimento di due diverse

porzioni dello stesso bacino di *piggy-back*, piuttosto che un deposito di avanfossa come precedentemente ipotizzato (PATACCA *et alii*, 1992 b; CRITELLI, 1991; CRITELLI & LE PERA, 1995).

CAMMAROSANO *et alii*, (2000) all'interno delle Unità Liguridi *Auct.* hanno distinto e cartografato, in Cilento, cinque unità litostratigrafiche appartenenti a due unità tettoniche. La successione stratigrafica dell'unità tettonica inferiore (unità di Castelnuovo Cilento) è costituita alla base da una litofacies di argille varicolorate con subordinate TBT (*Thin Bedded Turbidites*) silicoclastiche, nella parte mediana da una litofacies torbiditica prevalentemente marnosa con areniti carbonatiche e, al tetto, da una litofacies a TBT pelitico-arenacee, con subordinate argilliti varicolorate. I litotipi di questa successione, secondo BONARDI *et alii* (1988a e 1988b) sono correlabili con alcuni dei litotipi delle unità "ad Affinità Sicilidi". L'unità tettonica superiore è prevalentemente costituita da alternanza di torbiditi argilloso-arenacee e marnoso-calcaree, con un intervallo basale prevalentemente argillitico, ben correlabile con la sezione tipo della Formazione del Saraceno e con la parte alta della sezione tipo della Formazione delle Crete Nere; questa unità tettonica è pertanto correlabile con l'unità nord-calabrese di BONARDI *et alii* (1988a). Sulla base dei rapporti geometrici e dell'età delle unità litostratigrafiche sopra e sottostanti, gli Autori hanno ipotizzato che la messa in posto dell'insieme "alloctono" del Gruppo del Cilento sulla successione carbonatica degli Alburni-Cervati sia non più antica del Tortoniano superiore. Inoltre hanno presupposto che le due unità tettoniche, che compongono il substrato del Gruppo del Cilento, si siano strutturate nel Miocene inferiore, probabilmente durante la fase burdigaliana. Infine, sulla base delle caratteristiche di facies, dei dati biostratigrafici più recenti (Eocene medio-Oligocene superiore; BONARDI *et alii*, 1989) e della posizione dell'edificio strutturale della catena, questi terreni sembrano meglio correlabili con le unità del dominio subligure.

Nel 2004 Cammarosano *et alii* hanno acquisito nuovi dati sulle unità terrigene del Cilento che hanno permesso nuove interpretazioni stratigrafiche e strutturali.

Tali unità hanno un età compresa tra l'Eocene medio ed il Miocene superiore e sono strutturate in tre unità tettoniche principali e una successione di piggyback in discordanza sull'unità più alta, e sono sovrascorse sui carbonati dell'unità M.Alburni-Cervati-Pollino e sulla loro copertura miocenica.

Dall'alto verso il basso è riconoscibile la seguente successione geometrica:

- una successione di piggyback costituita dal Gruppo del Cilento (Langhiano-Tortoniano inferiore) e dai sovrastanti Conglomerati di Monte Sacro;
- L'unità Nord-calabrese; qui costituita dalla Formazione delle Crete Nere, dalla Formazione del Saraceno e delle arenarie di Cannicchio;
- L'unità di Castelnuovo Cilento (terreni ad «Affinità Sicilide »*Auctt.*); costituita dalla Argilliti di Genesio, dalle Marne e Calcareniti del Torrente Trenico e dalle Argille Varicolori di Tempa Rossa.

CAPITOLO 3 - STRATIGRAFIA SEQUENZIALE

3.1 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 scienza 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 in uso oggi, 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.

Negli ultimi anni la discussione verte, come già accennato nell'introduzione, sulla standardizzazione della stratigrafia sequenziale nel codice di stratigrafia internazionale.

3.2 Definizioni e modelli di Stratigrafia Sequenziale

La stratigrafia sequenziale è un moderno approccio di analisi stratigrafica integrata che si occupa, fondamentalmente, della risposta sedimentaria ai cambi del livello di base e dei *trend* deposizionali che hanno origine dall'interazione tra la sedimentazione e l'*accomodation* (spazio disponibile per l'accumulo del sedimento).

Questa disciplina ha rivoluzionato sia il pensiero che il metodo di analisi stratigrafica, e al contrario di altre discipline stratigrafiche, pone l'accento sui processi di formazione e conservazione delle facies e sulla natura e la durata dei contatti che separano le varie unità stratigrafiche.

Si può, quindi, affermare che la stratigrafia sequenziale è un metodo d'interpretazione stratigrafica che combina l'ordine cronologico dell'accumulo dei sedimenti, l'architettura degli strati e le relazioni geometriche delle facies per determinare l'ambiente deposizionale e predire la continuità degli strati.

Numerosi autori hanno dato definizioni più specifiche (fig. 3.1) di cosa sia la stratigrafia sequenziale tra cui ricordiamo:

- *Sequence stratigraphy* (Posamentier et al., 1988; Van Wagoner, 1995): lo studio delle relazioni delle rocce all'interno della struttura tempo-stratigrafica di strati ripetitivi geneticamente correlati limitati da superfici di erosione o non deposizione, o loro conformità correlative.
- *Sequence stratigraphy* (Galloway, 1989): l'analisi di unità deposizionali ripetitive e geneticamente correlate limitate in parte da superfici di erosione o non deposizione.
- *Sequence stratigraphy* (Posamentier and Allen, 1999): l'analisi di strutture di sedimentazione ciclica che sono presenti nelle successioni stratigrafiche, come si sviluppano in risposta al sedimento fornito e allo spazio disponibile per l'accumulo di sedimenti.
- *Sequence stratigraphy* (Embry, 2001): riconoscimento e correlazione di superfici stratigrafiche che rappresentano i cambi nel trend deposizionale delle

rocce sedimentarie. Tali cambi sono generati dall'interazione della sedimentazione, erosione e oscillazione del livello di base e sono determinati dall'analisi sedimentologica e dalle relazioni geometriche.

Sequence stratigraphy (Posamentier et al., 1988; Van Wagoner, 1995): the study of rock relationships within a time-stratigraphic framework of repetitive, genetically related strata bounded by surfaces of erosion or nondeposition, or their correlative conformities.

Sequence stratigraphy (Galloway, 1989): the analysis of repetitive genetically related depositional units bounded in part by surfaces of nondeposition or erosion.

Sequence stratigraphy (Posamentier and Allen, 1999): the analysis of cyclic sedimentation patterns that are present in stratigraphic successions, as they develop in response to variations in sediment supply and space available for sediment to accumulate.

Sequence stratigraphy (Embry, 2001): the recognition and correlation of stratigraphic surfaces which represent changes in depositional trends in sedimentary rocks. Such changes were generated by the interplay of sedimentation, erosion and oscillating base level and are now determined by sedimentological analysis and geometric relationships.

Figura 3.1 Definizioni di Stratigrafia Sequenziale (da Catuneanu 2002).

Come precedentemente accennato la stratigrafia sequenziale enfatizza la relazione tra le architetture del record stratigrafico e le variazioni cicliche del livello di base, comunemente approssimato con il livello del mare (Jervey, 1988; Schumm, 1993; Posamentier and Allen, 1999). Le variazioni del livello di base sono dovute principalmente all'interazione dei controlli allogenici come per esempio eustatismo, tettonica e cicli climatici (variazioni orbitali, cicli di Milancovich.).

Il riconoscimento dell'interazione tra l'architettura del record stratigrafico e livello di base è la chiave del successo della stratigrafia sequenziale poiché fornisce il fondamento per ottenere la "*stratigrafic prediction*".

L'aspetto predittivo della stratigrafia sequenziale consente due campi applicativi principali, uno accademico e l'altro industriale.

Nel primo campo la stratigrafia sequenziale permette l'individuazione delle sequenze che costituiscono il riempimento di un bacino sedimentario e quindi il

conseguente riconoscimento del loro significato (regionale) nell'ambito dell'evoluzione geologica dello stesso bacino.

Nel campo industriale la stratigrafia sequenziale ha migliorato l'esplorazione e la produzione petrolifera e delle altre risorse minerarie.

Al fine di ottenere buoni risultati per le sue applicazioni la stratigrafia sequenziale si avvale di una serie di dati integrati provenienti da altre discipline stratigrafiche e non, quali per esempio la sedimentologia, la geofisica, la geochemica, ecc. (fig. 3.2).

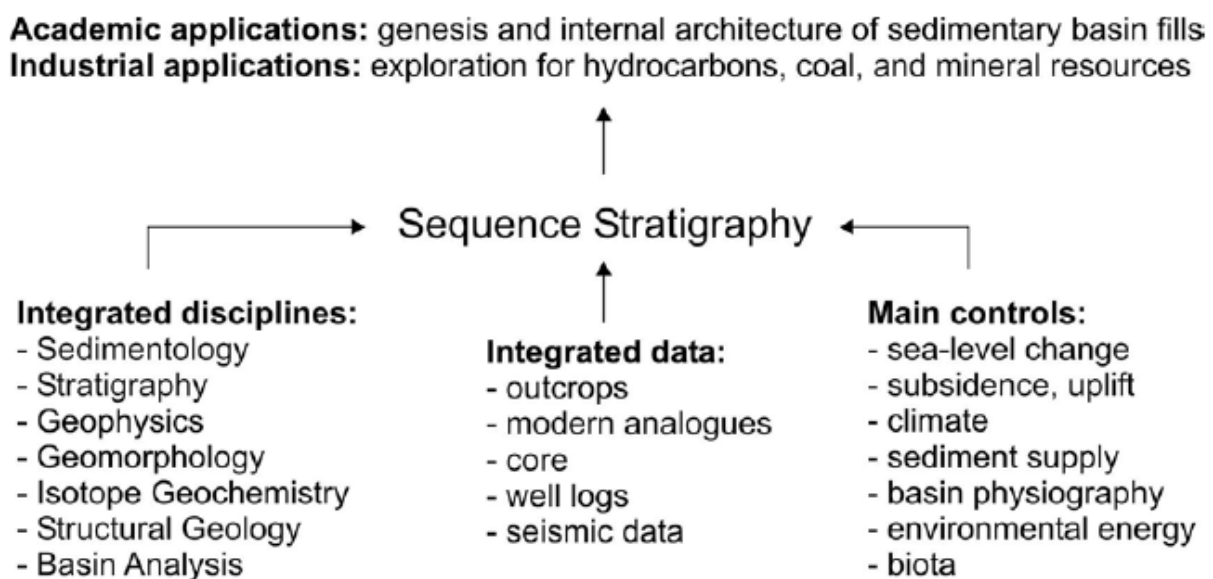


Figura 3.2 Stratigrafia sequenziale nel contesto della ricerca interdisciplinare (da Catuneanu, 2002)

Nonostante sia ampiamente accettata la stratigrafia sequenziale è il solo tipo di stratigrafia che non sia standardizzata nei codici di stratigrafia, questo paradosso è spiegabile considerando 30 anni di discussioni sul ruolo e sulla metodologia e di conseguenza sulla terminologia da utilizzare, che hanno dato origine ad una serie di modelli e di termini in contrasto tra loro.

A questo proposito si distinguono due grandi filoni per approcciare la stratigrafia sequenziale:

- L’approccio induttivo o “*data-driven*” che enfatizza le osservazioni empiriche riguardanti il riconoscimento delle distinte superfici stratigrafiche che rappresentano il cambio nel trend deposizionale.
- L’approccio deduttivo o “*model-driven*” che fornisce un modello stratigrafico su vari parametri scelti *a priori* come per esempio il sedimento fornito o il cambio del livello di base costruendo un modello che “predice” la comparsa delle superfici stratigrafiche.

In un suo lavoro del 2002 Catuneanu elenca 5 modelli di stratigrafia sequenziale (fig. 3.3) che possono essere raggruppati in due categorie: una definisce i limiti di sequenza relativi alla curva del livello di base (*depositional sequence* II, III, e IV fig. 3.3), mentre l’altro gruppo definisce i limiti di sequenza relativi alla curva T-R (*genetic* e T-R *sequence* fig. 3.3).

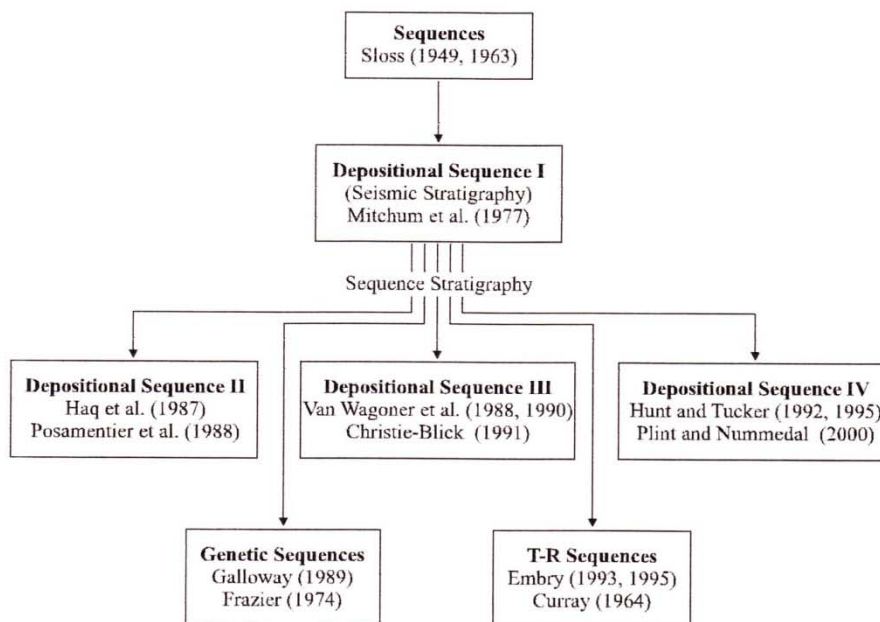


Fig. 28. Family tree of sequence stratigraphy (modified from Donovan (2001)). The various sequence stratigraphic models mainly differ in the style of conceptual packaging of strata into sequences, i.e. with respect to where the sequence boundaries are picked.

Figura 3.3 Elenco dei modelli di stratigrafia sequenziale. (Catuneanu 2002)

- Depositional sequence: questo modello utilizza le *uncoformities* subaree e le loro correlative conformità come limite di sequenza. La durata

dell'*unconformity* subarea è equiparata con lo stadio di caduta del livello di base alla *shoreline* (fig. 3.5). Come *correlative conformity* viene considerato sia il fondo del mare al momento dell'onset della *forced regression* (*depositional sequence* II in fig. 3.3 e 3.4), oppure viene considerato il fondo del mare alla fine della *forced regression* (*depositional sequence* III e IV in fig. 3.3 e 3.4).

Il merito concettuale di questo modello è che la *correlative conformity* è definita relativamente alla curva del livello di base ed è quindi indipendente dalla sedimentazione. Il tranello di questi modelli è che in ambiente di mare basso la *correlative conformity* è invisibile, mentre in ambiente di mare profondo si individua con grande precisione in relazione allo stadio di caduta dei sistemi di conoide sottomarina.

➤ *Genetic stratigraphic sequence*: la *genetic stratigraphic sequence* di Galloway 1989 (fig. 3.3) utilizza le *Maximum Flooding Surface* (MFS) come limiti di sequenza e suddivide la sequenza in *Highstand Systems Tract* (HST), e *Lowstand Systems Tract* (LST), indicando caduta e inizio della risalita del livello del mare, e *Transgressive Systems Tract* (TST). Questo modello supera i problemi relativi al riconoscimento delle *correlative conformity*, il merito risiede nel fatto che le MFS sono facilmente riconoscibili.

Le critiche a questo modello riguardano la presenza di *unconformity* subaeree all'interno della sequenza, in questo modo gli strati non correlati geneticamente fanno parte dello stesso pacchetto genetico.

Un'ulteriore critica si riferisce alla durata delle MFS le quali dipendono dall'interazione tra variazione del livello di base e sedimentazione e sono quindi delle superfici diacrone (Poasmentier and Allen 1999). Secondo lo stesso Cotinenanu (1998) il tasso di diacronismo è comunque molto basso.

➤ Trasgressive –regressive sequence: le sequenze T-R di Embry e Johannessen (1992) sono limitate da superfici composte che includono *unconformity* subaeree e o *ravinement surfaces* e loro *maximum correlative regressive surfaces*. La *correlative surface* è sostituita dalla porzione marina della *maximum regressive surface*. Quest'ultima ha il vantaggio di essere facilmente riconoscibile in ambiente di mare basso ma è difficilmente riconoscibile in ambienti di mare profondo. Le *unconformity* subaeree sono utilizzate come limite di sequenza poiché costituiscono un'importante rottura nella sedimentazione, le MFS vengono utilizzate per suddividere la sequenza in *trasgressive systems tracts* e *regressive systems tracts*.

La critica che viene mossa al modello T-R è che le porzioni marine e non marine del limite di sequenza (*subaerial unconformity* e *maximum regressive surface*) sono temporalmente bilanciate dalla durata del *lowstand normal regression* (fig. 3.5). La connessione fisica tra le due superfici è costituita dalla *ravinement surface*, e si basa sull'assunzione che le onde erodono, durante la trasgressione, i depositi fluviali del *lowstand* accumulatisi nei pressi della *shoreline*.

La durata del limite di sequenza per ciascuno di questi modelli è presentata in figura 3.4.

Sequence model Events	Depositional Sequence II	Depositional Sequence III	Depositional Sequence IV	Genetic Sequence	T-R Sequence
end of transgression	HST	early HST	HST	HST	RST
end of regression	TST	TST	TST	TST	TST
end of base level fall	late LST (wedge)	LST	LST	late LST (wedge)	RST
onset of base level fall	early LST (fan)	late HST (fan)	FSST	early LST (fan)	
	HST	early HST (wedge)	HST	HST	

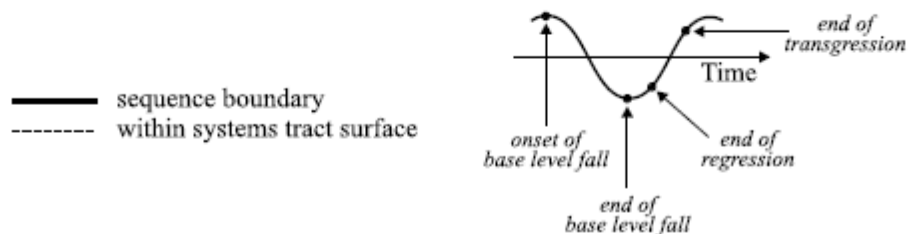


Fig. 29. Position of sequence boundaries, as well as the subdivision into systems tracts, for the sequence models currently in use.

Figura 3.4 Posizione dei limiti di sequenza e suddivisione in *systems tracts* per i modelli di sequenze più utilizzati. (Catuneanu 2002).

È bene notare che tutti i modelli presentano sia meriti che tranelli, e che il successo nella loro applicazione dipende dal caso studiato (facilità di mappatura di una superficie) o dal tipo di dati (log, affioramento, sismica).

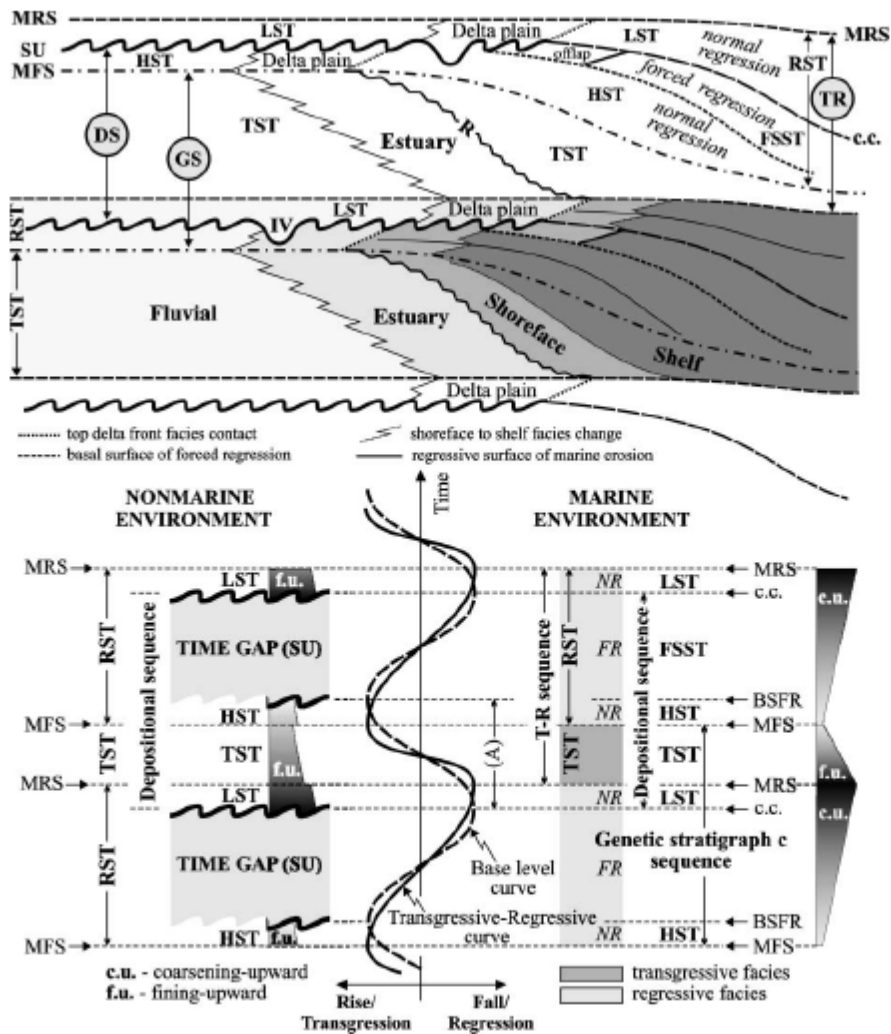


Fig. 18. Sequences, systems tracts, and stratigraphic surfaces defined in relation to the base level and the T-R curves. Abbreviations: SU—subaerial unconformity; c.c.—correlative conformity; BSFR—basal surface of forced regression; MRS—maximum regressive surface; MFS—maximum flooding surface; R—ravinement surface; IV—incised valley; (A)—positive accommodation (base level rise); NR—normal regression; FR—forced regression; LST—lowstand systems tract; TST—transgressive systems tract; HST—highstand systems tract; FSST—falling stage systems tract; RST—regressive systems tract; DS—depositional sequence; GS—genetic stratigraphic sequence; TR—transgressive-regressive sequence.

Figura 3.5 Sequenze, *systems tracts*, e superfici stratigrafiche definite in base al livello di base e alle curve T-R (Catuneanu 2002).

3.3 Definizione dei principali elementi della Stratigrafia Sequenziale

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”.

Questa definizione generale ha fatto molto discutere poiché non specifica la scala o la durata della sequenza, non implica nessun particolare meccanismo che causi le *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 aeree 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.

Nel 2006 Catuneanu rinnova la definizione di sequenza, similmente a Vail et alii (1977), definendola come una successione relativamente conforme di strati geneticamente correlati tra loro, limitati da superfici, estendendola, però, ad un intero ciclo di variazione del livello di base oppure all'approfondimento della *shoreline*, sul modello di sequenza già esistente.

Nel 2007 ISSC suggerisce che la definizione di sequenza possa essere leggermente modificata in “Unità stratigrafica limitata da un tipo specifico di *Unconformities* o sue superfici correlate”, questa semplice correzione permette di definire chiaramente i tipi di sequenza, continuando a mantenere lo spirito ed il significato della definizione di Mitchum (1977).

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 esplicativa 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.

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

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.

Tipi di terminazioni stratali

Le terminazioni stratali sono definite dalle relazioni geometriche tra gli strati e le superfici stratigrafiche contro le quali esse terminano. I termini che definiscono le terminazioni stratali 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 terminazioni stratali sono elencati di seguito e rappresentati in figura 3.6:

- *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 (clinoforni) contro la sovrastante superficie a più basso angolo, è il risultato della non deposizione (*bypass* del sedimento) più o meno un 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 clinoforni progredanti, sia negli ambienti di mare basso che in quelli di mare profondo.
- *Offlap*: è il progressivo spostamento dell'*offshore* delle terminazioni *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.

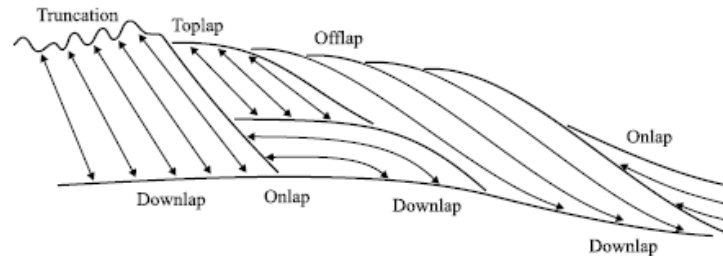


Fig. 15. Types of stratal terminations (modified from Emery and Myers (1996)). Note that tectonic tilt may cause confusion between onlap and downlap, due to the change in ratio between the dip of the strata and the dip of the stratigraphic surface against which they terminate.

Figura 3.6 Tipi di terminazioni stratali

Livello di base e accomodation

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*.

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 (fig. 3.7). 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).

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. 3.7). 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.

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).

Livello relativo del mare

Il livello relativo di mare è la posizione della superficie relativa del mare rispetto ad un punto fisso locale (*datum*) (fig. 3.7) 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.

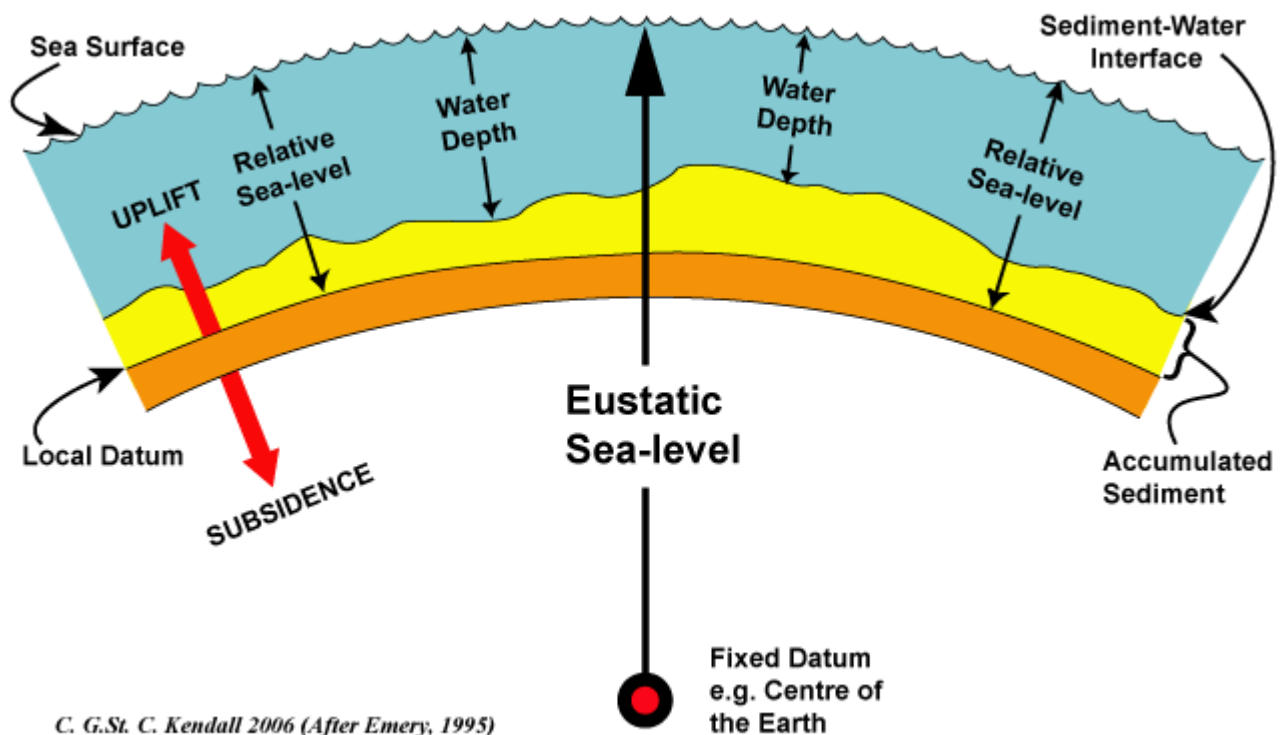


Figura 3.7 Livello relativo del mare, livello eustatico, profondità dell'acqua.

Accomodation

Il concetto di *accomodation* è abbastanza recente fu definita da Jervey nel 1998 come: “lo spazio disponibile per il potenziale accumulo di sedimenti”.

Questo spazio è prodotto dal movimento:

- Della superficie del mare (eustatismo)
- Del fondo del mare (tettonica)
- Dai cambi nel tasso di sedimento accumulato.

Jervey nel 1998 suggerisce che i maggiori controlli sull' *accomodation* sono dovuti ai cambi del livello relativo del mare, per esempio possono essere il prodotto di movimenti combinati dell'eustatismo e della tettonica.

Curry, (1964), Posamentier & Allen, (1999), Coe et al (2002), and Catuneanu (2002) riconoscono al tasso di sedimentazione la stessa importanza della tettonica e dell'eustatismo nel controllo della formazione dell'*accomodation*, infatti:

- 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 (fig. 3.8).

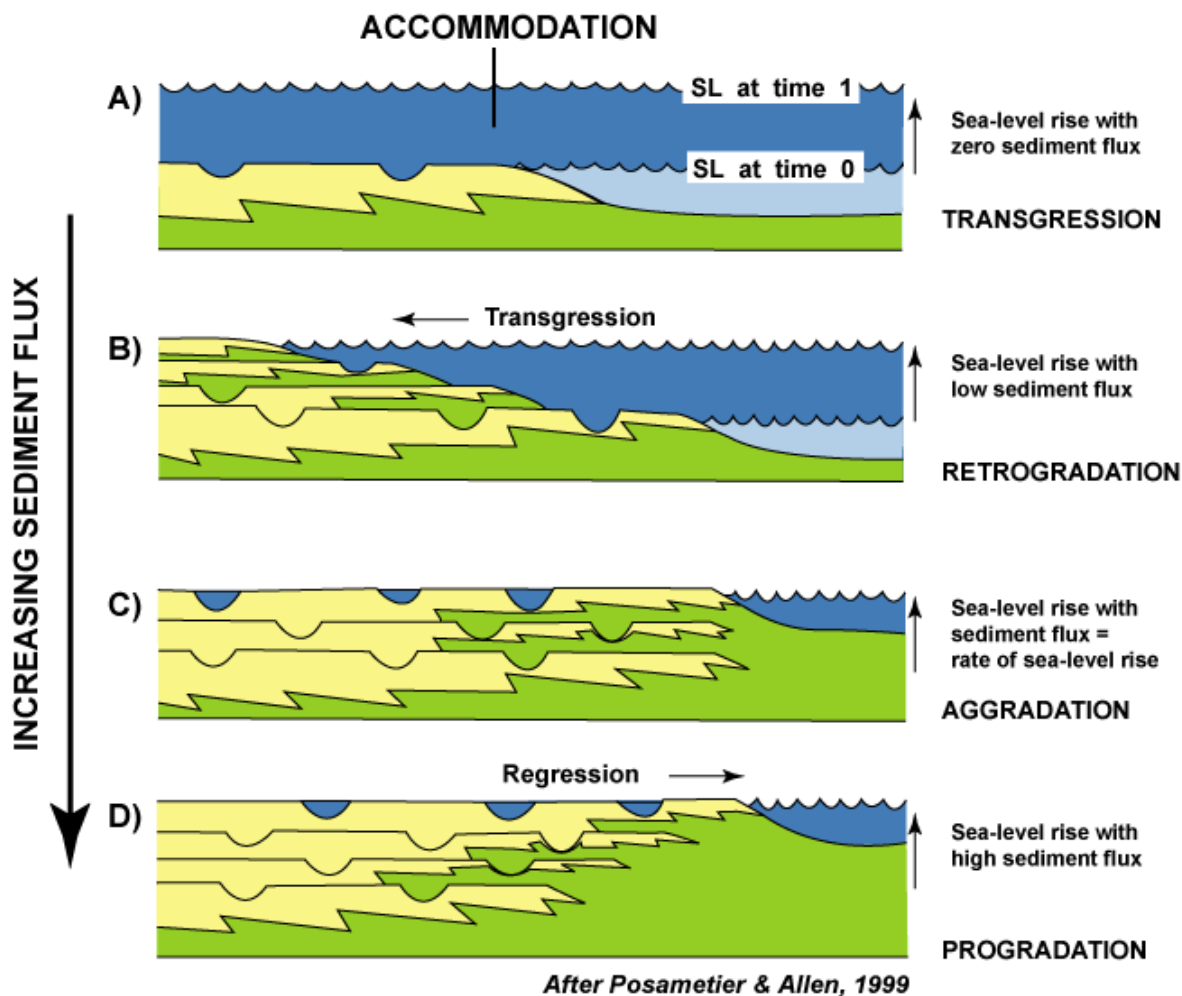


Figura 3.8 Rapporto tra l'accomodation e la quantità di sedimento fornito

Helland-Hansen & Martinsen (1960) suggeriscono che le traiettorie aggradazionali, progradazionale e retrogradazionali siano controllate dall'accomodation e dalla sua interazione con il flusso di sedimenti; quest'ultimo è il riflesso del trasporto sulla *shoreline* (zona di massima energia delle onde) e della redistribuzione in risposta al regime idrodinamico del bacino.

Pomar & Kendall (in review) descrivono come i sedimenti aggradano fino a che le onde e le correnti si spostano al di sotto dello *shelf*, appiattendolo il profilo deposizionale. Questi profili non sono solo associati con l'originale *accomodation* in questo modo sono messi in relazione allo *slope* ma anche alla granulometria che decresce verso il bacino che si riflette nel bilancio tra *input*, risedimentazione e

accumulo del sedimento.(Johnson, 1919; Reineck and Singh, 1980; Allen, 1982; Swift et al. 1991b).

Sequence stratigraphy surfaces

Le superfici della stratigrafia sequenziale presentate dai vari autori sono numerose e seguono sia il modello deduttivo che quello induttivo, inoltre molte superfici sono state nominate in modo diverso e ciò provoca una grande confusione terminologica.

Bisogna specificare che prima di tutto una superficie deve essere riconosciuta empiricamente sia sulla base di proprietà significative che sulla base delle proprietà che caratterizzano gli starti al di sopra e al di sotto della superficie stessa.

A questo proposito all'interno del “*Report of the ISSC task Group on sequenze stratigraphy*” sono stati suggeriti i cinque criteri per il riconoscimento delle superfici seguenti:

- La superficie deve rappresentare un cambio nel *trend* deposizionale.
- La superficie deve avere varie proprietà che la definiscono (per esempio caratteristiche fisiche) che portano al suo riconoscimento con ragionevole obbiettività sia se si tratta di carote che di affioramenti, inoltre deve avere una ragionevole estensione geografica cosicché sia possibile la sua mappatura e la correlazione con altre sezioni.
- La superficie deve essere “ scarsamente” diacrona o essere un “barriera-tempo” per permettere di essere utilizzata come una struttura quasi-cronostratigrafica per l’analisi di facies e le ricostruzioni paleogeografiche. (Embry et alii, *in press*)
- La superficie deve essere sviluppata sia in regimi deposizionali clastici che carbonatici, sia in ambiente di *ramp*, *shelf*, *slope*, *basin*, ed in strati di tutte le età. Deve essere, inoltre riconoscibile sia nelle successioni deformate che in quelle indeformate.

- La superficie deve essere riconoscibile con un approccio empirico cosicché la stratigrafia sequenziale sia al pari delle altre discipline stratigrafiche. Le superfici che hanno un solido approccio empirico massimizzano il loro utilizzo nell'interpretazione e nella predizione.

Limiti di sequenza

I limiti di sequenza 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.

Tali limiti sono diacroni, ricoprono il precedente *high stand system tracts* ed erodono i sedimenti sottostanti depositatisi durante la *forced regression* che li accompagna, associata con la caduta del livello del mare. (Cotunenanu 2002) (fig. 3.9)

Per esempio una *unconformity* subaerea può essere considerata un limite di sequenza, fu utilizzata per la prima volta da Sloss nel 1949. Essa rappresenta un cambio da deposizione a non deposizione e si manifesta con un brusco contatto erosionale, e con la peculiare caratteristica di essere ricoperta da strati non marini.

La *unconformity* subaerea rappresenta un significativo *gap* nel *record* stratigrafico determinato dalla sua relazione con le rocce sovrastanti (*onlapping*) e con quelle sottostanti (*truncation*).

Questa superficie si forma durante una caduta del livello di base mediante processi erosionali subaerei connessi soprattutto ad erosione fluviale o chimica.

Nella letteratura passata 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 (USC website).

Regressive surface of marine erosion (RSME)

Questa superficie fu riconosciuta e definita per la prima volta da Plint (1988). È una superficie “pulita” e “netta” che separa strati marini sottostanti in facies di offshore (granulometria che aumenta verso l'alto) da strati in facies di *shoreface* (granulometria diminuisce verso l'alto).

Questa superficie si trova all'interno di una successione regressiva ma può essere considerata come un cambio da un *trend* deposizionale ad un *trend* di non deposizione.

Nella maggior parte dei casi l'erosione al di sotto della RSME è minore e localizzata e quindi può essere considerata un diastema piuttosto che un *unconformity*.

Tale superficie regressiva migra verso il bacino durante l'intero tempo di caduta del livello di base. Galloway and Sylvia (2002) si riferiscono a questa

superficie come *regressive ravinement surface*; il termine più accettato è *regressive surface of marine erosion* (fig. 3.9).

Shoreline ravinement (RS)

La *shoreline ravinement* si forma durante una trasgressione quando le onde o i processi tidali erodono i depositi di *shoreface* precedenti, e i sedimenti di spiaggia e quelli non marini si spostano verso terra; il sedimento viene eroso sia verso terra che verso mare rispetto alla *shoreline*.

Il risultato è una superficie caratterizzata da un brusco e “pulito contatto” al di sopra del quale ci sono depositi estaurini o marini sottili la cui profondità aumenta verso l’alto. Essa quindi rappresenta un cambio nel trend da deposizione a non deposizione e può essere un piccolo diastema.

Questa superficie ha numerosi nomi: *ravinement surface* (Swift, 1975); *trasgressive ravinement surface* (Galloway, 2001); *trasgressive surface* (Van Wagoner et alii, 1988); *transgressive surface of erosion* (Posamentier and Allen 1999) e *shoreface ravinement* (Embry, 2002) (fig.3.9).

Maximum Regressive shoreface (MRS)

Tale superficie è una delle più facili da riconoscere all’ interno dei sedimenti marini clastici poiché separa strati con granulometria crescente verso l’alto da strati la cui granulometria diminuisce verso l’alto (fig. 3.9) (Embry, 2001), e rappresenta il cambio dal *trend* regressivo a quello trasgressivo.

Nelle aree di mare basso la superficie coincide con una variazione da ambiente meno profondo ad un ambiente più profondo, e quindi è necessaria una dettagliata analisi di facies per la sua identificazione.

In ambienti di *slope* la MRS può coincidere con una superficie di erosione sottostante legata ai flussi di torbida. In questi casi la MRS può essere sia un diastema che un *unconformity*.

Questa superficie comincia con l'inizio della trasgressione e le aree di ambiente marino divengono la sorgente del sedimento e quindi rielaborano sedimenti sempre più fini.

Questa superficie ha vari nomi tra cui: *trasgressive surface* (Van Wagoner et alii, 1988), *conformable trasgressive surface* (Embry, 1993, 1995), *maximum progradation surface* (Emery e Mayers, 1996), per evitare confusione si preferisce il termine *maximum regressive surface* introdotto da Helland-Hansen Gjelberg (1994) e adottato da Embry (2002) e Catunenau (2006) (fig. 3.9).

Maximum Flooding surface (MFS)

La *maximum flooding surface* in ambiente silicoclastico marca un cambio nel *trend* deposizionale da *fining upward* a *coarsening upward* (Embry 2001). In ambiente di *nearshore* il cambio nel *trend* deposizionale coincide con il passaggio da un ambiente di mare più profondo ad uno di mare meno profondo. Oltre gli ambienti di *offshore* questa relazione non continua e l'orizzonte più profondo si trova al di sopra della MFS (Catunenau, 2006).

Negli strati silicoclastici non marini l'espressione della MFS è più sottile ed interpretativa, il suo riconoscimento avviene mediante l'identificazione del passaggio da canali "decrecenti" a canali "crescenti" e può essere associata ad un cambio da *coarsening* a *fining* (Cross and Lessenger, 1997); è spesso associata con lenti di carbone o con *limestone* di acque salmastre (Catunenau, 2006).

Nelle aree di offshore è spesso associata con sezioni condensate e in ambienti silicoclastici può essere associata a depositi chimici quali *limestone* o *ironstone* (fig. 3.9).

Basal surface of forced regression (BSFR)

Questa superficie fu inizialmente per la prima volta da Hunt e Tucker (1992) come: "una superficie cronostratigrafica che separa sedimenti più vecchi depositatisi

durante l'andamento lento della risalita del livello relativo del mare...da sedimenti più giovani depositatesi durante la caduta del livello di base.”

Altri autori quali Halland e Hansen e Gjelberg (1994), Plint e Nummendam(2000) e (Catunenanu, 2006) hanno utilizzato la BSFR come il tempo di inizio della caduta del livello del mare alla *shoreline* e quindi l'inizio della *forced regression*. (fig. 3.9).

Correlative Conformity (CC) (sensu Hunt e Tucker)

Hunt e Tucker hanno definito la CC, nel 1994, come una superficie cronostratigrafica equivalente alla durata ed alla fine della caduta del livello di base, senza però darne i criteri per il riconoscimento.

Catunenanu 2006 spiega che le *correlative conformity* “si sviluppano all'interno di un pacchetto di strati conformi e progradanti...”

Plint e Nummendam (2000) definiscono tali superfici difficili o addirittura impossibili da riconoscere da un punto di vista pratico.

Within trend facies Contact (WTFC)

Embry (2001,2002) introdusse la superficie WTFC e la definì come un contatto conforme o diastemico tra due distinte litofacies all'interno di una successione regressiva o trasgressiva. Non rappresenta un cambio nel *trend* deposizionale e quindi è una superficie litostratigrafica.

Marine flooding surface

Queste superfici più comunemente chiamate *flooding surface* furono definite per la prima volta da Van Wagoner et alii nel 1988 come: “superfici separanti strati più giovani da strati più vecchi attraverso cui c'è un brusco incremento della profondità del mare”. Questa definizione non fornisce il mezzo per il riconoscimento.

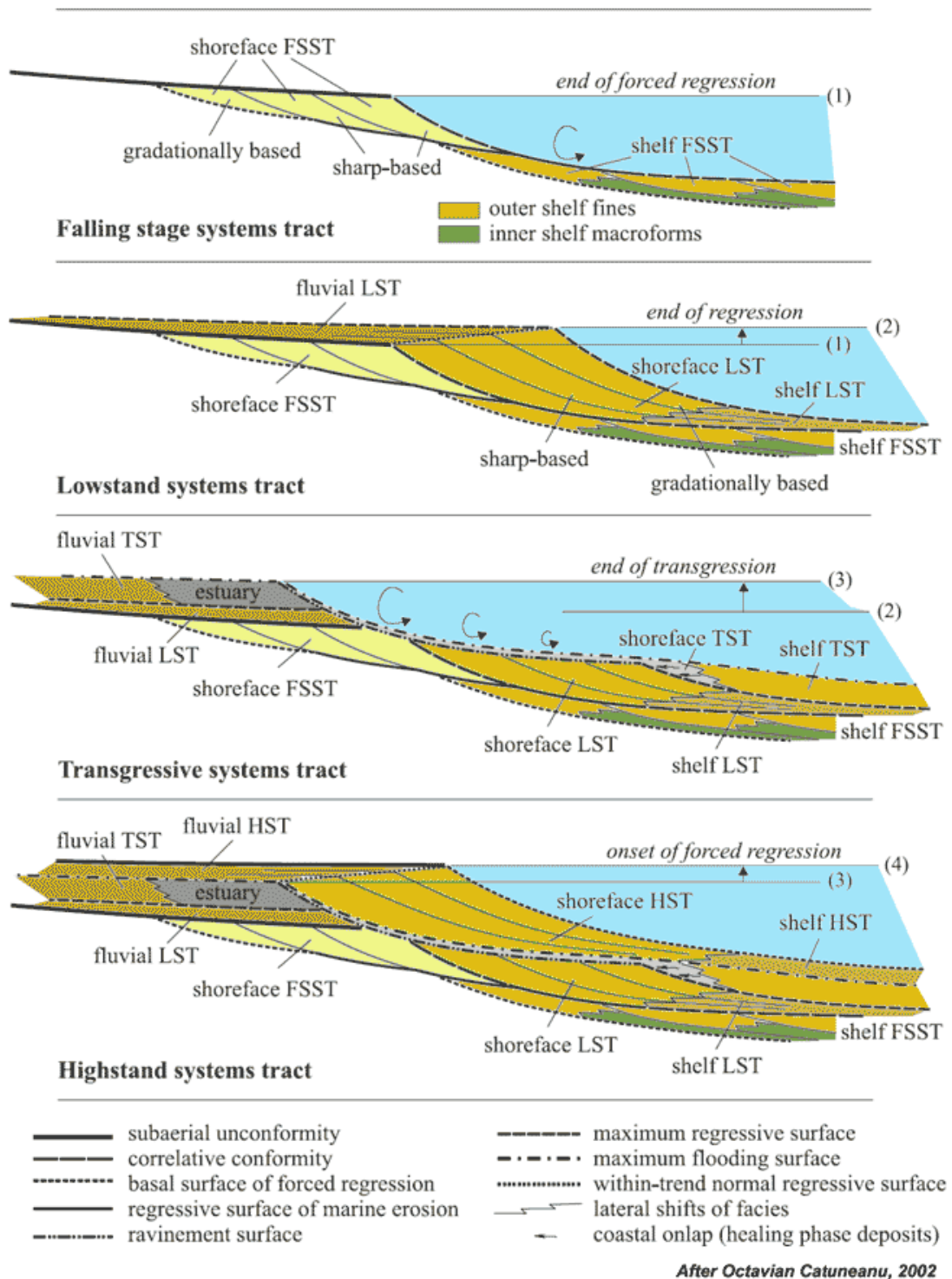


Figura 3.9

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.

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.

Nella discussione per la standardizzazione della stratigrafia sequenziale si propone che *systems tract* vengono riconosciuti dalle superfici che li limitano.

I principali *systems tracts* sono (fig. 3.9):

Falling stage systems tract (FSST)

Il *falling stage systems tract* 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.

Questo *systems tract* corrisponde al *Forced regression systems tract* (FRST) di Hunt e Tucker (1992).

Lowstand systems tract (LST)

Il *lowstand systems tract* 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.

Hunt e Tucker (1992) hanno ridefinito il limite inferiore del LST ponendolo all'inizio della risalita del livello di base.

Transgressive systems tract (TST)

Il *transgressive systems tract* 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.

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 (Van Wagoner et alii (1998) e da Posamentier and Allen (1988)). 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.

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*.

La base di questo *systems tract* è costituita dalla MFS sulla quale i sedimenti dell'HST progradano e aggradano. Il topo 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(Van Wagoner et alii (1998) e da Posamentier and Allen (1988)).

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.

Shelf Margin Systems Tract (SMST)

In una sequenza di tipo 2 Van Wagoner et alii (1988) e Posamentier and Allen (1988) hanno introdotto lo SMST, il quale è limitato alla base da una *Correlative Conformity* corrispondente all'inizio della risalita del livello di base e superiormente da una MRS. Comprende gli strati che si depositano all'inizio della risalita del livello di base fino all'inizio della trasgressione.

Attualmente è raramente applicato e i depositi che ne fanno parte sono considerati appartenenti al LST.

Regressive Systems Tract (RST)

Embrj e Jahannessen (1992) definirono il RST, è limitato inferiormente dalla MFS e superiormente da un limite di sequenza e racchiude gli strati che si depongono durante la regressione.

I sedimenti di questo systems tract includono l'HST di Posamentier and Allen (1999) ed il FSST di Plint and Nummendal (2000), e la fine dell'*early lowstand systems tract* di Posamenntier and Allen (1999).

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. (fig. 3.10)

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 nutra 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.

<i>Tectono-Eustatic/ Eustatic Cycle Order</i>	<i>Sequence Stratigraphic Unit</i>	<i>Duration (my)</i>	<i>Relative Sea Level Amplitude (m)</i>	<i>Relative Sea Level Rise/Fall Rate (cm/1,000 yr)</i>
<i>First</i>		>100		<1
<i>Second</i>	Supersequence	10-100	50-100	1-3
<i>Third</i>	Depositional Sequence Composite Sequence	1-10	50-100	1-10
<i>Fourth</i>	High Energy Sequence, Parasequence and Cycle Set	0.1-1	1-150	40-500
<i>Fifth</i>	Parasequence, High-Frequency Cycle	0.01-0.1	1-150	60-700

Cycle Hierarchies

(From SEPM#40)

Figura 3.10 Ordini di ciclicità

CAPITOLO 4 – ICHNOFACIES

Le tracce fossili rappresentano entità sia paleontologiche che sedimentologiche e, come tali, sono interpretate come potenziali indicatori ambientali nel *record* geologico. Le tracce fossili ed i loro siti possono essere efficacemente utilizzati per il riconoscimento e l'interpretazione genetica dei vari tipi di discontinuità. L'Icnologia può essere impiegata per individuare superfici di sequenze stratigrafiche in due modi principali, tramite il riconoscimento delle tracce fossili legate al tipo di substrato, che possono segnare le lacune stratigrafiche, in particolare del tempo fra l'originale deposito di un'unità (il cui substrato può presentarsi con o senza bioturbazioni) e il successivo impostarsi di una *suite* postdeposizionale di tracce fossili controllata

dall'ambiente di deposizione; oppure tramite un'attenta analisi delle successioni icnologiche sviluppatesi in verticale, analoghe alle successioni delle facies litologiche. L'integrazione dei dati derivati dalle tracce fossili 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.

4.1 Introduzione

L'utilità stratigrafica delle tracce fossili varia a secondo del modello stratigrafico utilizzato.

Nel passato, le tracce fossili sono state considerate quasi inutili in stratigrafia, poichè:

- la maggior parte hanno un lungo intervallo temporale;
- sono in gran parte dipendenti dall'ambiente di deposizione;
- una bioturbazione può essere prodotta da due o più organismi differenti che colonizzano in medesimo substrato.
- lo stesso organismo può produrre strutture differenti che corrispondono a modelli differenti di comportamento;
- 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);
- strutture identiche possono essere prodotte dall'attività di organismi differenti , il cui comportamento è simile (Ekdale ed altri, 1984). Questi fattori rendono il valore biostratigrafico delle tracce fossili trascurabili.

Tradizionalmente, si è pensato che ci fossero soltanto tre modi in cui le tracce fossili potessero essere utilizzate in cronostatigrafia:

- seguendo lo sviluppo del comportamento

- come entità morfologicamente definite (senza i presupposti riguardo alla loro genesi)
- come sostituti per gli organismi *tracemaking* (Magwood e Pemberton, 1990).

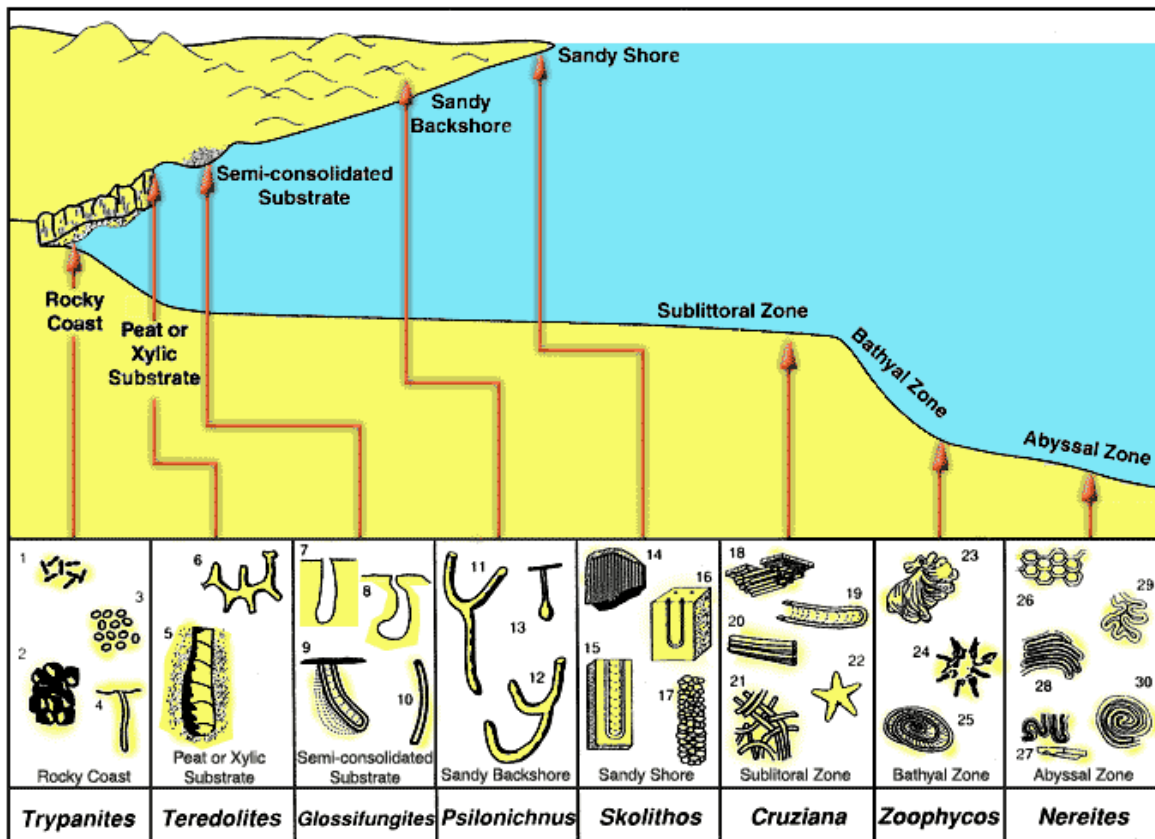
Attualmente le tracce fossili risultano essere uno dei gruppi fossili più importanti nella delineazione dei limiti stratigrafici relativi alla stratigrafia sequenziale (MacEachern ed altri, 1991a, b, 1992a, b; Savrda, 1991a, b), allostratigrafia (Pemberton ed altri, 1992a) ed alla stratigrafia degli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

Infatti negli ultimi anni, gli stratigrafi hanno abbandonato l'analisi litostratigrafica e hanno affrontato lo studio del *record* geologico in termini di stratigrafia genetica, ciò ha portato a concentrare gli sforzi sul riconoscimento dei limiti stratigrafici. Ciò perché gli stress accentuano all'interno delle discontinuità i processi interni al sistema deposizionale stesso (allociclico) e possono far iniziare e terminare il deposito di successioni di facies sedimentarie (Walker, 1990).

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, sia per la loro interpretazione genetica. Questo metodo richiede un approccio che impiega tecniche stratigrafiche, sedimentologiche e paleontologiche diverse.

4.2 Il Concetto di Ichnofacies

L'essenza della ricerca sulle tracce fossili è raggruppare tutte le caratteristiche degli icnofossili nelle ricorrenti icnofacies. 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. 4.1).



after Seilacher image from <http://research.eas.ualberta.ca/ichnology/>

Distribution of Common Marine Ichnofacies

Typical trace fossils include: 1) *Caulostrepsis*; 2) *Entobia*; 3) echinoid borings; 4) *Trypanites*; 5) *Teredolites*; 6) *Thalassinoides*; 7, 8) *Gastrochaenolites* or related genera; 9) *Diplocraterion* (*Glossifungites*); 10) *Skolithos*; 11,12) *Ppsilonichnus*; 13) *Macanopsis*; 14) *Skolithos*; 15) *Diplocraterion*; 16) *Arenicolites*; 17) *Ophiomorpha*; 18) *Phycodes*; 19) *Rhizocorallium*; 20) *Teichichnus*; 21) *Planolites*; 22) *Asteriacites*; 23) *Zoophycos*; 24) *Lorenzinia*; 25) *Zoophycos*; 26) *Paleodictyon*; 27) *Taphrhelminthopsis*; 28) *Helminthoida*; 29) *Cosmorhapha*; 30) *Spirorhapha*.

Figura 4.1 Principali Ichnofacies e loro distribuzione batimetrica (USC Website)

Oggi, questo concetto di ichnofacies 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.

L'interpretazione delle ichnofaune sono sostanzialmente migliori quando le tracce sono studiate nel contesto della rocce e delle loro implicazioni.

4.3 Principali Ichnofacies

Sono state riconosciute in letteratura nove ichnofacies, ciascuna rappresentata da un'ichnogenere: **Scoyenia**, **Trypanites**, **Teredolites**, **Glossifungites**, **Psilonichnus**, **Skolithos**, **Cruiziana**, **Zoophycos**, and **Nereites**. Queste ichnofacies riflettono l'adattamento degli organismi bioturbatori, ai fattori ambientali quali: tipo di substrato, rifornimento di cibo, energia idrodinamica, salinità, torbidità delle acque, tasso di sedimentazione, temperatura e ossigenazione.

Ichnofacies *Scoyenia*

Questa ichnofacies colonizza soprattutto substrati che variano da argillosi a sabbiosi di ambienti sommersi poco profondi, e caratterizzati da una bassa energia, quali, depositi lacustri o fluviali che periodicamente divengono emersi, o in depositi subaerei che diventano periodicamente sommersi. Si rinvengono, quindi, in ambienti di transizione, acqua-terra emersa, non marini. Le strutture sedimentarie associate includono : strutture da disseccamento, strutture di radici ed altre caratteristiche di ambienti di transizione acqua –terra. Le tracce fossili caratteristiche di questa ichnofacies sono costituite da 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. Si rinvengono 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 nelle aree che risultano sommerse.

Ichnofacies *Teredolites*

Questa ichnofacies è caratteristica di un substrato che può essere costituito da tappeti di legno, depositi di torba, relativa sostanza silicea, di conseguenza queste

tracce sono tipiche di unità rocciose costituite da lignite o carbone. Esse possono rappresentare le superfici di non deposizione su pezzi di legni, altri materiali (ad esempio silicei), o il deposito lento nelle zone di palude o di accumulazione della torba. Questi materiali che costituiscono il substrato tipico della ichnofacies a Teredolites sono molto comuni nelle zone di estuario, di delta, o nei vari ambienti di retrobarre. Diffuse e abbondanti sono le tracce di escavazione di vermi striscianti. Caratteristica di questa ichnofacies è che 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 ichnofaune.

Ichnofacies Trypanites

La ichnofacies a Trypanites è tipica di substrati costituiti da superfici erosive consolidate, litoranee e sublitoranee (litorali, beachrock, hardgrounds rocciosi), scogliere, o particolari strati formati da costituenti organici (letti di scheletri, letti di gusci, conchiglie ma non in singoli elementi). Particolare importanza nello sviluppo sequenziale è rivestita dall'hardground che si può formare negli ambienti suddetti e diviene quindi importante, dal punto di vista temporale l'integrazione con le ichnofacies a Glossifungites. Infatti le tracce di Trypanites possono tagliare, intersecando, precedenti tracce di Glossifungites o tracce di Cruiziana 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 scavati principalmente dai carnivori passivi o alimentatori in sospensione (ad esempio alghe, briozoi ecc.) oppure possono essere tracce di scalfitura, tracce di raschiamento (chitoni, patelle, e principalmente echinidi). Si ha dunque una bassa o moderata diversità delle tracce, anche se i solchi o le tracce di raschiamento possono essere abbondanti.

Ichnofacies Glossifungites

Caratteristiche di superfici di discontinuità marine litorali e sublitorali, consolidate ma non litificate, per esempio una superficie carbonatica semiconsolidata, substrati fangosi parzialmente diagenizzati non protetti, sia in aree con moderata energia che in zone con un'energia piuttosto alta dove i substrati micritici o silicoclastici semiconsolidati offrono resistenza all'erosione.

Le tracce sono costituite da solchi verticali, cilindrici, a forma di U, o da forme discontinue, o ancora tane 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. Diversamente dai siti delle Trypanites, gli scavi tendono a evitare le ostruzioni all'interno del substrato.

Ichnofacies Psilonichnus

Gli ambienti di formazione di questa ichnofacies vanno dal sopralitorale al litorale più alto, con condizioni di energia marina e/o eolica da basse a moderate, soggette a modificazioni in seguito a piogge torrenziali o a onde di tempesta. Questa ichnofacies è associata con sabbie ben selezionate e con stratificazione da laminata ad inclinata, con radici e cavità discontinue, con sabbie o argille sabbiose scarsamente selezionate. Quindi si può affermare che colonizzano ambienti costieri tipicamente rappresentati da spiaggia, retrospiaggia e dune ma anche dai fan di *washover* e piane sopratidali. Aree di transizione con le zone marine. Sono costituite soprattutto strutture verticali, da piccoli 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; tracce da foraggio e di invertebrati locali e vertebrati striscianti o tunnel superficiali; possono essere presenti 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.

Ichnofacies Skolithos

Questa ichnofacies è tipica delle zone di litorale basso ed infralitorale con condizioni di energia che variano da moderate a relativamente alte, caratterizzate da un sedimento che può essere lievemente fangoso o pulito, soggetto ad eventi di improvvisa erosione e deposizione, quindi un ambiente in cui ha molta importanza la variazione di energia, infatti l’alta energia rielabora le strutture fisiche e cancella le strutture biogeniche sedimentarie lasciando solo alcuni dati della precedente stratificazione. Queste caratteristiche ambientali generalmente corrispondono ad ambienti di spiaggia *foreshore* e *shoreface*, ma si possono paragonare con numerosi altri ambienti aventi simili livelli di energia come, ad esempio barre, delta tidali, e *fan* di mare profondo.

Le forme delle tracce estuarine variano da verticali e cilindriche, tane a forma di U, riempite di sedimento e poi distrutte, 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); forme di Ophiomorpha, consistenti principalmente di strutture e cavità verticali o inclinate. Gli animali sono essenzialmente alimentatori in sospensione o carnivori passivi. Le tracce possono essere abbondanti ma caratterizzate da una bassa diversità.

Ichnofacies Cruziana

Sono tipiche delle sequenze di *shelf* che includono substrati da infralittorali a poco profondi al di sotto del livello minimo ma non del livello massimo della base dell’onda, in condizioni calme, verso il mare aperto, le ritroviamo in ambiente di *offshore* e con un’energia variabile da moderata a relativamente bassa. Questa ichnofacies si può trovare in substrati limosi e sabbiosi, in sabbie e fanghi

interstratificati, che possono subire una bioturbazione che varia da moderata ad intensa. In queste aree la sedimentazione può essere trascurabile o apprezzabile ma non necessariamente si tratta di una sedimentazione veloce. Gli ambienti deposizionali tipici non includono soltanto ambienti di *shelf* o di baie epicontinentali, ma anche aree da litorali a sublitorali di estuari, baie, lagune e le zone di marea. Sono abbondanti le tracce di animali striscianti, sia al di sopra che all'interno degli strati; tracce a forma di U inclinate, riempite di sedimento e formatesi in seguito allo spostamento verticale ascendente e discendente dell'animale e sedimentazione.

Ichnofacies Zoophycos

Tipica di ambienti dal circolitorale al batiale, 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 anossiche. Le zone litoranee o i luoghi epireici sono aree in cui le acque in qualche modo ristagnano. Per quanto riguarda le zone di mare aperto (*offshore*) si trovano subito al di sotto dell'azione delle onde, verso acque più profonde in aree non interessate da flussi torbidity o da correnti di fondo significative. Dove sono presenti substrati relitti o rielaborati provenienti dallo *shelf* o dalle correnti più profonde, queste ichnofacies possono non essere presenti negli ambienti di transizione da infralittorale ad abissali. Le tracce che costituiscono questa ichnofacies possono essere relativamente semplici o moderatamente complesse. Sono tracce poco profonde, di pascolo e di alimentazione. Le bioturbazioni da dimora sono tipicamente planari o lievemente inclinate, si presentano come delle delicate lamine, in nastri, in lobi o in fragili spirali (forme appiattite di *Zoophycos* o, in sedimenti pelitici di *Phycosiphon*). La diversità è molto bassa, ma le bioturbazioni sono tipicamente abbondanti. L'ichnogenere *Zoophycos* può anche essere abbondante nelle ichnofacies a *Nereites* e a *Cruziana* al di sotto dei normali livelli di ossigeno; i casi di ichnogenere non costituiscono necessariamente le ichnofacies.

Ichnofacies a Nereites

L'ambiente tipico di questa ichnofacies va da batiale ad abissale, principalmente acque tranquille ed ossigenate, in aree lungo lo *slope*, o in aree dove si depositano le correnti di torbida, allo sbocco dei canyon. I fanghi pelagici si depositano alla base e al *top* delle torbiditi. Nelle zone più distali la serie sedimentaria è costituita da una deposizione e da bioturbazioni continue; sono conservate poche strutture biogeniche o fisiche diverse dalle ichnofacies in senso stretto. Le complesse tracce di pascolo e di alimentazione e le strutture delle dimore, riflettono un comportamento organizzato ed efficiente; 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 (Helminthoidea, Cosmorhaphe), soprattutto interstratali. La diversità e l'abbondanza sono generalmente significative.

4.4 Il concetto di Ichnologia applicato alle sequenze stratigrafiche

Le tracce fossili sono entità sia sedimentologiche che paleontologiche e quindi rappresentano un insieme unico di potenziali indicatori ambientali nel *record* stratigrafico. Come le strutture sedimentarie, esse riflettono molto gli effetti dei parametri ambientali che prevalgono durante la loro deposizione. La descrizione del comportamento degli organismi bentonici, legata ai vincoli ambientali, è la base della 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. L'obiettivo finale è descrivere la relazione tra le facies e queste varie strutture.

4.4.1 Le applicazioni ichnologiche alle sequenze stratigrafiche

L'applicazione dell'Ichnologia per l'analisi delle sequenze stratigrafiche è duplice. L'uso più evidente è nella delimitazione delle discontinuità erosionali che hanno un *gap* temporale significativo fra l'evento d'erosione e l'evento deposizionale successivo. Il secondo uso è meno evidente, ed è dettato dagli effetti delle variazioni dei parametri ambientali sui siti colonizzati dalle tracce fossili. Quando si riesce ad utilizzare entrambe le applicazioni ed ad integrarle con le analisi sedimentologiche e stratigrafiche, il risultato è un metodo potente per il riconoscimento e l'interpretazione genetica delle superfici stratigrafiche di sequenza, e per i depositi ad esse correlate.

Negli ultimi anni, gli stratigrafi hanno abbandonato l'analisi litostratigrafica e hanno affrontato lo studio delle *record* sedimentario in termini di stratigrafia genetica. La stratigrafia genetica si trova al nucleo di tre concetti stratigrafici principali: *Genetic Sequence* (Galloway, 1989a, b), l'allostratigrafia (Codice di nomenclatura stratigrafica americano NACSN, 1983) e la stratigrafia sequenziale (Wilgus ed altri, 1988; Van Wagoner ed altri, 1990).

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 loro siti possono essere impiegate efficacemente sia per il riconoscimento delle discontinuità erosionali, contraddistinte da significativo un *gap* temporale fra l'evento di erosione e l'evento deposizionale successivo, sia per l'interpretazione genetica degli strati che le contengono. Questo metodo richiede un approccio che impiega varie tecniche: stratigrafiche, sedimentologiche, paleontologiche, ecc.

L'integrazione continua dell'ichnologia con l'analisi stratigrafica e sedimentologica dettagliata, è un metodo affidabile, per individuare e interpretare le sequenze stratigrafiche e le discontinuità che le delimitano.

4.4.2 Sequenze stratigrafiche e limiti di sequenze individuate mediante l'uso dell'Ichnologia.

Un esempio di utilizzo delle ichnofacies come indicatori dei limiti di sequenza si trova in un lavoro di Pemberton et alii. Gli Autori analizzando i sedimenti cretacici del WCSB, sono riusciti, con l'applicazione dell'Ichnologia ad individuare ed interpretare sequenze stratigrafiche, *system tracts* e loro limiti sia in affioramento che nel sottosuolo, come riportato in tabella 4.1.

Tabella 4.1

SITI DI TRACCE FOSSILI POST-EROSIONE	INTERPRETAZIONE DELLE SUPERFICI
<p>Margine di barra: sabbie fangose altamente bioturbate con <i>Teichichnus</i>, <i>Helmintophysis</i>, <i>Paleophycus</i>, <i>Rosselia</i>, <i>Asterosoma</i>, <i>Planolites</i>, <i>Terebellina</i>.</p> <p>zona di pro-delta: sabbie e argille con <i>Teichichnus</i>, <i>Planolites</i> e <i>Paleophycus</i>.</p>	<p>Esposizione subaerea e progradazione di sedimenti di piana di delta contenenti carbone. Ne deriva una flooding surface di alta energia (FS/SB). La colonizzazione della superficie erosiva precede i depositi della trasgressione principale? Tali depositi sono ricoperti da sedimenti di margini di barre progradanti o da sedimenti di acque di pro-delta del successivo ciclo progradazionale. (Oppelt, 1988).</p>
<p>Argille e silt distali con un assemblaggio di <i>Cruziana</i> consistente di <i>Zoophycos</i>, <i>Terebellina</i>, <i>Planolites</i> e <i>Chondrites</i>.</p>	<p>Mannville Group, superficie in esposizione subaerea (limite di sequenza) seguita da una flooding surface prodotta da una trasgressione (FS/SB) colonizzata da tracce fossili di un substrato solido (firmground). Le argille che le ricoprono riflettono un ambiente di offshore o ambienti di shelfal (Joli Fou Formation).</p>
<p>Sabbie fangose intensamente bioturbate con robuste</p>	<p>Limiti di sequenza in depositi di offshore, modificato durante una</p>

<p><i>Teichichnus, Asterosoma, Terebellina, Helminthopsis, Chondrites e Planolites</i>, appartenente all' Icnofacies <i>Cruziana</i>.</p>	<p>trasgressione (FS/SB). La superficie di FS/SB è sepolta da shoreface progradante durante lo stazionamento del livello del mare. La ripresa della trasgressione ricopre i depositi di shoreface con una flooding surface (Raychaundhuri et al., 1992)</p>
<p>Bioturbazioni sparse, in strati conglomeratici e sabbia grossolana clasto-sostenuta. L'argilla nella parte superiore degli strati contiene tracce di <i>Planolites</i></p>	<p>Superficie subaerea incisa da depositi di offshore durante un abbassamento relativo del livello del mare (lowstand), modificata da una flooding surfaces di alta energia che porta alla formazione di una spiaggia retrogradante (FS/SB). La superficie è ricoperta da sabbie di spiaggia durante uno stazionamento relativo del livello del mare. (Dowing e Walker, 1988; Pattison, 1991a).</p>
<p>Sabbie a granulometria media e conglomerati non bioturbati.</p>	<p>Flooding surface di alta energia che forma una spiaggia erosiva retrogradante, si amalgama con una superficie di esposizione aerea (FS/SB) ed incide i sottostanti depositi di offshore. Il relativo stazionamento del livello del mare permette la progradazione della spiaggia su FS/SB. (Raddysh, 1988; Pattison 1991a).</p>
<p>Sabbie laminate con bioturbazioni parallele o lievemente inclinate: <i>Arenicolites, Skolithos, Ophiomorpha, Teichichnus, Palephycus, Helminthopsis, Chondrites, Rosselia, Planolites, Terebellina e Asterosoma</i>.</p>	<p>Superficie corrispondente ad un limite di sequenza (lowstand unconformity) che incide i depositi di offshore/inner shelf , iquali vengono trasportati nelle zone più distali. Nella costruzione delle facies lo spostamento della linea di</p>

	<p>costa risulta in una spiaggia formata durante una regressione forzata che ricopre direttamente il limite di sequenza. (Mac Eachern et al., 1992 a).</p>
<p>Argille sabbiose e conglomerati con <i>Teichichnus</i>, <i>Terebellina</i>, <i>Asterosoma</i>, <i>planolites</i>, rare <i>Chondrites</i> e <i>Helminthopsis</i>.</p>	<p>Le superfici sono flooding surface di alta energia generate durante un incremento della trasgressione del mare del Colorado. Le superfici limitano cunei progradazionali di sedimento e costituiscono i limiti di parasequenze di alta energia (Mac Eachen et al., 1992 b)</p>
<p>Sabbie, alternanze di strati di sabbie e argille e argille con <i>teichichnus</i>, <i>Ophiomorpha</i>, <i>Paleophycus</i>, <i>Diplocraterion</i>, <i>rosselia</i>, <i>Skolithos</i>, <i>Asterosoma</i>, <i>Terebellina</i> e <i>Planolites</i>.</p>	<p>La superficie riflette un FS/SB, interpretato come una valle incisa nei depositi sottostanti di shelf a depositi più bassi di spiaggia durante il lowstand del livello del mare. Il limite di sequenza è modificato da una flooding surface di alta energia durante il riempimento della valle, dovuto alla seguente trasgressione (Reinson et al., 1988; pattison, 1991 a e b; Pemberton et al., 1992 c).</p>
<p>Strati di conglomerati e sabbie grossolane; sabbie e argille contenenti tracce di organismi di ambienti di transizione di mare-acque dolci. <i>Cylindrichnus</i>, <i>Teichichnus</i>, <i>Planolites</i>, <i>Terebellina</i>, <i>Paleophycus</i> e <i>Asterosoma</i>.</p>	<p>Superficie che riflette un FS/SB. Limite di sequenza che taglia una valle incisa, scavata nei depositi di offshore a outer shelfal. La superficie è modificata da una flooding surface di alta energia durante una successiva trasgressione. La valle è riempita da sedimenti di estuario del system tract trasgressivo (Boreen, 1989; Boreen e Walker, 1991).</p>

<p>Argille con ciottoli, intensamente bioturbate con <i>Helminthopsis</i>, <i>Zoophycos</i> e <i>Chondrites</i>, sabbie e argille gradate poco bioturbate con <i>Asterosoma</i>, <i>Planolites</i> e <i>Chondrites</i>.</p>	<p>Le discontinuità sono interpretate come flooding surface di alta energia, associate con un incremento della trasgressione del mare di Shaftesbury/Colorado. La superficie corrisponde ad un sottile limite di un cuneo progradazionale e costituisce i limiti di parasequenze di alta energia.</p>
<p>Sabbie a granulometria media , intensamente bioturbate con <i>Ophiomorpha</i> (strati sottili di sabbie trasgressive), che passano ad argille marine con <i>Zoophycos</i>, <i>Planolites</i> e <i>Chondrites</i>.</p>	<p>Facies di piana di delta ricoperte da una superficie di esposizione subaerea, riflettente un lowstand del relativo livello del mare. Flooding surface di alta energia modifica questa superficie (FS/SB). La rielaborazione delle facies sottostanti produce sheet sand trasgressivi (Bhattacharya e Walker, 1991).</p>
<p>Sabbie da medie a fini , contenenti <i>Zoophycos</i>, <i>Chondrites</i> e <i>Planolites</i>. Si passa ad argille siltose con <i>Helminthopsis</i>, <i>Planolites</i>, <i>Terebellina</i>, <i>Chondrites</i> e <i>Zoophycos</i>.</p>	<p>La superficie al di sopra dei depositi di spiaggia più bassa, e riflette un FS/SB. Cementazione sideritica al di sotto delle sabbie, corrisponde ad una esposizione subaerea. La colonizzazione della superficie sta ad indicare l'inizio della trasgressione. Continuando la trasgressione produce una flooding surface di alta energia.</p>
<p>Conglomerati intensamente bioturbati con al top argille marine con rari ciottoli; le argille contengono <i>Helminthopsis</i>, <i>Planolites</i>, <i>Chondrites</i>, <i>Terebellina</i> e <i>Zoophycos</i>.</p>	<p>La superficie può essere un limite di sequenza con una copertura conglomeratica che riflette una superficie di una regressione forzata o un FS/SB che riflette una modifica della trasgressione di SB dovuta ad una shoreface retrogradante erosiva. La copertura conglomeratica di shoreface potrebbe significare uno stazionamento del livello del mare</p>

<p>Spiagge basse HCS e sabbie SCS con <i>Ophiomorpha</i>, <i>Rhizocorallium</i>, <i>Teichichnus</i>, <i>Conichus</i>, <i>Skolithos</i> e <i>Rosselia</i>.</p>	<p>(Walker e Plint, 1992)</p> <p>La superficie di erosione è interpretata come una flooding surface che separa depositi di retrobarra dai depositi di spiaggia sovrastanti, progradanti e dominati da tempeste.</p>
---	---

CAPITOLO 5 – TRATTAMENTO DATI

In questo capitolo sono riportati risultati dello studio effettuato in Penisola Sorrentina, nell'area di Capaccio (Cilento), nei Monti della Maddalena, Valico Codda, in Lucania Tempa di Murro.

L'attività di campagna unitamente ai criteri sedimentologici, mineralogici, petrografici e paleontologici hanno condotto al riconoscimento delle facies riportate nei successivi paragrafi.

5.1 Facies Marina del Cantone e Punta Campanella (Penisola Sorrentina)

Per la Penisola Sorrentina sono state studiate le sezioni di e Marina del Cantone Punta Campanella, le cui stratigrafie di sintesi sono rappresentate nelle figure 5.1 e 5.2, rispettivamente. Il substrato delle calcareniti è costituito dai depositi del Cretacico Superiore in facies di piattaforma

Colonna stratigrafica "Marina del Cantone - Reccomone"

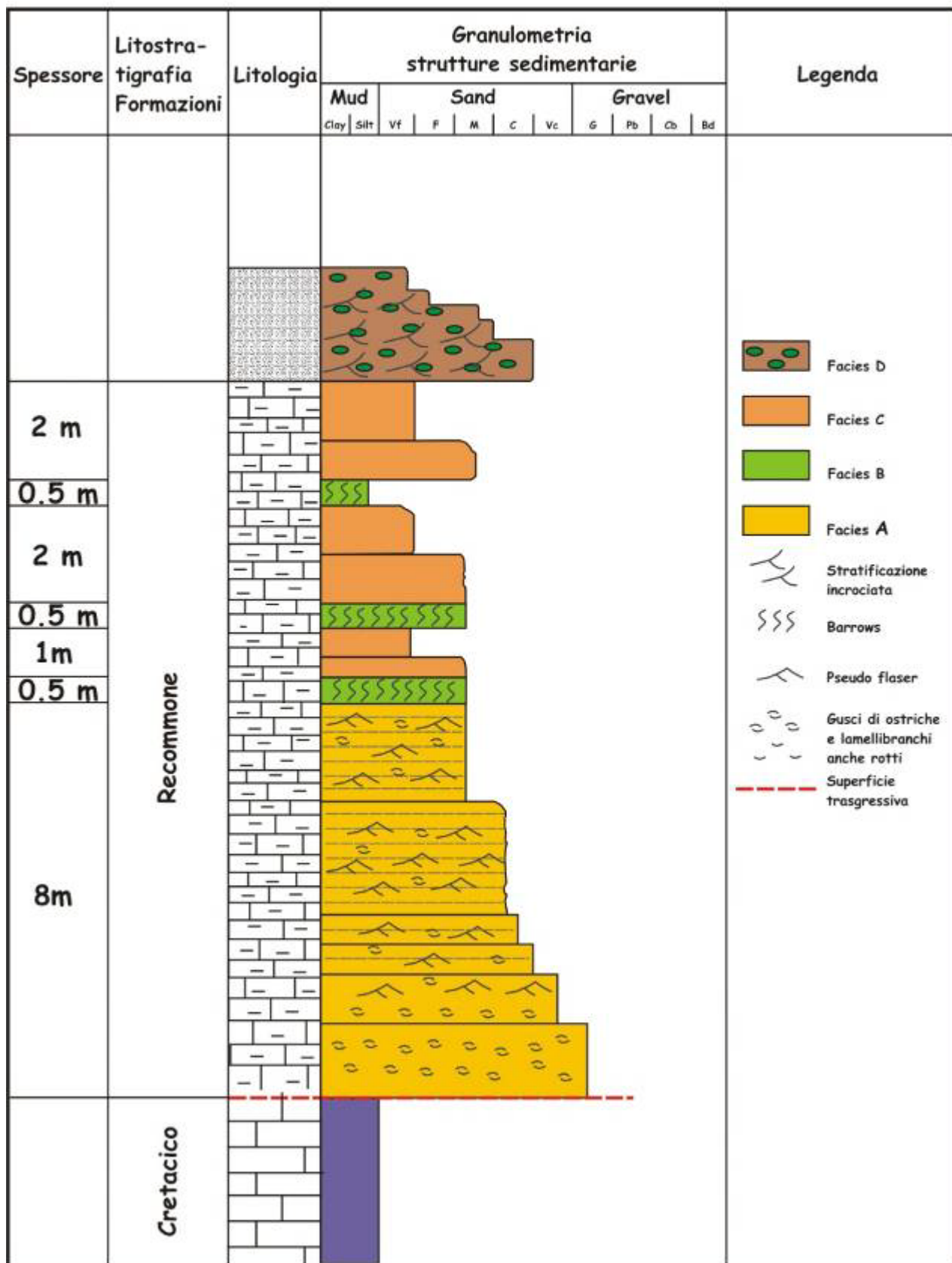


Figura 5.1 stratigrafia di sintesi Marina del Cantone.

Colonna stratigrafica "Punta Campanella"

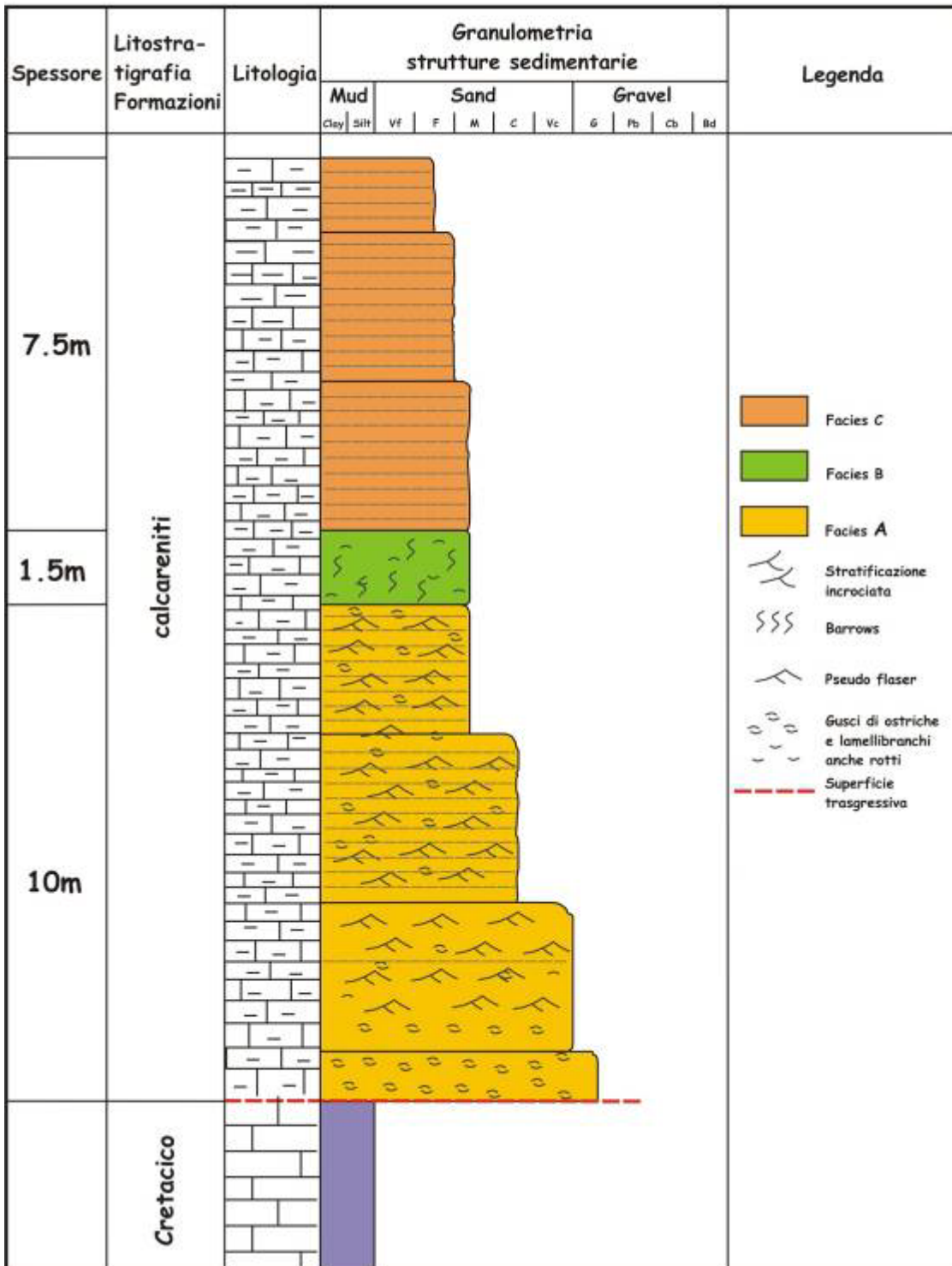


Figura 5.2 stratigrafia di sintesi Punta Campanella

1. Facies A : questa facies (in fig. 5.3) è costituita da microconglomerati basali, i cui clasti sono calcarei e vanno da spigoli vivi a sub arrotondati; e i bioclasti sono composti da gusci di bivalvi (ostreidi, pettinidi), e da foraminiferi di grandi dimensioni quali anfisteginidi, operculinidi e miogipsinidi.



Figura 5.3 Facies A

All'interno è presente glauconite in sacche. I microconglomerati si presentano in banchi. Verso l'alto la granulometria di questa facies diminuisce e si passa da medium a fine, e i granuli vanno da sub arrotondati ad arrotondati, lo spessore degli strati varia da 10 a 20 cm e appaiono anastomizzati. Lo spessore totale è di circa 10 mt. La facies A è caratterizzata alla base da una superficie costituita da un *hardground* (fig.5.4) formato da ostriche intere, impiallacciate su un substrato di età Coniaciano-Santoniano per la presenza di *Montcharmonia appenninica* (De Castro 1967) riconosciuta in sezione sottile. Questo *hardground* è inoltre marcato dalla presenza di cribazioni riempite da sedimento calcarenitico (fig. 5.5).

La chiusura di questa facies è caratterizzata dalla presenza di una ichnogenere a **thalassinoides**, tale ichnogenere fa parte della ichnofacies a **glossifungites** (I.G.R. *website*)(fig. 5.6)

Questa facies è ben rappresentata anche nella sezione di Punta Campanella.



Figura5.4 *Hardground*



Figura5.5 *Hardground* cribato



Figura 5.6 ichnofacies a thalassinoides

2. Facies B : essa è costituita da 3 livelli di circa 50 cm di spessore di calcareniti medie scarsamente cementate. I primi due livelli , dal basso verso l'alto, sono caratterizzati dalla presenza di ichnofacies interpretate come **paleophycus** (fig. 5.7), partendo dal basso, mentre il terzo livello è caratterizzato da ichnofacies a **planolites**. Nella sezione di Punta Campanella questa facies è rappresentata da un unico strato di circa un 1,5m. In esso è presente una ichnofacies non che non è stata riconosciuta.



Figura5.7 Facies B

3. Facies C: calcareniti avana da medie a fini , i granuli vanno da sub arrotondati ad arrotondati, l'associazione fossilifera è costituita principalmente da grandi foraminiferi bentonici quali anphisteginidi, miogypsinidi, miliolidi ed anche da foraminiferi planctonici. Lo spessore degli strati varia da 10 a 20cm e tendono ad anastomizzarsi (fig. 5.8).



Figura 5.8 Facies C

Verso l'alto, queste calcareniti tendono a divenire più fangose e si inizia a riscontrare la presenza di granuli di quarzo, muscovite, rari granuli di glauconite e *burrows* orizzontali, la cui ichnofacies non è stata riconosciuta; in alcuni punti sono bituminose.

Lo spessore (comprendendo anche la facies B) è di circa 8 metri.

4. Facies D: questa facies è costituita da arenarie bruno-giallastre, in strati da medi a spessi. Nella parte bassa sono presenti un gran numero di granuli di glauconite. La stratificazione a grande scala si presenta a basso angolo a grande scala. Verso l'alto diminuisce lo spessore degli strati e diventa prevalente la frazione pelitica.

Il passaggio tra le calcareniti e le arenarie sovrastanti è graduale.

Per le sue caratteristiche sedimentologiche essa è stata interpretata da Cocco e Pescatore (1967) come facies di cordone costiero.

Tale facies è visibile solo nella sezione di Marina del Cantone (fig. 5.1).

Discussione dati

Procedendo dal basso verso l'alto:

La facies A per l'associazione fossillifera e la granulometria che la caratterizzano può essere interpretata come una facies depostasi in un ambiente di "inner-middle ramp" (Pomar 2004). L'*hardground* presente costituisce il limite di sequenza e può essere interpretato come una TS.

Questa facies, dal basso verso l'alto, mostra una diminuzione della granulometria, si passa dai microconglomerati di base alle calcareniti da medium a fini negli strati superiori di chiusura, da uno stacking pattern *thinning upward* ad *fining upward* con la diminuzione dello spessore degli strati verso l'alto, che passa dai banchi costituiti dai micro conglomerati agli strati sottili delle calcareniti medio-fini che si anastomizzano verso l'alto.

L'ichnofacies a **thalassinoides**, riconosciuta al *top* di questa facies è caratteristica di superfici di discontinuità marine litorali e/o sublitorali, consolidate ma non litificate, in particolare di una superficie carbonatica semiconsolidata, coesiva. Così come di substrati fangosi parzialmente diagenizzati non protetti, sia in aree con moderata energia che in zone con un'energia piuttosto alta dove i substrati micritici o silicoclastici semiconsolidati offrono resistenza all'erosione. Bromley et alii 1984 che hanno distinto, i tre tipi di ichnofacies controllate dal substrato: Trypanites (*hadground*), Teredolites (*woodground*) e Glossifungites (*firmground*), che sono distribuiti sulla base del tipo e consistenza del substrato come precedentemente detto, ipotizzano che in una serie carbonatica, le superfici *firmground* o *hardground*, possono trovarsi all'interfaccia acqua-sedimento. Ciò può avvenire sia per una esumazione erosionale sia per una non deposizione con un'associata cementazione sottomarina. L'interruzione deposizionale,

particolarmente nelle sezioni condensate, può anche coincidere con un substrato non litificato o semilitificato al di sopra del contatto (o superficie di *downlap*) e può essere colonizzato anche senza essere associato all'erosione.

In generale, comunque, le ichnofacies controllate da un substrato possono indicare o essere viste come un equivalente di una discontinuità nel *record* stratigrafico.

Quindi, nel nostro caso esse marcano una superficie trasgressiva TS, cioè la superficie che costituisce il limite inferiore di un TST. In questo caso inoltre, questa TS coincide con una SB poiché mancano i sedimenti del LST o del FFST.

In conclusione per le caratteristiche degli *stacking patterns* riconosciute all'interno della Facies A, per le superfici che la delimitano inferiormente e superiormente, TS, si può affermare che rappresenta un TST.

Questa facies è ben rappresentata anche nella sezione di Punta Campanella.

La facies B è caratterizzata dalla presenza di tre livelli ad ichnofacies, i primi due, a **paleophycus**. Questa ichnofacies da Baldwin et alii (2004) viene interpretata come una ichnofacies che si forma in un deposito a chiusura di una facies heterolitica, la stessa ichnofacies è stata interpretata da Bromley (1996) come caratteristica di un cambio di salinità durante una incursione marina seguita dalla colonizzazione dei **paleophycus**. Il terzo livello è caratterizzato dalla presenza di **planolites**. Le caratteristiche ambientali, in base a Bromley (1996) sono molto simili a quelle che caratterizzano le ichnofacies precedenti. La facies B caratterizzata, anche, dalla presenza contemporanea di foraminiferi bentonici e planctonici, e dall'aumento della frazione pelitica verso l'alto.

Tutti questi dati possono far supporre che le calcareniti appartenenti a questa facies si siano depositate in un ambiente di "*outer ramp*".

Per quanto riguarda l'interpretazione sequenziale la facies B e la facies C sono state unificate.

Lo *stacking pattern* riconosciuto all'interno di questa facies è *fining upward* e *thinning upward*, così come avviene per la facies A. Il limite inferiore di questa facies è , intuitivamente , il limite superiore della facies A e per quello che è stato detto sopra, esso rappresenta sia la TS che la SB, ciò unitamente allo *stacking pattern* tipico di un TST mi porta concludere che queste facies rappresentano un TST.

La facies D, in accordo con Cocco &Pescatore (1967), si ritiene che si sia deposta in un ambiente neritico infralittorale con barre e cordoni costieri.

Pertanto sono interpretati come associabili ad un HST nel quale i materiali arenacei provenienti lateralmente o frontalmente alla rampa la cannibalizzano con strutture di *on lap*.

5.2 Facies Madonna del Granato e Sferracavallo (Capaccio)

Come per la Penisola Sorrentina, anche per le sezioni di Madonna del Granato e Sferracavallo, nell'area di Capaccio (SA), vengono di seguito riportate le stratigrafie di sintesi nelle figure 5.9 e 5.10, rispettivamente e l'analisi di facies. Il substrato delle calcareniti presenti in questa zona è costituito dalle argille residuali per la sezione di M.nna del Granato, mentre è costituito dai calcari della Formazione di Trentinara per la sezione di Sverracavallo, il contatto in questo caso è per faglia.

COLONNA STRATIGRAFICA "M.na del GRANATO - CAPACCIO"

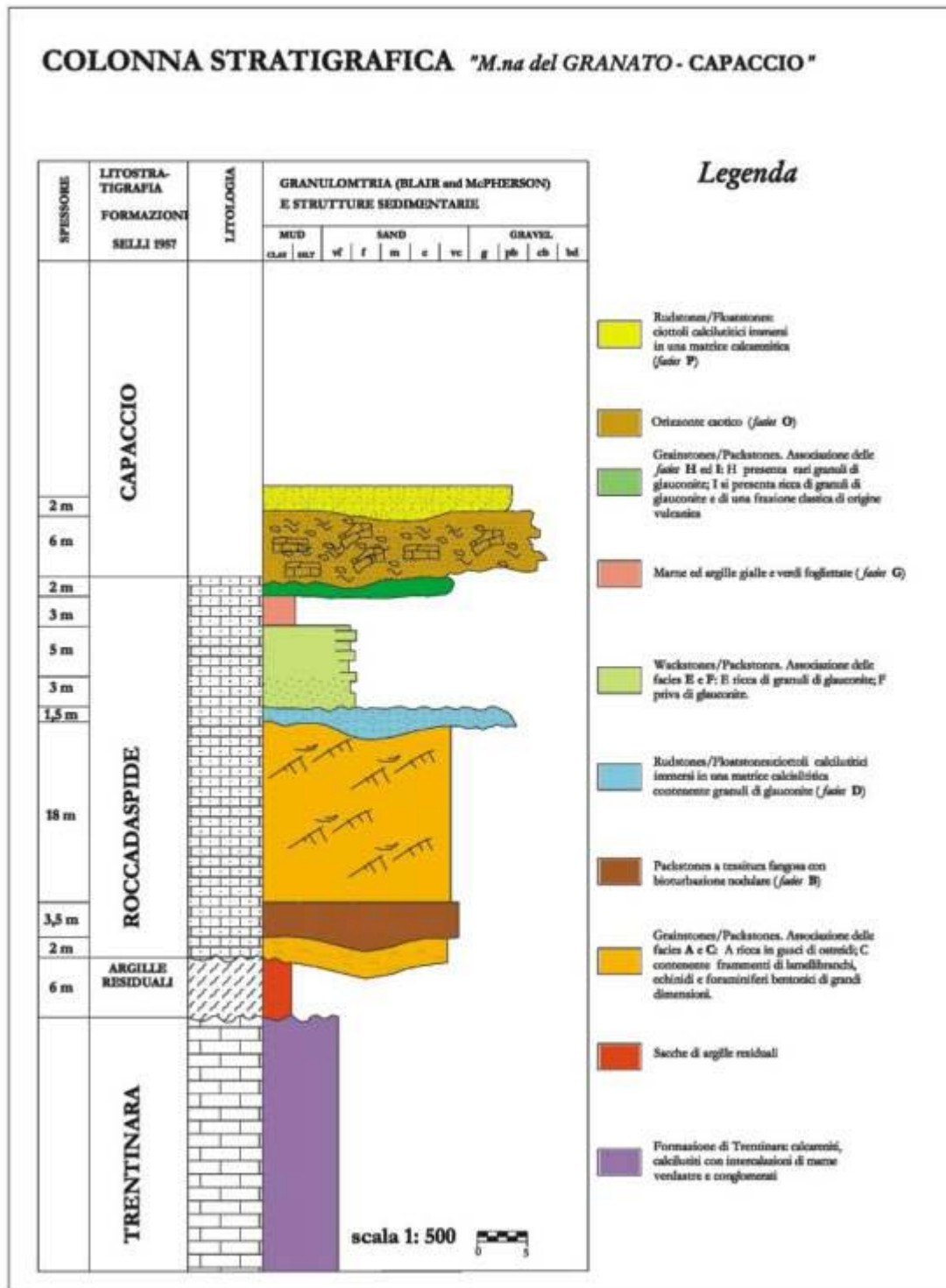


Figura 5.9 Stratigrafia di sintesi della sezione di Madonna del Granato.

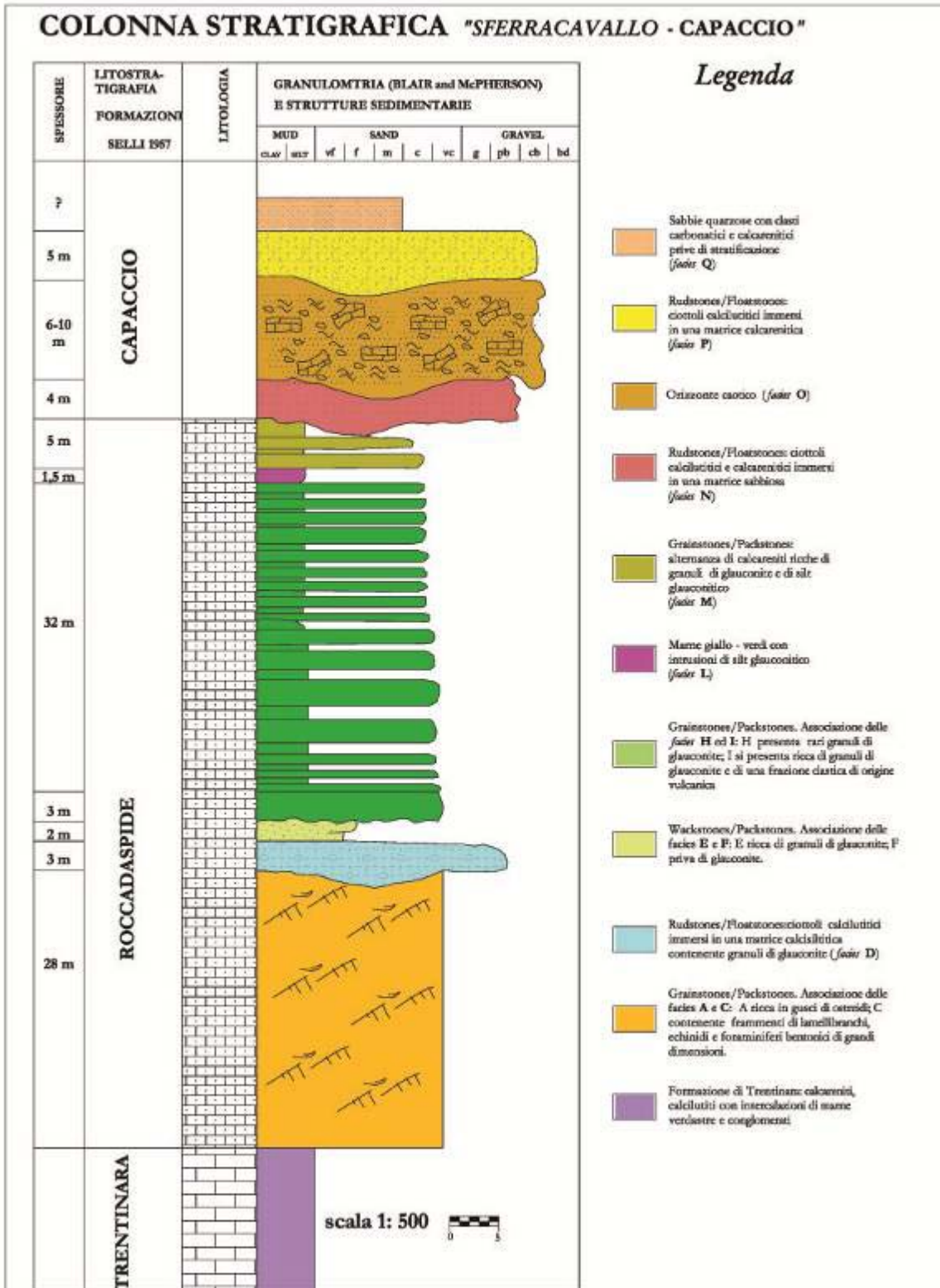


Figura 5.10 Stratigrafia di sintesi della sezione di Sferracavallo.

1. *Biostroma ad ostreidi – calcareniti ricche in gusci di ostreidi, Facies A:*

Questa facies (fig. 5.11) è costituita da una biostroma ad ostreidi non continua il cui spessore varia da 50 cm a 2 mt.; e da calcareniti ricche in gusci di ostreidi. Essa poggia in contatto trasgressivo su una sacca di argille residuali.



Fig. 5.11 Facies A

Questa facies è presente nella sola sezione di M.nna del Granato.

2. *Calcarenite grossolana Facies B:*

Calcarenite grossolana (*very coarse*) *packstones*, in questa facies è stata riconosciuta un associazione di ichnofacies a **glossifungites** . Si presenta in corpi lenticolari il cui spessore è di pochi metri (1,5 - 3,5 metri) (Fig.5.12). Questa facies è presente nella sezione di M.nna del Granato.



Figura 5.12 Facies B

3. Calcarenite grossolana Facies C:

Calcarenite grossolana (*coarse*), *grainstones/packstones*, con *sorting* da moderato a buono, sono riconoscibili frammenti di lamellibranchi (pettinidi), briozoi, echinidi, inoltre sono presenti numerosi gusci di ostreidi, foraminiferi bentonici di grosse dimensioni (*Miogypsina*, *Amphistegina*, *Operculina*) (figura 5.13).

Si presenta in banchi ed è caratterizzata da strutture *pseudo-flaser*, che individuano strati omogenei dell'ordine del decimetro.

Lo spessore varia da 9 a 20 mt. Questa facies è ben rappresentata in entrambe le sezioni.



Figura 5.13 Facies C

4. Conglomerati Facies D:

Questo livello è costituito da conglomerati a matrice-sostenuta (*rudstones-floatstones*), i cui ciottoli appartengono alle formazioni sottostanti del Cretacico e del Paleogene, le dimensioni di questi ultimi variano dall'ordine del mm a quelle del centimetro; il grado di arrotondamento (*roundness*) dei ciottoli è da sub arrotondato ad arrotondato, alcuni ciottoli sono forati e riempiti da sedimento calcarenitico; la matrice è calcarenitica e contiene granuli di glauconite il cui colore è verde oliva .

Sono stati rinvenuti gusci di ostreidi e pettinidi sia rotti che interi.

Questa litofacies si presenta con una geometria lenticolare, il cui spessore massimo è 3 metri. Questa facies è presente in entrambe le sezioni (Fig.5.14).



Figura5.14 Facies D

5. Calcarenite fine-calcisiltite con glauconite Facies E:

Calcarenite da media a fine (calcisiltite) con quarzo, (*wackstones/packstones*); questa litofacies è caratterizzata dalla presenza di valve di pettinidi sul top degli strati, depositatesi sia con la convessità rivolta verso l'alto che verso il basso. E' ricca di granuli di glauconite non arrotondati il cui colore è verde oliva. Spessore variabile da 2 a 3 mt. (Fig. 5.15). E' riconoscibile in entrambe le sezioni.



Figura5.15 Facies E

6. Calcarenite fine-calcisiltite Facies F:

Calcarenite da media a fine (calcisiltite) con quarzo, (*wackstones/packstones*).

In questa facies compaiono i foraminiferi planctonici (globigerinidi) associati a foraminiferi bentonici di grandi dimensioni (Miogypsinidi, Amphysteginidi, Rotalina).

Lo spessore degli strati varia dai 50 cm al metro, presenta una laminazione ondulata, ed una stratificazione incrociata ad alto angolo a grande scala. Lo spessore è di circa 5 mt. E' riconoscibile nella sola sezione di M.nna del Granato.(Fig. 5.16)



Figura 5.16 Facies F

7. Marne fogliettate Facies G:

Marne ed argille gialle e verdi fogliettate (fig. 5.17).

Questa litofacies affiora di norma in livelli e lenti spesse circa 3 metri.

Da un punto di vista paleontologico risultano sterili. Riconoscibile nella sola sezione di M.nna del Granato.



Figura 5.17 Facies G

8. Calcarenite grossolana Facies H:

Calcarenite grossolana (*very coarse*), (*grainstones/packstones*), con rari granuli di glauconite di colore verde chiaro (fig. 5.18).

I bioclasti sono costituiti da briozoi, frammenti di balanidi, ostreidi ed echinidi, da foraminiferi bentonici (*Miogypsina*, *Amphystegina*, *Operculina*, ecc.); si presenta in banchi dell'ordine del metro, con stratificazione irregolare.

L'ambiente di deposizione è di "*inner ramp*".

Lo spessore è di circa 3 metri. Questa facies è presente in entrambe le sezioni.



Figura5.18 facies H

9. Calcarenite grossolana ricca di glauconite Facies I:

Calcareniti grossolane con quarzo (*coarse/very coarse*) (*grainstones/packstones*), gli strati calcarenitici sono alternati con sottilissimi strati marnosi (intercalazioni).

Esse sono di colore grigio verde e ricche di granuli di glauconite il cui colore varia dal verde chiaro al verde oliva. Sono riconoscibili foraminiferi planctonici e bentonici. Questa litofacies si presenta con una stratificazione incrociata *hummochy/swaley* e nella parte più alta è caratterizzata dalla presenza di *burrows* orizzontali (sul *top* degli strati) la cui associazione è tipica di zona intertidale (fig. 5.19).

In questa facies sono inoltre presenti cristalli **di plagioclasio, frammenti di lava, frammenti di vetro vulcanico, cristalli di minerali femici**. L'ambiente di deposizione può essere associato ad una "*outer ramp intermedia*".

Lo spessore totale è di circa 30 metri. Questa facies è presente nella sola sezione di Sferracavallo.



Figura 5.19

10. Silt marnoso Facies L:

Questa litofacies è costituita da marne giallo-verdi con intrusioni di silt glauconitico, lo spessore varia da 0,5m a 2 m; questa facies è presente nella sola sezione di Sferracavallo.(Fig. 5.20).



Figura 5.20 Facies L

11. Alternanza di calcareniti da grossolane a fini e silt Facies M:

Alternanza di calcareniti (*grainstones/packstones*) da grossolana (*very coarse*) a fine, con quarzo, ricche in glauconite di colore verde scuro; caratterizzata da silt glauconitico con laminazione parallela, di colore giallo scuro (fig. 5.21). Lo spessore degli strati calcarenitici è di alcuni decimetri alla base e diminuisce verso l'alto, al contrario lo spessore dei livelli siltitici aumenta verso l'alto. Lo spessore è di circa 5 mt. Questa facies è presente nella sola sezione di Sferracavallo.



Figura 5.21 Facies M

12. Conglomerati Facies N:

Questa litofacies è costituita da ciottoli calcilutitici e calcarenitici immersi in una matrice sabbiosa. Le dimensioni dei ciottoli variano dal dm al cm e sono arrotondati e subarrotondati. Alcuni ciottoli sono forati e riempiti da sedimento calcarenitico glauconitico (fig. 5.22).

Nella matrice sono presenti frammenti di gusci di ostreidi e pettinidi, granuli di quarzo, glauconite e piccoli *clay chips*.

Lo spessore totale va dai 2 ai 4 metri. Questa facies è presente nella sola colonna stratigrafica di Sferracavallo.



Figura5.22 Facies N

13. Orizzonte caotico Facies O:

Tale deposito è costituito da strati disturbati delle litofacies C, D, E, F, G, da *boulders* calcilutitici della Formazione di Trentinara e **argille verdi**, le quali hanno perso la loro originaria stratificazione dando origine a delle pieghe (fig. 5.23).

Lo spessore totale di questo orizzonte è di circa 10-15 metri. Questa facies è riconoscibile in entrambe le sezioni.



Figura 5.23 Facies O

14. Conglomerati e breccie Facies P:

Ciottoli del substrato Paleogenico immersi in una matrice calcarenitica priva di glauconite, nella quale sono presenti frammenti di ostredi e pettinidi. **I ciottoli sono sia arrotondati che a spigoli vivi** delle dimensioni dal dm al cm (fig. 5.24).

Lo spessore totale in media è di circa 5 metri. Questa facies è riconoscibile in entrambe le sezioni.



Figura 5.24

15. Sabbie Facies Q:

Sabbie contenenti quarzo, prive di stratificazione e organizzazione interna, con dispersi clasti carbonatici e calcarenitici, riferibili alle Formazioni di Trentinara e Roccadaspide, e frammenti di conchiglie di bivalvi (fig. 5.25).

E' stata osservata la presenza di *clay chips* sparsi all'interno del sedimento. Lo spessore è di circa una decina di metri. Questa facies è riconoscibile nella sola sezione di Sferracavallo.



Figura5.25 Facies Q

Discussione dati

Procedendo dal basso verso l'alto, la prima facies che incontriamo è la facies A costituita dalla biostroma ad ostreidi.

Le ostriche sono organismi molto tolleranti alle variazioni di temperatura, di salinità, della sospensione dei sedimenti, della dissoluzione dell'ossigeno. Esse si possono trovare quindi anche in acque salmastre o in lagune con una elevata salinità delle acque. Nel nostro caso possiamo dire che sono gli organismi pionieri che rappresentano l'inizio dell'ingressione marina sulla sacca di argille residuali. Per questo motivo possiamo dire che il limite inferiore della facies A è una TS, la superficie che rappresenta la prima significativa ingressione del mare in una sequenza. Questa TS, in questo caso, coincide con la SB per la mancanza di sedimenti relativi il LST e/o il FFST e per l'evidenza di continentalità rappresentata dalla sacca di argille residuali. La facies A rappresenta quindi un TST. Essa è limitata superiormente da un'altra TS, come vedremo in seguito.

La facies B è caratterizzata dalla presenza della ichnofacies a **glossifungites**: il substrato controllato da questa ichnofacies è una *suite* di tracce fossili che demarcano, comunemente, discontinuità erosionali nelle successioni sedimentarie. Pertanto le superfici con ichnofacies a glossifungites, all'interno della stratigrafia sequenziale, hanno una notevole importanza poiché marcano l'inizio della fase trasgressiva. . Infine il top di questa facies rappresenta la MFS, per la presenza delle ichnofacies a **glossifungites**. A questo punto possiamo dire che la facies B rappresenta un TST poiché è limitato alla base da una TS e al top da una MFS.

Calcarenita da grossolana a fine Facies C: L'associazione fossillifera e la granulometria di questa facies sono tipiche di una zona di *middle ramp*. Questa facies è caratterizzata dalla presenza di strutture sedimentarie definite *pseudo-flaser*, l'aggettivo pseudo è stato introdotto perché manca la frazione pelitica che potrebbe essere stata portata via perché tali strutture sedimentarie indicano un'azione delle correnti, incluse quelle di marea.

Dal punto di vista sequenziale questa facies rappresenta un HST poiché il suo limite inferiore è MFS riconosciuta tramite la ichnofacies a **glossifungites**; mentre il suo limite superiore è un *unconformity* rappresentata dai canali erosivi individuati nella sovrastante facies D.

Conglomerati Facies D:

Questa facies rappresenta una discontinuità in quanto si presenta canalizzata e quindi può indicare un momento di caduta del livello del mare. Questa facies può rappresentare un *lag* trasgressivo che ricopre *la regressive surface of erosion*, questa superficie in affioramento coincide con la TS.

La TS è spesso è ricoperta dai conglomerati, dai granuli con la granulometria della arenaria, e dai sedimenti glauconitici comunemente rimaneggiati come *lag* trasgressivo.

Ciò fa concludere che i conglomerati della facies D rappresentano un TST.

Calcarenite fine-calcisiltite con glauconite Facies E:

L'associazione fossilifera unitamente alla granulometria permettono di sostenere che questa facies si sia deposta in ambiente di *middle/ outer ramp proximal*.

Caratteristica di questa facies è la presenza di glauconite da arrotondata a spigoli vivi, i granuli sono stati analizzati per poterli datare e definirne la provenienza, ma il sistema è risultato aperto.

Questa facies può rappresentare una continuazione del TST, riconosciuto nei conglomerati. Il TST è un *systems tract* che si depone durante la porzione di risalita del livello quando il tasso di risalita del livello relativo del mare supera il tasso di sedimentazione fornito. Lo *stacking patterns* che lo caratterizza è retrogradazionale ed è riconoscibile da un profilo *fining-upward*, si passa dai conglomerati della facies D alle calcareniti sottili di questa facies. In questo caso lo "spessore elevato" può essere dovuto all'alto tasso di risalita del livello di base, alla debole *ravinement of erosion*, e dal basso gradiente topografico (Catuneanu 2002).

Calcarenite fine-calcisiltite Facies F:

Questa facies differisce dalla precedente per la presenza dei foraminiferi planctonici, che unitamente ai foraminiferi bentonici di grandi dimensioni, indicano un ambiente di deposizione più profondo rispetto al precedente e quindi, ci consentono di dire che questa facies si deposta in "*outer ramp proximal –outer ramp intermedia*".

Differisce inoltre dalla facies E per la mancanza di glauconite, per la presenza della laminazione ondulata, e di una stratificazione incrociata ad alto angolo a grande scala, queste strutture sedimentarie si trovano in ambienti dominati dalle maree.

La facies F, così come la precedente, continua ad avere uno *stacking patterns* retrogradazionale e quindi anch'essa rappresenta la continuazione del TST.

Marne fogliettate Facies G:

Questa facies dal punto di vista paleontologico è risultata sterile. Queste marne rappresentano il *cap* di chiusura dei canali.

Per quanto riguarda l'analisi sequenziale queste marne rappresentano la chiusura di un TST.

Riassumendo, partendo dal basso verso l'alto, le facies D,E,F,G, rappresentano tutte lo stesso TST. In questo caso lo "spessore elevato" può essere dovuto all'alto tasso di risalita del livello di base, alla debole *ravinement of erosion*, e dal basso gradiente topografico (Catuneanu 2002). Si può inoltre dire che il *fining-upward* che riconosciamo in queste facies rappresenta la MFS.

Calcareniti grossolane Facies H:

Le calcareniti della facies H sono contraddistinte dai bioclasti costituiti da briozoi, frammenti di balanidi, ostreidi ed echinidi, da foraminiferi bentonici (Miogypsina, Amphystegina, Operculina, ecc.), che caratterizzano un ambiente di deposizione tipo "*inner ramp*". L'ambiente di deposizione di mare basso unitamente alla superficie che costituisce il limite inferiore di questa facies riconosciuta precedentemente come una MFS permettono di dire che la facies H può rappresentare l'inizio dell'HST.

Calcareniti grossolane ricche di glauconite Facies I

La granulometria e l'associazione fossilifera possono essere indicativi di ambiente di deposizione tipo "*outer ramp intermedia*". Questa litofacies si presenta

con una stratificazione incrociata *hummocky/swaley*. In un lavoro Dumas et alii del 2006, suggeriscono che questo tipo di strutture siano controllate nella loro genesi dall'energia. Per loro la stratificazione incrociata ad *hummocky* si potrebbe formare soprattutto in prossimità delle *storm wave base*, dove i tassi di aggradazione durante le tempeste sono alti abbastanza da conservare la stratificazione ad *hummocky* e le velocità delle correnti unidirezionali sono sufficientemente basse per generare la stratificazione incrociata isotropica. Per la stratificazione incrociata a *swaley* suggeriscono che si possa generare in acque basse tra l'acqua-chiara (*fair-water*) e le onde di base di tempesta (*storm wave base*), dove il tasso di aggradazione è abbastanza basso da permettere la conservazione preferenziale della stratificazione incrociata a *swaley*.

Detto ciò, in questo caso essendo presenti entrambe le strutture, ed essendoci in questo momento anche l'arrivo di materiale vulcanico, la presenza di entrambe le strutture può essere spiegata oltre che da una differenza di energia anche da un maggiore apporto di sedimento.

Questa facies nella parte più alta è caratterizzata dalla presenza di *burrows* orizzontali sul *top* degli strati. L'associazione di ichnofacies riconosciuta, come si può vedere dalla foto 5.19, è costituita da: **Asteriacites lumbricalis**, **Lockeia siluquaria**, **Curvolithus simplex**, **Curvolithus multiplex**. Le prime due tracce fossili sono tracce di locomozione, le seconde due sono tracce di pascolo. Questa associazione rappresenta una ichnofauna tipica di un' ambiente intertidale di mare aperto (M.Gabriela Màngano & Luis A. Buatois 2004). Ciò conferma quanto detto precedentemente che questa facies si è deposta in ambiente di *outer ramp intermedia*, e permette inoltre di dire che si trattava di una rampa dominata dalle maree.

Lo *stacking patterns* caratteristico di questa facies è aggradazionale, ed è tipico di un HST. Nel nostro caso l'HST si sarebbe potuto ben sviluppare trovandoci in ambiente di rampa. In tale scenario, esso potrebbe essere caratterizzato da una o più serie di parasequenze progradazionali ed aggradazionali con una geometria a cliniformi progradanti (Catuneanu 2002).

Silt marnoso Facies L:

Questa facies induce per le sue caratteristiche a proporre, integrata con quella sottostante una diversa interpretazione delle facies H,I,L.

Le facies suddette sono state analizzate, allo stesso modo di tutte le sezioni presenti nella tesi, come dovute a un ciclo del terzo ordine ma nel caso di questa facies, probabilmente, si potrebbero leggere anche i cicli del quarto ordine. Ciò ha indotto a pensare che le facies H ed I possano essere costituite da una serie di *lag* trasgressivi. Le ragioni di questa seconda interpretazione sono per quanto riguarda la facies H l'essere costituita da bioclasti e quindi il poterla considerare un *lag* fossilifero costituente il TST. Per quel che riguarda la facies I la presenza della glauconite, per tutto lo spessore, può significare un rimaneggiamento della mfs.

Queste facies considerate tutte insieme sono caratterizzate da un *fining upward* con a chiusura la facies L che rappresenterebbe la MFS, che riprodurrebbe la superficie basale del successivo HST.

La difficoltà ha sede nel riconoscere le superfici che delimiterebbero questi *lag* trasgressivi e quindi migliorare la lettura sequenziale arrivando fino al quarto ciclo.

Alternanza di calcareniti da grossolane a fini e silt Facies M:

L'ambiente di deposizione è di “*outer ramp intermedia*” riconosciuto tramite la l'associazione fossilifera (mettere nella facies) e la granulometria delle calcareniti.

Lo *stacking patterns* di questa facies è aggradante come avviene per la facies I, e quindi rappresenta o la continuazione dell' HST o l'HST.

È necessario a questo punto fare riferimento alle configurazioni sismiche, poiché lo spessore totale delle facies è elevato (relativamente ad un ambiente di rampa), e l'ambiente di sedimentazione diviene man mano più profondo verso l'alto. Ciò potrebbe generare, se la lunghezza della rampa a basso angolo non è ultrakilometrica, un *tilting* osservabile nella geometria degli strati, corrispondente ad una configurazione sismica divergente. Le giaciture misurate in campagna indicano

una situazione di quasi paraconformità che non collide con la presenza di un uniforme tasso di deposizione e subsidenza tipico di un *shelf environment*, o di una progradazione dei sedimenti con un basso tasso di sedimentazione, e/o una rapida risalita del livello del mare. Nel caso analizzato delle facies H,I,L,ed M lo spessore totale è di circa 50 mt in un tempo di circa 7 milioni di anni, compreso l'apporto vulcanico.

A questo punto possiamo dire che non abbiamo evidenze alla scala degli affioramenti di un avvenuto *tilting* significativo. Quindi le facies H,I,L,M potrebbero rappresentare un HST, o seguendo la seconda interpretazione le facies H,I,L potrebbero essere un susseguirsi di cicli regressivi-trasgressivi, e quindi rappresentare più TST, e la facies M un HST.

Le facies N, O, P, Q per le caratteristiche su definite non rappresentano più facies di rampa, così come è avvenuto per le arenarie sovrastanti in Penisola Sorrentina le calcareniti a glauconite e detrito vulcanico.

5.3 Facies Valico Codda (Monti della Maddalena)

La colonna stratigrafica di sintesi per quest'area è riportata in figura 5.27 Il substrato delle calcareniti analizzate in questa sezione è costituito dalle brecce e calcareniti del Paleogene-Eocene

Colonna stratigrafica "Valico Codda"

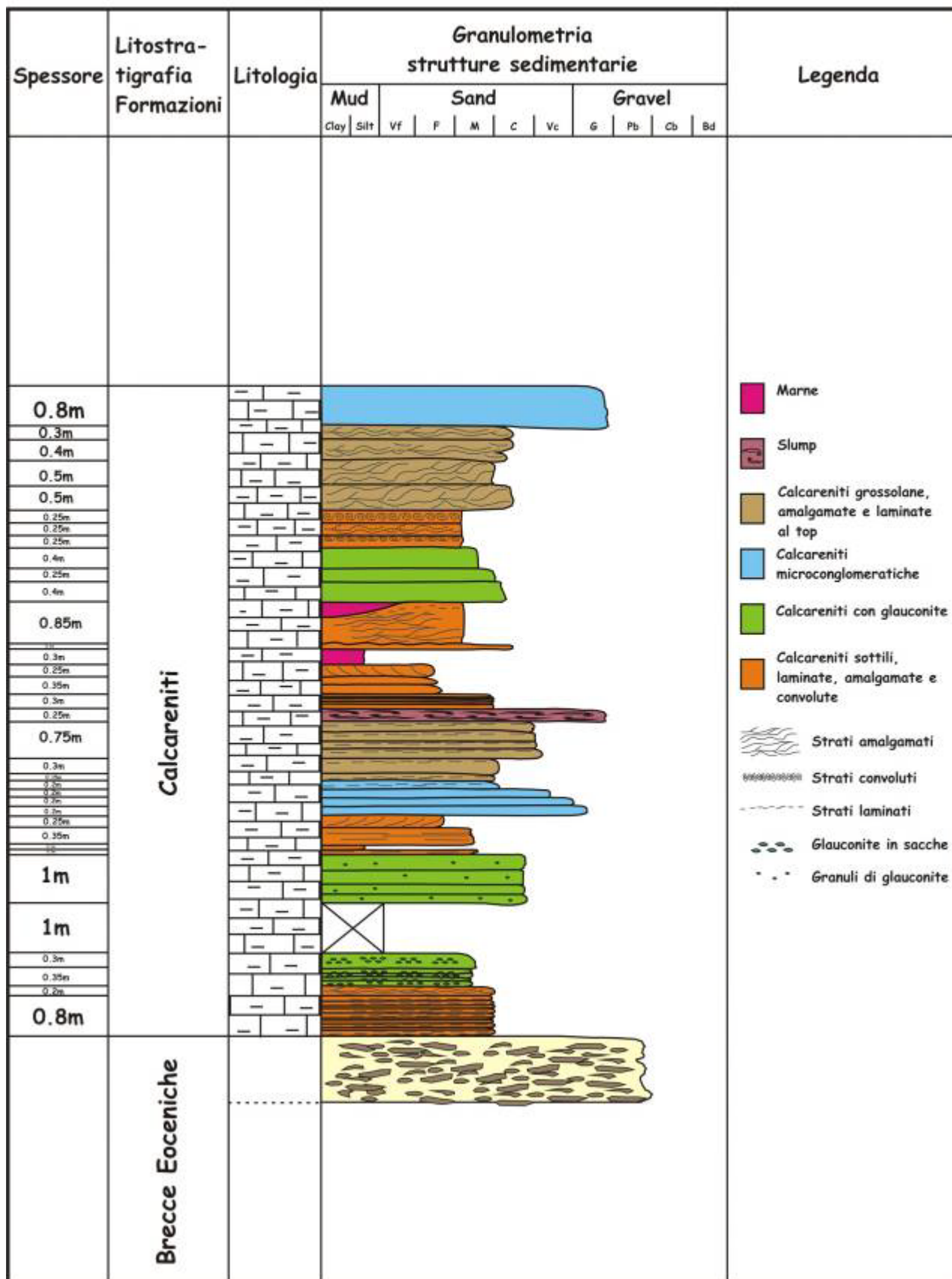


Figura 5.27 Stratigrafia di sintesi di Valico Codda.

Sono state distinte le seguenti facies:

1. Facies A:

Calcareniti medium-sottili a stratificazione tabulare, con laminazione piano-parallela; nella parte alta di questa sezione gli strati appaiono amalgamati. I clasti sono costituiti da litoclasti calcarei e bioclasti questi ultimi costituiti da frammenti di grandi foraminiferi, alghe coralline, briozoi frammenti di bivalvi ed echinodermi, spicole di spugne (fig. 5.28).



Figura 5.28 Facies A

2. Facies B:

Calcareniti grossolane a stratificazione tabulare con spessore degli strati variabile da 10 a 40 cm, sono caratterizzati dal rinvenimento di glauconite in sacche, nella parte alta della sezione questa facies è contraddistinta dalla presenza di *clay chips* costituiti

da peliti marnose verdi. Litoclasti e dei bioclasti simili a quella della facies precedente (fig. 5.29).



Figure 5.29 Facies B

3. Facies C: calcareniti grossolane. Esse si differenziano dalla facies precedente per la presenza di laminazioni al top (fig. 5.30).



Figura 5.30 Facies C

4. Facies D: micro conglomerati calcarei a matrice sostenuta con ciottoli di dimensioni variabili da pochi mm a 1 cm.
5. Facies E: slump.
6. Facies F : marne a lenti

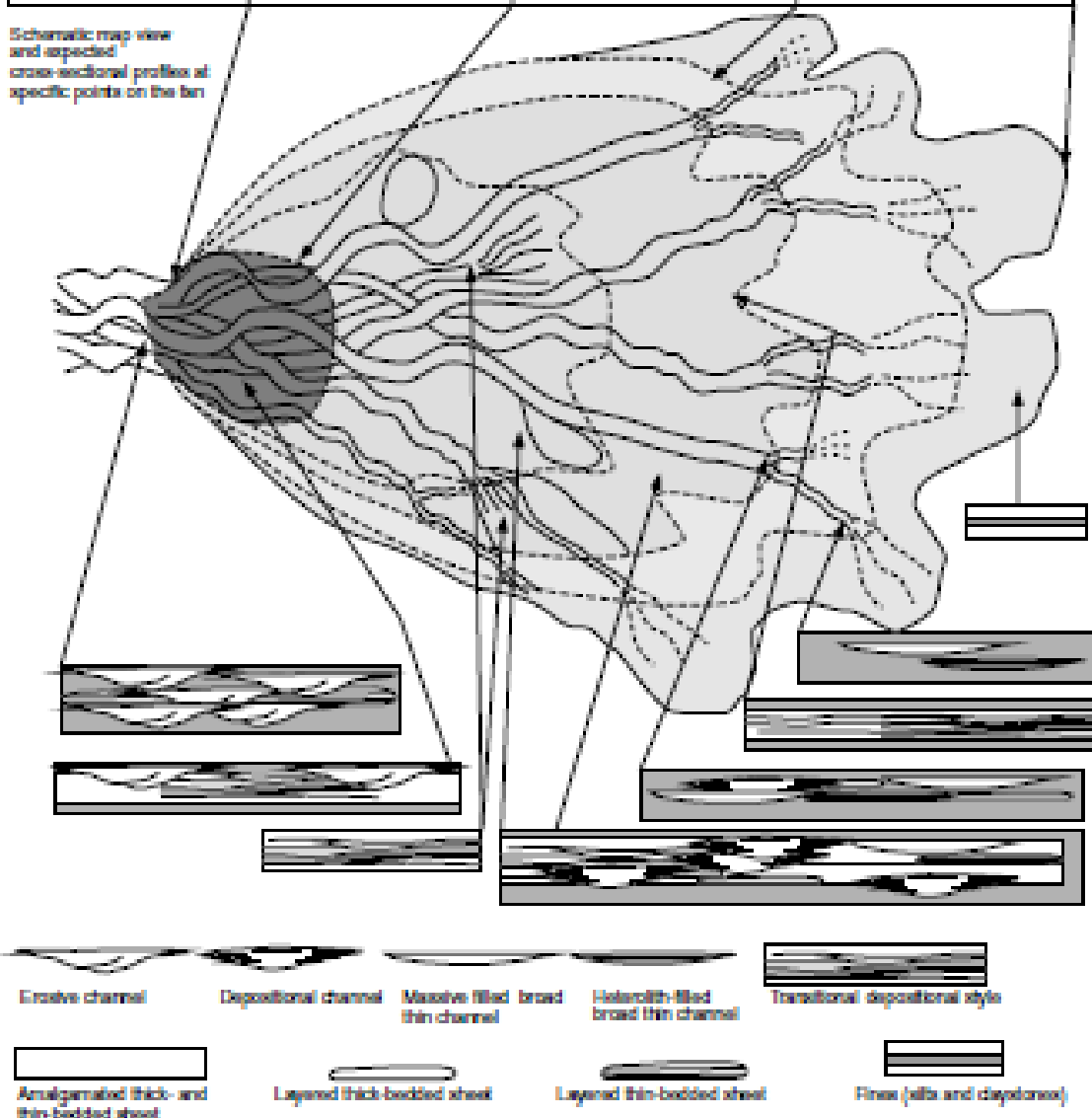
Le facies sopradescritte presentano le strutture tipiche delle torbiditi.

In particolare facendo riferimento a Johnson et alii 2001 (fig. 5.31) la facies A può essere assimilabile ai *layered sheets* e ai *amalgamated thick and thin bedded sheets*.

Questi sono comuni tra i canali nelle *mid to upper fan* dove comprendono una mistura di depositi da flusso ad alta e bassa concentrazione e sono dominati da *ripple*.

ZONE 1	ZONE 2	ZONE 3	ZONE 4
This area is dominated by multi-story and multi-lateral channel complexes. Channels are erosive and rarely depositional with oolite-like rip-up clasts, local slumped deposits and many erosive contacts. In early fan development sediments mainly bypass this area. Channel fill is aggradational to retrogradational in later stages of fan development.	This zone is a mixture of erosive channels and laterally-invasive interchannel sheets. Channels have massive to thick-bedded fills and overbanks are rippled, thin- to thick-bedded amalgamated sheets.	A complex zone with architecture controlled by geographic position and up-dip to down-dip relationships. Largest proportion of interchannel deposition in this zone is characterized by extensive tabular sheets of rippled bedded sandstone. Dominant sedimentation occurs in depositional channels and associated interchannel areas. In the down-dip areas of this zone extensive tabular sheets can develop with a massive-bedded style.	In this zone down-dip of extensive sheet deposits, deposition is characterized by isolated broad, thin channels and laterally-invasive- to moderately-extensive thin-bedded sheets. Fan deposition in the pinch out area is ultimately only represented by a thin silt unit.
Sequence boundary is erosive to sharp with channels carrying the sequence boundary.	Sequence boundary is erosive to sharp. Channels and some sheet like deposits overlie the sequence boundary.	Variable sequence boundary expression in this zone: Erosive below channels; Sharp below sheets; Gradational below thin-bedded turbidites and silt.	Sequence boundary expression is dominated by gradational and sharp styles in this zone. Rare sharp to erosive sequence boundary expression at the base of localized channels.

Schematic map view and expected cross-sectional profiles at specific points on the fan



1. Model for basin-floor fan systems developed from fans 1-4.

Figure 5.31

Le facies B C D E sempre con riferimento a Johnson et alii 2001 (fig. 5.31) possono essere interpretate come quelle costituenti l'*Heterolithic -filled brad thin cannel*, i quali si formano nella parte superiore dello *slope fan system*.

Queste facies sono caratteristiche della zona 3 del modello di conoide di Johnson et alii 2001 (fig. 5.31). Le architetture sono qui controllate dalla posizione geografica e dalle relazioni di *up-dip to down-dip*.

La deposizione nella zona di intercanale è caratterizzata dai *tabular sheets*. La sedimentazione dominante avviene in canali deposizionali e nelle aree di intercanale associate. Nelle aree di *down-dip* della zona i *tabular sheets* si possono sviluppare con uno stile *massive bedded*.

Questa sezione è caratterizzata dalla mancanza di indicatori sequenziali quali icnofacies, sostanza organica, tappeti glauconitici ecc. Pertanto la ricostruzione sequenziale è stata basata in gran parte dall'andamento degli *stacking patterns*. Questi ultimi hanno un andamento generalizzato *fining-upward*, fino al secondo strato di marne (facies F). Questo *stacking patterns* è tipico di un TST. La porzione marina del TST si sviluppa primariamente in aree di mare basso adiacenti alla *shoreline*, mentre la porzione inerente alle facies di *offshore* è caratterizzata dall'*onlapping* sull'*unconformity* di depositi flusso gravitativi (torbiditi) e depositi pelagici (Catunenanu 2002), come avviene nel caso della sezione di Valico Codda.

Partendo dal secondo strato di marne l'andamento generale degli *stacking patterns* riconosciuto è *coarsening upward* questa configurazione può rappresentare l'inizio di un LST. Il LST include la frazione di sedimento più grossolana sia nelle sezioni marine che non marine, per esempio può essere rappresentato dalla parte superiore di un profilo *upward-coarsening* in una successione marina; come avviene nella parte superiore della sezione di Valico Codda.

5.4 Facies di Tempa di Murro (Lucania)

Di seguito è riportata la sezione stratigrafica di sintesi di Tempa di Murro il cui spessore totale è di 1,60 metri (fig. 5.32) ed è costituito dalla sola facies rappresentata da calcareniti a granulometria medio fine.

Colonna stratigrafica "Tempa di Murro"

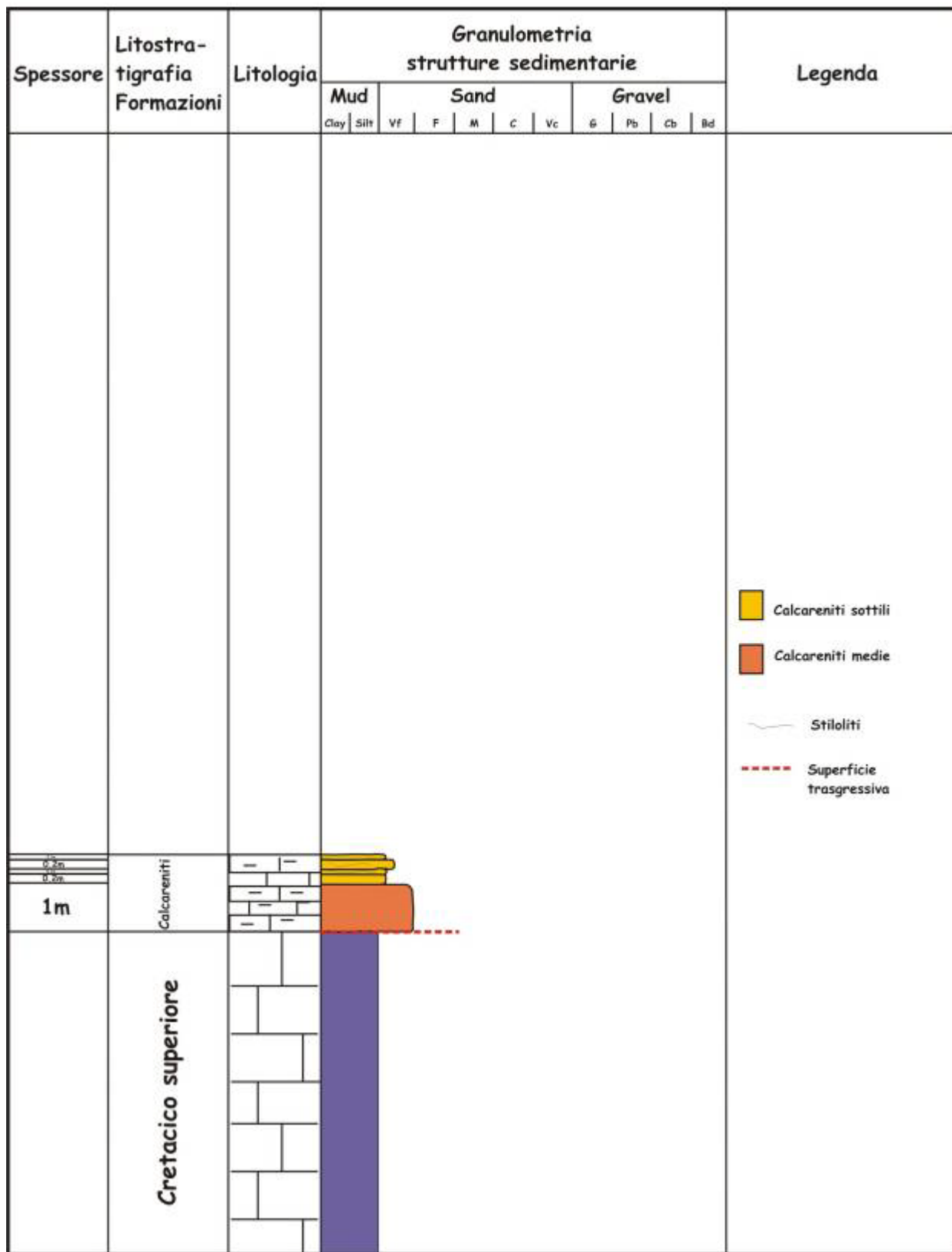


Figura 5.32 Stratigrafia di sintesi di Tempa di Murro.

Si tratta di un *packstone* e *wackstone* litoclastico, all'interno sono presenti frammenti di gusci di bivalvi, myogipsinidi, miliolidi, anphisteginidi, sono presenti tuboli di vermi, nummuliti rimaneggiate (fig. 5.32). Questa sezione è caratterizzata dalla presenza di stiloliti, che come si sa sono strutture diagenetiche da carico.

L'ambiente di deposizione è di *inner- middle ramp*, dalle sezioni sottili effettuate si è visto un *fining-upward*, non riconoscibile in campagna, ciò ha permesso di individuare uno *stacking pattern* di tipo *fining-upward*, che unitamente a quello *thinning upward* riconosciuto in affioramento permette di interpretare questa facies come un TST.



Figura.32 Tempa di Murro

5.5 ANALISI COMPARATA TRA LE PRINCIPALI CARATTERISTICHE DEI DEPOSITI CALCARENITICI STUDIATI

Lo studio comparato tra le sezioni della Penisola Sorrentina, di Capaccio, di Valico Codda e di Tempa di Murro, ha permesso di evidenziare similitudini e differenze, dei depositi calcarenitici analizzati.

La caratteristica principale è data dai differenti substrati su cui poggiano le calcareniti studiate. Infatti le calcareniti delle sezioni della Penisola Sorrentina poggiano su un substrato costituito da calcari e calcari dolomitici, ricchi di rudiste e radiolariti del Cretacico superiore in facies di piattaforma.

Le calcareniti delle sezioni analizzate a Capaccio poggiano sulle sacche di argille residuali (sezione di M.nna del Granato), e in contatto per faglia sulle calcilutiti della Formazione di Trentinara (Paleocene – Eocene Superiore Barattolo & Parente 2000; sezione di Sferracavallo); la Formazione di Trentinara è costituita da calcari (limestone) bruni in strati raramente spessi più di un metro, intercalati da sottili strati di calcari marnosi bruno-verdastri, e sottili livelli e filoni di marne e argille verdi. In un lavoro Barattolo & Parente 2000 riconoscono all'interno della Formazione di Trentinara diverse bio-lithofacies. Per questi autori l'intera sequenza Paleogenica può essere riferita ad ambienti di acque basse, anche se i dati paleontologici e sedimentologici indicano una variazione delle condizioni ambientali. In particolare nella sezione effettuata dagli Autori a Roccadaspide (vicino Capaccio), sembra che nella parte alta vi sia un cambio nelle condizioni ambientali. Si passa da un tipico ambiente di laguna salmastra a un ambiente marino di bassa moderata energia. Il substrato della Formazione di Trentinara è costituito dai calcari senoniani (Cretacico sup.) in facies di piattaforma. È da evidenziare che tra il Cretacico ed il Paleogene vi è un intervallo (Senoniano pp- Mastrichtiano) costituito da circa un metro di depositi riferibili ad ambiente di mare basso, con sporadici episodi di esposizione subaerea, salinità normale e moderata energia.

Il substrato delle torbidi calcarenitiche della sezione di Valico Codda è costituito da Breccie e calcareniti del Paleocene- Eocene. La presenza delle nummulitidi e delle alveolinidi permettono di datare tale deposito Paleocene- medio late Eocene. Le breccie poggiano erosivamente sui calcari pseudo-saccaroidi del Cretacico superiore. Esse si presentano in corpi lenticolari, i clasti che le costituiscono vanno da angolari a scarsamente arrotondati e sono costituiti dalle unità sottostanti, la matrice è scarsa. Verso il *top* le calcareniti formano sottili strati spesso caratterizzati da stratificazione nodulare. Per quanto riguarda i calcari pseudo-cristallini del Cretacico Superiore (Campaniano- Maastrichtiano) nella sua tesi di dottorato Pappone (1990) ipotizza che, essendo questo intervallo caratterizzato da un *trend thinning upward fining upward*, alcuni settori della scarpata, al limite Campaniano- Maastrichtiano , comincino ad essere interessati da una sedimentazione tipica di aree più prossimali del bacino.

Le calcareniti di Tempa di Murro poggiano su un substrato del Cretacico Superiore costituito da calcari organogeni ricchi di rudiste e quindi anche in questo caso si tratta di facies di piattaforma (scogliera).

Passando alla litologia si tratta di calcareniti depositatisi in ambienti di rampa, per la Penisola Sorrentina, Capaccio e Tempa di Murro, mentre le calcareniti torbiditiche della sezione di Valico Codda si sono deposte in ambiente di *slope*.

In tutte le sezioni è presente la glauconite, con caratteristiche differenti da sezione a sezione. In Penisola Sorrentina la ritroviamo in sacche nella facies A. Questa facies è costituita da microconglomerati basali, i cui clasti sono calcarei e vanno da spigoli vivi a sub arrotondati; e i bioclasti sono composti da gusci di bivalvi (ostreidi, pettinidi), e da foraminiferi di grandi dimensioni quali anfisteginidi, operculinidi e miogipsinidi. I microconglomerati si presentano in banchi. Verso l'alto la granulometria di questa facies diminuisce e si passa da media a fine, e i granuli vanno da sub arrotondati ad arrotondati, lo spessore degli strati varia da 10 a 20 cm e appaiono anastomizzati. Lo spessore totale è di circa 10 mt.. Essa diviene molto abbondante, come "litico" nella parte bassa della facies

D. Questa facies è costituita da arenarie bruno-giallastre, in strati da medi a spessi. La stratificazione a grande scala si presenta a basso angolo. Verso l'alto diminuisce lo spessore degli strati e diventa prevalente la frazione pelitica.

Nelle sezioni di Capaccio la glauconite la troviamo quale "litico" abbondante nelle facies D E, I, L ed M. Nella facies D (conglomeratici) la glauconite è presente all'interno della matrice; nella la facies E (calcarenite sottile) come granuli insieme al quarzo; nella la facies I (calcarenite grossolana) in grande abbondanza, in questo caso unitamente al quarzo, alla mica ed ai litici vulcanici; nella facies L (siltitica) come intrusioni ; nella facies M, costituita da un alternanza di calcareniti da grossolane a fini la glauconite con il quarzo è sempre in granuli ed abbondante, e si trova anche come silt glauconitico nelle laminazioni parallele. Nella sezione di Valico Codda è stata ritrovata sia in sacche che come "litico" all'interno della facies B costituita da calcareniti grossolane a stratificazione tabulare con spessore degli strati variabile da 10 a 40 cm, nella parte alta della sezione questa facies è contraddistinta dalla presenza di *clay chips* costituiti da peliti marnose verdi.

Lo stile di sedimentazione della glauconite è simile nelle sezioni studiate nella Penisola Sorrentina ed a Valido Codda. In entrambe le quantità di glauconite sono inferiori a quelle presenti nelle due sezioni di Capaccio. Nella sezione di Tempa di Murro è assente.

L'associazione fossillifera è più o meno simile in tutte le sezioni studiate. Unica differenza significativa è la presenza delle nummuliti rimaneggiate all'interno delle calcareniti della facies A nella sezione di Punta Campanella in Penisola Sorrentina ed a Tempa di Murro; inoltre in Penisola Sorrentina abbiamo un cattivo stato di conservazione delle Miogipsynidi che generalmente permettono la datazione dei depositi miocenici trasgressivi. Tale situazione potrebbe essere una delle cause dell'età Burdigaliana (?Serravallia(?), riscontrata unicamente in quest'area.

Le calcareniti della Penisola Sorrentina e di Capaccio sono caratterizzate dalla presenza di ichnofacies, mentre non ne sono state ritrovate nella sezione di Tempa di Murro. A Valico Codda è assente nella sezione studiata ed è sicuramente in una

sezione in *progress* (**Rhizocorallium, zoophycus e nereites**). Le ichnofacies riconosciute nelle sezioni analizzate della Penisola Sorrentina e nelle sezioni di Capaccio sono diverse, sebbene colonizzino sempre un substrato costituito da depositi calcarenitici..

Nella sezione di Marina del Cantone sono state riconosciute le ichnofacies a Thalassinoides che hanno permesso di riconoscere la superficie trasgressiva TS che chiude la Facies A, è stato quindi possibile riconoscere il *gap* tra l'evento di erosione e quello di deposizione successivo. Lo stesso discorso è possibile farlo per l'ichnofacies a Glossifungites che costituiscono la facies B nella sezione di M.nna del Granato a Capaccio. In quest'ultimo caso però il discorso diviene più complesso in quanto l'ichnofacies a Glossifungites rappresenta anche la mfs, poiché la TS e la mfs possono coincidere quando mancano i depositi del LSTe/o del FSST. Nella sezione di Marina del Cantone sono state riconosciute le ichnofacies a **paleophycus**. Questa ichnofacies da Baldwin et alii (2004) viene interpretata come una ichnofacies che si forma in un deposito a chiusura di una facies heterolitica, la stessa ichonofacies è stata interpretata da Bromley (1996) come caratteristica di un cambio di salinità durante una incursione marina seguita dalla colonizzazione dei **paleophycus**. Sempre nella sezione di Marina del Cantone troviamo l'ichnofacies a **planolites**. Le caratteristiche ambientali dettate da quest'ultima, in base a Bromley (1996) sono molto simili a quelle che caratterizzano le ichnofacies precedenti. Nella sezione di Sferracavallo, rinosciamo una associazione di ichonofacies costituita da: **Asteriacites lumbricalis, Lockeia siluquaria, Curvolithus simplex, Curvolithus multiplex**. Le prime due tracce fossili sono tracce di locomozione, le seconde due sono tracce di pascolo. Questa associazione rappresenta una ichnofauna tipica di un'ambiente intertidale di mare aperto (M.Gabriela Màngano & Luis A. Buatois 2004).

Come è possibile vedere da questo breve *exursus* sulle ichnofacies presenti nelle sezioni da me analizzate è stato possibile riconoscere sia i *gap* temporali che le variazioni dei parametri ambientali. Esso ha messo inoltre in evidenza che pur trattandosi di un substrato costituito da una rampa a basso angolo, su cui si

depositano sedimenti calcarenitici, che costituiscono il “ vero substrato” colonizzato dalle ichnofacies, essendo diversi i parametri ambientali lo sono anche le ichnofacies.

Nelle calcareniti, i litoclasti si differenziano da sezione a sezione, provenendo dall'erosione di substrati differenti.

Infine analizzando l'età dei depositi acquisiti dai dati di letteratura si ha che:

- i depositi calcarenitici studiati nella Penisola Sorrentina hanno un età Serravallina (?) Burdigaliana (?); un età Serravalliana le sovrastanti Arenarie di Nerano (Foglio 485 Termini CARG, scala 1:50000);
- i depositi calcarenitici delle sezioni di Capaccio, hanno un età Aquitaniano – Burdigaliana (Carannante e alii 1988), ed un età Langhiana per i depositi della Formazione terrigena sovrastante (Patacca e Scandone 1992);
- la sezione di Valico Codda è datata come Aquitaniana in età da Palladino et alii 2008;
- la sezione di Tempa di Murro è Miocene s.l. dati dal Foglio geologico 211 Castrovillari, scala 1:100000.

Questi dati evidenziano un età diversa (più giovane) per le sole calcareniti della Penisola Sorrentina.

In queste sezioni, la ricostruzione sequenziale ha evidenziato, dopo la prima trasgressione, nota già in letteratura quale trasgressione miocenica, ulteriori depositi legati a cicli trasgressivo-regressivi.

CONCLUSIONI

I dati raccolti hanno permesso di avere un quadro abbastanza ampio delle caratteristiche delle varie sezioni studiate e delle loro differenze. Questa gran massa di dati sono stati alla base per la costruzione dei loro andamenti stratigrafico-sequenziali.

In particolare:

- le due sezioni studiate nella Penisola Sorrentina sono caratterizzate dalla presenza nella successione calcarenitica di due TST, chiaramente leggibili in entrambe le sezioni. Mancano i depositi del LST tra i due TST, i cui eventi sono rappresentati dalla base dei canali riempiti successivamente dai depositi caratterizzati dalla presenza di ichnofacies a **thalassinoides**.

La parte arenacea sovrastante è ricoperta da depositi piroclastici recenti a Punta della Campanella ed affiora solo nella sezione di Marina Cantone. Quì, in accordo con Cocco&Pecatore (1967), essa presenta facies di mare basso (cordoni costieri), interpretati come associabili ad un HST nel quale i materiali arenacei provenienti lateralmente o frontalmente alla rampa la cannibalizzano con strutture di *on lap*.

- Lo studio delle sezioni di Capaccio: Madonna del Granato e Sferracavallo, ha permesso di ricostruire l'andamento a basso angolo della rampa su cui si sono deposte le successioni. I dati mettono in evidenza l'andamento essenzialmente pseudo-progradante di entrambe, con la individuazione in ordine dal basso verso l'alto di tre sequenze deposizionali:

- ***Sequenza deposizionale 1***

Il limite basale di questa sequenza è una *TS* che si trova alla base della biostroma ad ostreidi, come ipotizzato nell'analisi sequenziale delle facies, in questo caso la *TS* coincide con una *SB*. Il limite superiore è sempre dato da una *TS* anche in questo caso si può dire che coincide con una *SB* riconoscibile per la presenza di canali alla base della facies B. La sequenza ha uno spessore di circa 2 mt. In tale sequenza è stato riconosciuto il solo TST, rappresentato dai livelli non continui della biostroma ad ostreidi e dalle calcareniti ricche in gusci di ostreidi appartenenti alla facies A.

Sequenza deposizionale 2

La sequenza deposizionale 2 ricopre la sequenza 1, quindi il limite inferiore di tale sequenza coincide con il limite superiore della sequenza precedente.

Questa sequenza deposizionale è costituita dal TST costituito dalla calcarenite grossolana a glossifungites appartenente alla facies B, la facies B può, inoltre, essere considerata una sezione condensata e quindi rappresentare la mfs, che separa il TST dall' HST sovrastante, individuato nei depositi della facies C.

Sequenza deposizionale 3

La sequenza 3 è limitata inferiormente da una TS rappresentata dal riempimento dei canali della facies D. Il limite superiore è dato dalle facies N,O,P,Q, la cui base erosiva della facies N può rappresentare una SB. Questa sequenza è costituita dal TST, rappresentato dal riempimento dei canali ad opera della facies D, E,F,G, dalla mfs riconosciuta dal *fining-upward*. La sequenza si chiude con HST rappresentato dalle facies H,I,L,M. Oppure questa sequenza potrebbe essere costituita da un TST rappresentato dalle facies D,E,F,G, e da una serie di *lag* trasgressivi ricoperti da marne, individuati nelle facies H,I,L che costituirebbero un ulteriore TST.

Mentre la facies M rappresenterebbe sempre un HST.

In conclusione l'andamento pseudo progradante di tale successione in questa seconda interpretazione delle facies HIL,, potrebbe essere associato ad una "alternarsi" di innalzamenti ed abbassamenti del livello di base in un trend ad andamento trasgressivo molto lento con scarso apporto di materiale e conseguente formazione di *lag* trasgressivi. Queste sequenze sono state denominate informalmente (Tesi laurea: " *studi di stratigrafia sequenziale delle successioni del Miocene affioranti nell'area di Capaccio e Trentinara*" (2003-2004)) Rocca1, 2, e 3 rispettivamente.

- Le osservazioni realizzate sulla sezione di Valico Codda hanno evidenziato che in quest'area il margine su cui si sono depositi i sedimenti oggetto della tesi era caratterizzato da una morfologia ed una profondità che ha permesso la deposizione sia di breccie già nell'Eocene che di un sistema torbido formato dai depositi essenzialmente calcarenitici nel Miocene inferiore. Che, in accordo con Johnson et alii (2001), starebbero ad individuare una area deposizionale di *middle up-fan*.

La ricostruzione sequenziale basata solamente sugli *stacking pattern*, per mancanza di chiari elementi sequenziali, e sulle architetture deposizionali permette di ipotizzare la presenza di un TST basale seguito da un LST. La presenza di un contatto tettonico con i sovrastanti depositi arenacei non permette di ipotizzare lo sviluppo sequenziale successivo.

- La sezione di Tempa di Murro è caratterizzata da un attacco trasgressivo sul Cretacico delle calcareniti che presentano una struttura condensata. Si ipotizza la presenza solamente di un chiaro TST.

La ricostruzione sequenziale ha evidenziato che nelle aree analizzate dopo la prima regressione, riconosciuta come la parte basale di una unica grande trasgressione miocenica inferiore, si sono avuti depositi o forme legati a cicli trasgressivo-regressivi. In particolare i depositi di Capaccio e di Valico Codda che hanno la stessa età, registrano un medesimo ciclo trasgressivo-regressivo rappresentato dal primo TST. Esso è costituito dalla facies A nella sezione di M.nna del Granato(Capaccio), e dalle facies caratterizzate da un andamento generale *fining upward* nella sezione di Valico Codda. La regressione viene registrata dalla facies B nella sezione di M.nna del Granato, e dal LST riconosciuto dal *coarsening upward* individuato nella sezione di Valico Codda; lo stesso andamento si legge in Penisola Sorrentina anche se l'età ricavata dalla letteratura è più giovane. Per la sezione di Tempa

di Murro, l'unica sezione intonsa della zona leggiamo il solo TST basale dove è presente il punto meno espanso della successione che potrà permettere una analisi dell'andamento del *pinch* di attacco con l'analisi geometrica della mfs.

Questi dati mettono in evidenza la possibilità di realizzare una ricostruzione sequenziale in depositi di rampa a basso angolo caratterizzati da ambienti a media ed alta energia. Che nella Piattaforma Campano-Lucana nei depositi di *offshore* su un *bed rock* carbonatico si legge chiaramente un ricoprimento dei depositi terrigeni già nel Burdigaliano superiore- Langhiano, mentre nei depositi della parte alta della rampa tale situazione non è chiaramente documentata.

BIBLIOGRAFIA

AMORE F.O., BONARDI G., CIAMPO G., DE CAPOA P., PERRONE V. & SGROSSO I. (1988b) – *Relazioni tra “Flysch Interni” e domini appenninici: reinterpretazione delle formazioni di Pollica, San Mauro e Albidona e il problema dell’evoluzione inframiocenica delle zone esterne appenniniche*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**, 285-297.

ARGNANI A. (2000): *The Southern Apennines-Tyrrhenian System within the kinematic frame of the central Mediterranean* - *Mem. Soc. Geol. It.*, **55**; 115-122

ARGNANI A. (2005): *Possible record of a Triassic ocean in the southern Apennines* - *Boll. Soc. Geol. It.*, **124**; 109-121

ARISI-ROTA F. & FICHERA R. (1985): *Magnetic interpretation connected to geomagnetic provinces: the italian case history* - 47 th Meeting of E.A.E.G. Budapest

BARATTOLO F. & PARENTE M. (1991) – *Late Cretaceous-Palaeogene of Roccadaspide (Salerno, Campania)*. In Field Trip – Guide book. V International Symposium on fossil algae, Capri 7-12 aprile 1991, 106-120.

BARATTOLO F., ROMANO R., VECCHIO E. (2000) – *The Spirolina Facies (Early-Middle Eocene) in Southern Apennines*. 5th Meeting of the FGCP 393, Giugno 18-20.

BONARDI G., DE CAPOA P., FIORETTI B. & PERRONE V. (1993) – *L’age des metacalcaires de l’Unitè du Frido (règion calabro-lucanienne, Italie) et ses implications gèodynamiques* .C. R. Acad. Sci. Paris, **317**, serie II, 995-962.

BONI M. (1974) – *Le argille rosse continentali del passaggio Paleocene-Miocene nella piattaforma carbonatica campano-lucana*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **93**, 1059-1094.

BROWN L.F. & FISHER W. L. (1977) - *Seismic strtigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazil rift and pull-apart basins*. *Am. Assoc. petrol. Geol. Memoir*, **26**, 213-248.

CAMMAROSANO A., DANNA M., DE RIENZO F., MARTELLI L., MIELE F. & NARDI G. (2000) – *Il substrato del Gruppo del Cilento tra il M. Vesalo e il M. Sacro (Cilento, Appennino Campano)*. . *Boll. Soc. Geol. It.*, **119**, 395-405.

CARANNANTE G., MATARAZZO R., PAPPONE G., SEVERI & SIMONE L., (1988) – *Le calcareniti mioceniche della Formazione di Roccadaspide (Appennino campano-lucano)*. Mem. Soc. Geol. Ital., **41**, 775-789.

CARBONE S. & LENTINI F. (1990): *Migrazione neogenica del sistema catena avanzaese nell'Appennino meridionale: problematiche paleogeografiche e strutturali* - Riv. It. Paleont. Strat. **96**2-3; 271-296

CATUNEANU O.(2002): *Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls*-Journal of African Earth Sciences **32**; 1-43

CATUNEANU O. (2006) : *Principles of sequence stratigraphy*- Cambridge University Press.

CASERO P., ROURE F., ENDIGNOUX L., MORETTI I., MULLER C., SAGE L. & VIALLY R. (1988): *Neogene geodynamic evolution of the southern Apennines* - Mem. Soc. Geol. It., **41**; 109-129

CASTELLANO M.C. (1998) – *Studio dei depositi miocenici affioranti lungo il bordo nord-occidentale del M.te Cervati (Appennino Campano)*. Tesi di Dottorato in Geologia del Sedimentario, Università di Napoli “Federico II”.

CELLO G. & TORTORICI L. (1989): *Structural styles in the frontal zones of the southern Apennines, Italy: an example from the Molise district* - Tectonics **8**4; 753-768 Agosto 1989

CELLO G., LENTINI S.& TORTORICI L. (1990): *La struttura del settore calabro-lucano e suo significato nel quadro dell'evoluzione tettonica del sistema a thrust sud appenninico* - Studi Geologici Camerti **vol. spec.** 27-34

CELLO G. & MAZZOLI S. (1999): *Apennine tectonics in southern Italy: a review* - Geodynamics **27**; 191-211

CIARAPICA G. & PASSERI L. (1998): *Evoluzione paleogeografica degli Appennini* – Atti Tic. Sc. Terra **40**; 233-29

CESTARI G. (1971): *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 198 Eboli*. Serv. Geol. d' Ital.

COCCO E. & PESCATORE (1967): *L' evoluzione della sedimentazione arenacea miocenica nella Penisola Sorrentina*

CROSS, T.A., 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 Application*, **8** (Special Publication).Norwegian Petroleum Society, 171-195

BROMLEY , R.G., & EKDALE, A.A. (1984): *Chondrites: trace fossil indicator of anoxia in Sediments*. Science, v 224, pp 872-874

BROMLEY , R.G (1996): *Trace fossil: Biology and Thaphonomy and application*. Chapman & Hall London

- BALDWIN, C.T., STROTHER, P.K., BECK J.H.& EBEN ROSE: *Paleoecology of Bright Angel Shale in the eastern Gran Canyon, Arizona, USA, incorporating sedimentological, ichnological and palynological data*. In the Application of ichnology to paleoenvironmental and Stratigraphic analysis. Edited by D. McIlroy; Geological Society, Special publication 228.
- D'ARGENIO B. & SGROSSO I. (1974): *Le piattaforme carbonatiche sud-appenniniche* - Istituto di Geologia e Geofisica dell'Università di Napoli pubbl. 52
- D'ARGENIO B. & SCANDONE P. (1970): *Jurassic facies pattern in the southern Apennines (Campania-Lucania)* – Ann. Hung. Geol. Inst. **54**; 383-396
- D'ARGENIO B., PESCATORE T.S. & SCANDONE P. (1973): *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)* - Atti Accad. Naz. Lincei Quad. **183**; 49-72
- DE LORENZO G. (1896): *Studi sulla geologia nell'Appennino meridionale* - Atti Acc. Sc. Fis. e Mat. in Napoli s. 2, 8 n. **7**; 1-128
- DE LORENZO G. (1904): *Geologia e geografia fisica dell'Italia meridionale* - 241 pp Laterza Bari
- DI GIROLAMO P. (1984) – *Magmatic character and geotectonic setting of some Tertiary-Quaternary Italian volcanic rocks: orogenic, anarogenic and transitional associations*. Pre-print Tip. De Frede Napoli, 1-19.
- DOGLIONI C. (1992): *Main differences between thrust belts* - Terra Nova **4**; 152-164
- DUMAS *et alii* (2006): *Origin of hummochy and swaley cross-stratification-the controlling influence of unidirectional current stang and aggradation rate.*- Geology, December 2006; v 34; n 12, pp 1073-1076
- EMERY D. & MEYERS K.J. (eds.), 1996, *Sequence stratigraphy*: Blackwell Science Ltd., Oxford.
- EMBRY, A.F.(2001a), *The six surfaces of sequence stratigraphy*. A.A.P.G Hedberg research Conference on Sequence Stratigraphic and Allostratigraphic Principles and Concempts, Dallas, August 26-29, Program and Abstracts Volume, pp.26-27.
- EMBRY, A.F. (2001b):*Sequence stratigraphy: what it is,why it works and how to use it. Rreservoir*. Canadian Society of Petroleum Geologist-**28** (8) 15
- ENDIGNOUX L., MORETTI I. & ROURE F. (1989): *Forward modelling of the southern Apennines* - Tectonics **8**\5; 1095-1104
- FOGLI DELLA CARTA GEOLOGICA D'ITALIA 1:100000: Eboli (198), Potenza (199), Castrovillari(211).
- FOGLIO DELLA CARTA GEOLOGICA D'ITALIA 1:50000: Termini (485)
- GRANDJAQUET C. (1963): *Schema structural de l'Apennin campano-lucanien (italie)* - Revue de Geographie Physique et de Geologie dynamique

GALLOWAY W.E. (1989) – *Genetic stratigraphic sequences in basin analysis: architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **73**, 125-142.

HAQ B.U, HARDENBOL J & VAIL P.R (1987): *Chronology of fluctuating sea level since the Triassic*. Science, **235**, 1156-1166

HAQ B.U, HARDENBOL J & VAIL P.R (1988) *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change*. In: Sea-level Changes: an Integrated Approach (ed. By C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St Kendall, H.W.Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner). Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, **42**, 40-45.

HELLAND-HANSEN,W., MARTINSEN, O.J.(1996): *Shoreline trajectories and sequence: description of variable depositional-dip scenarius*. Journal of Sedimentary Research **66** (4), 670-688

IETTO A. & BARILARO A.M. (1993): *L'Unità di San Donato quale margine deformato Cretacico-Paleogene del bacino di Lagonegro (Appennino meridionale-Arco Calabro)* - Boll. Soc. Geol. It. **112**; 477-496

IPPOLITO F. & SGROSSO I. (1972): *Sulle ricerche di idrocarburi nell'area litorale del Lazio e sulla loro interpretazione* - Riv. Min. Siciliana **133-135**; 1-16

IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCATORE T.S. & SCANDONE P. (1973): *Unità stratigrafico strutturali e schema tettonico dell'Appennino meridionale* - Istituto di geologia e geofisica dell'Università di Napoli; Pubblicazione n. 15

JOHNSON, S.D., FLINT, S., HINDS, D.(2001): *Anatomy, geometry and sequence stratigraphy of basin floor to slope turbidite systems, Tanqua Karoo, South Africa*. Sedimentology, n 48, pp 987-1023.

LESS A. & BULLER A. T. (1972) - *Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted*. Marine Geology , **13**, M67-M73

LOUTIT T.S., HARDENBOL J., VAIL P.R. & BAUM G.R. (1988) – *Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences*. In: Sea Level Changes – An Integrated Approach (ed. by C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St Kendall, H.W.Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner). Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, **42**, 183-213.

MANGANO , M.G.& L. BUATOIS (2004): *Ichnology of Carboniferous tide-influenced environments and tidal flat variability in the North American Midcontinent*. In the Application of ichnology to paleoenvironmental and Stratigraphic analysis. Edited by D. McIlroy; Geological Society, Special publication 228.

MANFREDINI M. (1963): *Osservazioni geologiche sul bordo interno della depressione molisano-sannitica (Italia meridionale)* - Mem. Soc. Geol. It. **93**

- MARSELLA E., PAPPONE G., D'ARGENIO B., CIPPITELLI G. & BALLY A.W. (1992): *L'origine interna dei terreni lagonegresi e l'assetto tettonico dell'Appennino meridionale* - Rend. Accad. Sci. fis. Mat. Soc. Naz. Sci. Lett. Arti Napoli **59**; 73-101
- MARSELLA E., BALLY A.W., CIPPITELLI G., D'ARGENIO B. & PAPPONE G. (1995): *Tectonic history of Lagonegro domain and southern Apennine thrust belt evolution* - Tectonophysics **252**; 307-330
- MAZZOLI S., SCROCCA D., BUTLER R., DI BUCCI D., NASO G., NICOLAI C. & ZUCCON V. (2000): *Time and space variability of 'thin-skinned' and 'thick-skinned' thrust tectonics in the Apennines (Italy)* - Rend. Fis. Acc. Lincei **11**; 5-39
- MAZZOTTI A., STUCCHI E., FRADELIZIO G.L., ZANZI L. & SCANDONE P. (2000): *Seismic exploration in complex terrains: a processing experience in the southern Apennines* - Geophysics **65**; 1402-1417
- MENARDI-NOGUERA A. & REA G. (2000): *Deep structure of campanian-lucanian arc (southern Apennine), Italy* - Tectonophysics **324**; 239-26
- MONACO C. & TORTORICI L. (1994): *Evoluzione geologico strutturale dell'Appennino calabro-lucano* – In: *Strutture ed evoluzione del Pollino: Appennino calabro-lucano* - Ed. Ghisetti
- MONACO C., TORTORICI L., MORTEN L., CRITELLI S. & TANSI C. (1995): *Geologia del versante nord-orientale del massiccio del Pollino (confine calabro-lucano): nota illustrativa sintetica della carta geologica alla scala 1:50.000* - Boll. Soc. Geol. It., **114**; 277-291
- MONACO C., TORTORICI L. & PALTRINERI W. (1998): *Structural evolution of the lucanian Apennines, southern Italy* - Journal of Structural Geology **20/5**; 617-638
- MONGELLI F., LODDO M. & CALCAGNILE G. (1975): *Some observations on the Apennines gravity field* - Earth Planet Sci. Lett. **24**; 385-393
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986): *Appennino centro meridionale sezioni geologiche e proposta di modello strutturale* - 73° Congresso della Società Geologica Italiana
- MITCHUM R.M., VAIL P.R. & THOMPSON S., III (1977a) Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration* (ed. by C.E. Payton). Memoir of the American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, **26**, 53-62.
- MOSTARDINI F. & 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. Ital., **8**, 453-763.
- PALLADINO G., M. PARENTE, G. PROSSER, & A. DI STASO (2008): *Tectonic on the deposition of the lower Miocene sediments of the Monti della Maddalena ridge (Southern Apennines): sedimentary extensional deformation in foreland setting*- Boll.Soc.Geol.It vol.127, n 2 (2008) pp 317-335.

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

PATACCA E. & SCANDONE P. (1989): *Post Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab* - Atti del convegno di Lincei, **80**; 157-176 in BORIANI, BONAFEDE & PICCARDO – *The lithosphere in Italy Advances* - in Earth Science Research

PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990): *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times* - Mem. Soc. Geol. It., **45**; 425-451

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

PATACCA E. & SCANDONE P. (2001): *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust delat foredeep system of the southern Apennines (Pliocene-Pleistocene)* - In: Vai, Martini Eds: "Anatomy of a mountain: the Apennines and the adjacent Mediterranean basins"- Kluwer Academic Publishers, 401-440.

PATACCA E. & SCANDONE P. (2003): *Paleogeographic restoration of the Lagonegro basin. New constraints from subsurface data* - Workshop: *Late Triassic-early Jurassic events in the framework of the Pangea break-up* Capri 2003

PATACCA E. & SCANDONE P. (2004): *Geological transect across the southern Apennines along the seismic line CROP 04* - 32nd Intern. Geol. Congr., Field Trip Guide Book

PERRONE V. (1981): *Considerazioni sulla trasgressione del Miocene inferiore sulla piattaforma carbonatica Campano-Lucana* - Rend. Soc. Geol. It., **4**; 369-372

PERRONE V. (1987) – *I depositi miocenici della dorsale di Monte Soprano (Appennino Campano): segnalazione di vulcanismo andesitico e nuova interpretazione*. Boll. Soc. Geol. It., **106**, 3-12.

PERRONE V. & SGROSSO I. (1981): *Il bacino Pre-Irpino: un nuovo dominio paleogeografico miocenico dell'Appennino meridionale* - Rend. Soc. Geol. It., **4**; 365-368

PESCATORE T.S. (1965): *Ricerche geologiche sulla depressione molisano sannitica* - Atti

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

PESCATORE T.S., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1988): *Rapporti tra le Unità Lagonegresi e le Unità Sicilidi nella media valle del Basento, Lucania (Appennino meridionale)* - Mem. Soc. Geol. It., **41**; 353-361

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., (1988): *Sharp -based shoreface sequence and offshore bars in the Cardium Formation of Alberta; their relationship to relative changes in sea level*. In :Wilgus, C.K, Hastings, B.S., Kendall, C.G.St. C., Posaentier, H.W. , Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds), *Sea Level Changes-An Integrated Approach*, vol 42 SEPM Special Publication, pp357-370.

PLIN, A. G., NUMMENDAL, 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 Speci Publ, pp 1-17

POSAMENTIER, H.W., ALLEN, G.P. (1999): *Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and application*. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, n7, pp 210

POSAMENTIR, H.W., 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., Posaentier, H.W. , Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds), *Sea Level Changes-An Integrated Approach*, vol 42 SEPM Special Publication, pp125-154

POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T., VAIL, P.R. (1988): *Eustatic controls on clastic deposition.I. Conceptual fram* In :Wilgus, C.K, Hastings, B.S., Kendall, C.G.St. C., Posaentier, H.W. , Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds), *Sea Level Changes-An Integrated Approach*, vol 42 SEPM Special Publication, pp125-154

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

READING H.G. & COLLINSON J.D. (1996) – *Clastic coast*. In H.G.Reading (Ed.), *Sedimentary Enviroments: processes, facies and stratigraphy*. , Blackwell Scientific Publication, 232-280. Oxford.

READING H.G. (1986) – *Sedimentary environments and facies*, Blackwell Scientific Publication, Oxford, pp.615.

ROY R. Lemon(1990): *Principles of stratigraphy* – Publisced by Merril Publishing Company, Columbus, Ohio 43216

ROURE F., CASERO P. & VIALLI R. (1991): *Growth processes and melange formation in the southern Apennines accretionary wedge* - *Earth and Planetary Science Letters* **102**; 395-412

SANTO A. (1988): *Ricerche sul Terziario dei Monti Alburni (Campania)* - Atti del 74°congresso della Soc. Geol. It.

SANTO A. (1996): *Le Ruditi dei Monti Alburni nel quadro dell'evoluzione alto-miocenica dell'Appennino campano* - *Boll. Soc. Geol. It.*, **115**; 519-528

SANTO A. & SGROSSO I. (1987): *Alcune precisazioni sulle trasgressioni mioceniche nell'Appennino centro-meridionale* - *Mem. Soc. Geol. It.*, **38**; 225-240

- SCANDONE P. (1967): *Studi di geologia lucana: la serie Calcarea-Silico-Marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcarea* - Boll. Soc. Naturalisti in Napoli **76**; 301-474
- SCANDONE P., MAZZOTTI A., FRADELIZIO G.L., PATACCA E., STUCCHI E., TOZZI M. & ZANZI L. (2003): *Linea CROP 04: southern Apennines. La linea CROP 04: Appennino meridionale* - Mem. Descr. Carta Geol. It. **62**; 155-166
- SCROCCA D., CARMINATI E. & DOGLIONI C. (2005): *Deep structure of the southern Apennines Italy: thin skinned or tick skinned?* - Tectonics **24**
- 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.
- SHINER P., BECCACINI A. & MAZZOLI S. (2004): *Thin-skinned vs thick skinned structural models for Apulian carbonate reservoirs: constraints from the Val d'Agri fields (Southern Apennines, Italy)* - Marine and Petroleum Geology **21**; 805-827
- SGROSSO I. (1968) – *Note biostratigrafiche sul Monte Vesole (Cilento)*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **77**, 159-180.
- SGROSSO I. (1981b) – *Il significato delle calciruditi di Piaggine nell'ambito degli eventi del Miocene inferiore nell'Appennino campano-lucano*. Boll. Soc. Geol. It., **100**, 129-137.
- SGROSSO I. (1983): *Alcuni dati sulla possibile presenza di una quarta piattaforma carbonatica nell'Appennino centro-meridionale* - Rend. Soc. Geol. It., **6**; 31-34
- SGROSSO I. (1986) – *Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino Centro-Meridionale*. Mem. Soc. Geol. Ital., **35**, 203-219.
- SGROSSO I. (1987): *Alcune precisazioni sulle trasgressioni mioceniche nell'Appennino meridionale*.- Mem. Soc. Geol. It. **38**; 225-240
- SGROSSO I. (1988): *Nuovi elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino centro meridionale* - Mem. Soc. Geol. It., **41**, 225-242
- SGROSSO I. (1989): *Ricerche sui cicli miocenici discordanti sul Monte Camposauro, sul Matese orientale e sui Monti Simbruini* - Confer. Scient. Ann. sulle Attività del Dipartimento
- SGROSSO I. (1994): *Sulla posizione paleogeografica del bacino di Lagonegro (Appennino centro meridionale)* - Boll. Soc. Geol. It., **113**; 179-194
- VAN DIJK J.P., BELLO M., TOSCANO C., BERSANI A. & NARDON S. (2000): *Tectonic model and three-dimensional fracture network analysis of Monte Alpi (southern Apennines)* - Tectonophysics **324**; 203-237
- SWIFT D.J.P. (1968) – *Coastal erosion and transgressive stratigraphy*. J. Geol., **76**, 444-456.
- TORRENTE M.M., CIVILE D., MARTINO C. & MILIA A. (2000) – *Assetto strutturale ed evoluzione tettonica dell'area di Monte Vesole-Monte Chianello (Cilento, Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **119**, 733-747.

VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H. W., MITCHUM R.M. VAIL P.R., SARG J.F., LOUTIT T.S. & HARDENBOL J (1988) – *An Overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions*. In: *Sea Level Changes – An Integrated Approach* (ed. by C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St Kendall, H.W.Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner). Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, **42**, 39-45.

USC Website