

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088  
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Relazione di Laurea

Analisi stratigrafica, dei processi sedimentari e della gerarchia dei corpi deposizionali in lobi di mare profondo della Formazione Marnoso-arenacea (Valle del Santerno e del Senio, Appennino tosco - romagnolo)

Candidato:

Alessandra Lanzoni

Relatore:

Prof. Alessandro Amorosi

Correlatore:

Dott. Fabiano Gamberi

Sessione Ottobre 2015  
**Anno Accademico 2014-2015**

## **Indice**

Capitolo 1: Introduzione

Capitolo 2: Inquadramento geologico, tettonico e stratigrafico dell'Appennino settentrionale

- 2.1: La formazione Marnoso-arenacea

Capitolo 3: Sistemi deposizionali di mare profondo

- 3.1: Correnti di torbida
- 3.2: Strati ibridi e debriti
- 3.3: Conoidi e lobi

Capitolo 4: Analisi dei dati

- 4.1: Tipi di strati
- 4.2: Successioni di strati

Capitolo 5: Interpretazione dei dati e discussione

Conclusioni

Bibliografia

Allegati

## CAPITOLO 1 - INTRODUZIONE

Le torbiditi dell'avanfossa dell' Appennino settentrionale (Formazione del Macigno, Formazione del Monte Cervarola, Formazione Marnoso-arenacea) si sono deposte in una serie di depressioni allungate in direzione NW-SE al fronte del cuneo orogenico appenninico. Siccome il fronte appenninico si è propagato nel tempo da SE verso NW, i corrispondenti bacini di avanfossa si sono spostati nel tempo migrando progressivamente verso NW. La Formazione Marnoso-arenacea (FMA), di età Langhiano – Tortonian, è la più recente successione di avanfossa che affiora nell'Appennino settentrionale. Anche se in seguito alla deposizione è stata interessata da deformazioni tettoniche, essa affiora in modo relativamente continuo permettendo correlazioni stratigrafiche su lunghe distanze.

La presenza di un bacino di grande estensione, in cui vengono depositate successioni facilmente correlabili grazie alla geometria degli strati definita *sheet turbidite* (torbiditi a geometria tabulare) ha favorito lo studio in dettaglio della stratigrafia della FMA già a partire dagli anni '60 grazie a Ricci Lucchi e ai suoi collaboratori. Lo studio della FMA ha continuato in seguito a rivestire grande importanza per la comprensione dei depositi torbiditici e dei processi che li generano. La sua importanza, a scala internazionale, risulta anche dalla possibilità di applicare i risultati derivanti dalla successione della FMA ai modelli per la ricerca di fluidi ed idrocarburi. Questo lavoro di tesi è stato finalizzato alla ricostruzione delle dinamiche deposizionali all'interno di alcuni intervalli stratigrafici della porzione interna (*inner stage*) della FMA (Ricci Lucchi & Ori, 1985). La fase di campagna è stata svolta in collaborazione con l'università di Porto Alegre, nell'ambito del progetto "Developing Tools for Sub-surface Characterisation of Deep Marine Depositional Environments, (DMS Tools)" Lo scopo del progetto era quello di applicare statistiche di distribuzione di strati torbiditici all'interno di successioni di conoidi sottomarine per modellizzazioni per serbatoi di idrocarburi.

Il lavoro di tesi è stato articolato nei quattro punti seguenti:

### **1) Studio della bibliografia esistente**

Informazioni generali sui sistemi deposizionali di mare profondo (Galloway & Hobday, 1996); informazioni di dettaglio sulla formazione Marnoso-arenacea (Ricci Lucchi, 1980; Gandolfi et al., 1983; Talling et al., 2007; Tinterri et al., 2010, 2012), sui lobi, sui processi e i prodotti sedimentari associati a correnti di torbida (Prélat et al., 2009; Haughton et al., 2009); principi di stratigrafia sequenziale in sistemi silicoclastici di mare profondo (Catuneanu et al., 2011).

### **2) Costruzione dei log sedimentologici di dettaglio sul terreno**

Durante lo studio in campagna sono stati effettuati dieci log sedimentologici. Tra tutti quelli effettuati, in questa tesi ne sono stati analizzati in dettaglio tre, precisamente quelli di: Firenzuola (Fi) e Coniale (Fi), località situate lungo il fiume Santerno e al passo della Sambuca (Fi) lungo la valle del fiume Senio (Allegato 1). I log sedimentologici di dettaglio sono stati effettuati alla scala 1:10 m su carta millimetrata. Degli strati interessati dai log sono stati riportati: granulometria, spessori, strutture sedimentarie, contatti basali, direzione di eventuali contro impronte di fondo (*flute cast* e altre strutture da corrente), bioturbazioni.

### **3) Elaborazione grafica con SedLog**

Tutti i log ricostruiti in campagna sono stati elaborati graficamente tramite il programma SedLog (Zervas et al., 2009), che ne ha permesso una rappresentazione più immediata e una più facile e chiara analisi di dettaglio per facilitare la comprensione dei processi sedimentari nei singoli log e la comparazione fra diversi log.

### **4) Analisi delle associazioni di strati e conclusioni**

Sono stati infine descritti gli strati e le associazioni di strati al fine di ricostruire le successioni e i processi sedimentari nelle località studiate; successivamente le successioni sono state interpretate e sono stati applicati: lo studio di Prélat et al. (2009) per inquadrare in uno schema gerarchico le caratteristiche e i processi responsabili per la deposizione delle successioni riconosciute; lo studio di Haughton et al. (2009) per identificare valutare i modelli per la formazione degli strati ibridi e delle debriti; lo studio di Catuneanu et al. (2011) per comprendere come eventuali variazioni del livello marino possano essere responsabili delle variazioni osservate nei vari log; infine sono state tratte le conclusioni.

## CAPITOLO 2 - INQUADRAMENTO GEOLOGICO, TETTONICO E STRATIGRAFICO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

La catena appenninica è il risultato dalla collisione del margine occidentale di Adria con la placca europea e con alcuni suoi frammenti, quali il blocco sardo-corso e l'arco calabro-peloritano. Il processo che ha portato alla formazione di questa catena può essere diviso in due fasi principali: la prima corrisponde alla rotazione antioraria del blocco sardo-corso (Oligocene - Miocene inferiore) e la seconda è legata all'apertura del Tirreno e alla migrazione verso SW dell'arco calabro-peloritano. In entrambe le fasi ad andare in subduzione è stato il margine occidentale di Adria e di conseguenza gli Appennini sono una catena vergente verso E-NE. Gli Appennini si estendono dalla Liguria alla Calabria settentrionale e vengono distinti in Appennino Settentrionale e Appennino Meridionale. Il limite settentrionale della catena appenninica è costituito dalla linea Sestri-Voltaggio (Fig. 1), che divide un settore appenninico con vergenza E-NE da un settore alpino con vergenza verso Nord. Il limite meridionale della catena appenninica settentrionale è costituito da una serie di faglie transpressive, che corrispondono alla linea Ancona-Anzio. Il fronte esterno della catena degli Appennini settentrionali si trova attualmente al di sotto della pianura Padana (Bosellini, 2005), (Fig. 1). Durante la strutturazione della catena, il cuneo orogenico in avanzamento ha incorporato i sedimenti depositati nei vari bacini di avanfossa che sono andati a costituire le future formazioni silicoclastiche dell'Appennino settentrionale. Con la progressione della deformazione in direzione E – NE i processi hanno dapprima interessato i sedimenti della formazione Pseudomacigno e formazione Macigno, successivamente quelli della Formazione del Monte Cervarola e infine i sedimenti della formazione Marnoso-arenacea (Fig. 4).

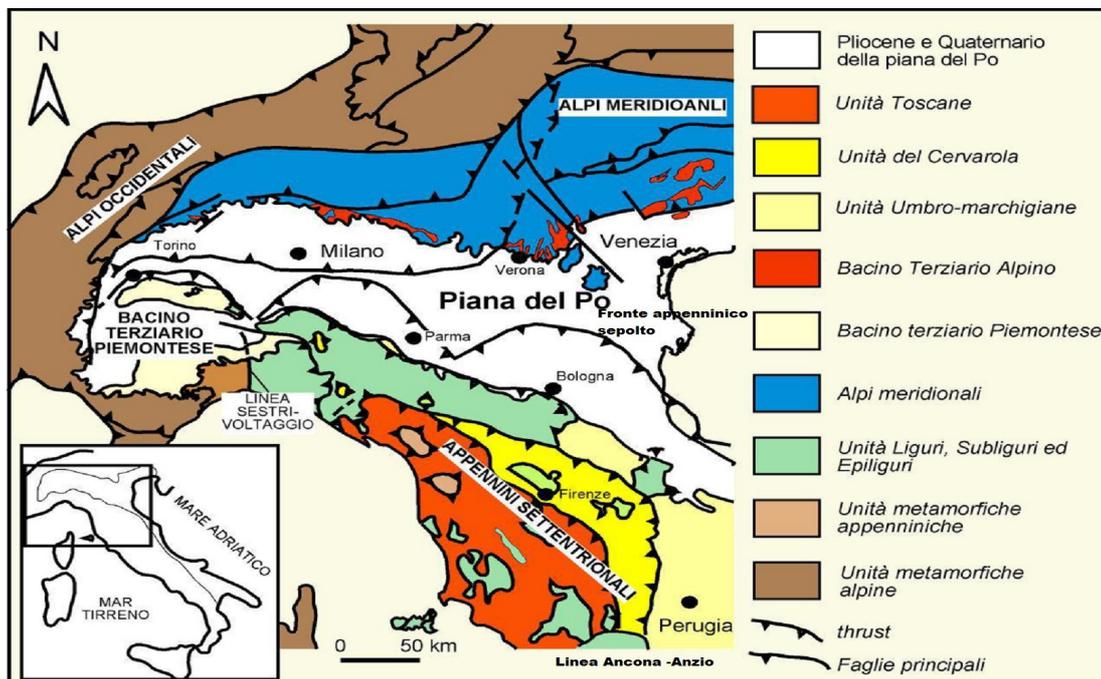


Fig 1: Schema dell'Appennino settentrionale (da Mutti & Di Biase, 2002).

I sedimenti della avanfossa più antica ed interna (dominio Toscano inferiore e superiore: Formazione Pseudomacigno e Formazione Macigno) depositi durante l'Oligocene, hanno subito fenomeni tettonici più intensi e per tempi più prolungati e sono oggi molto deformati tettonicamente.

La FMA (dominio Romagnolo – Umbro marchigiano) depositatasi nel Miocene presenta una tettonizzazione molto minore e la deformazione è molto più blanda rispetto ai domini

più antichi ed interni.

In particolare, l'area di affioramento della FMA è caratterizzata da una serie di sovrascorrimenti, pieghe e faglie NE vergenti (Ricci Lucchi, 1986; Capozzi et al., 1991). Castellaccio (presente anche nella valle del Santerno). I sovrascorrimenti sono associati con pieghe da propagazione di faglia (*fault - propagation fold*) che hanno direzione parallela all'allungamento della catena Appenninica cioè NW – SE (Fig. 2); (Capozzi et al. 1991; Tinterri et al., 2012).

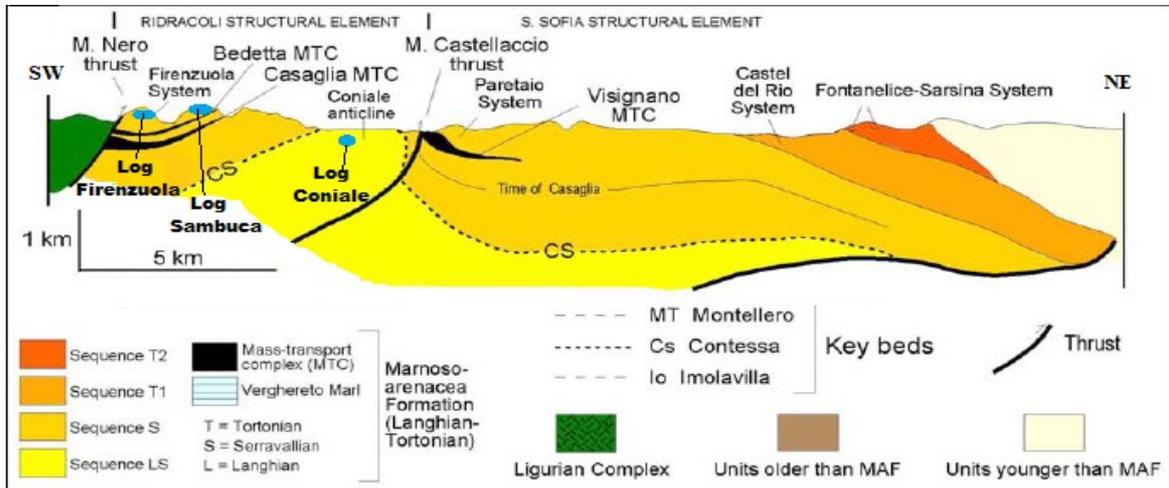


Fig 2: Sezione orientata SW – NE lungo la valle del fiume Santerno (Bo); sono indicati i punti di rilevamento dei log (Tinterri et al., 2012).

## 2.1 LA FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA

Dal punto di vista paleogeografico, la formazione Marnoso-arenacea appartiene al dominio umbro – marchigiano - romagnolo ed attualmente affiora in un'area caratterizzata da una lunghezza di circa 180 km ed una larghezza di circa 40 km (Ricci Lucchi, 1980). La FMA si è deposta nel Miocene medio – superiore nell'avanfossa appenninica che era orientata grosso modo in direzione NO – SE, cioè parallelamente al fronte degli Appennini.

Durante il processo di orogenesi si identificano tre zone adiacenti: la catena montuosa, l'avanfossa e l'avampaese (Fig. 3).

L'avanfossa costituisce un bacino allungato formato al fronte della catena, è caratterizzata da un elevato tasso di subsidenza e rappresenta il luogo di accumulo dei sedimenti derivanti dallo smaltellamento della catena montuosa.

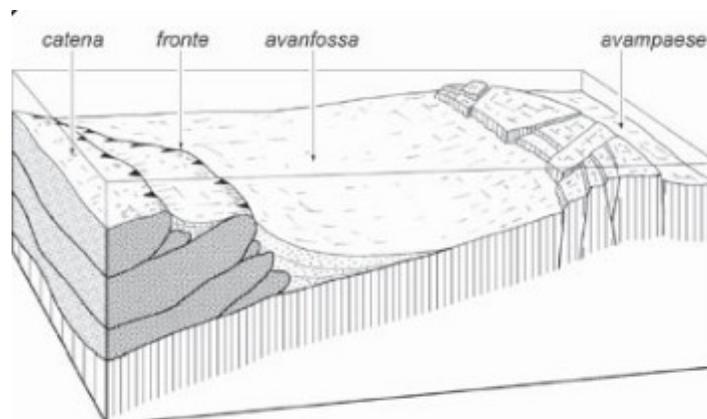


Fig 3: Sistema catena montuosa- avanfossa- avampaese (Tinterri, 2002)

In particolare, dall'Oligocene superiore all'interno dell'avanfossa appenninica si depositano prima le torbiditi della formazione Macigno (dominio Toscano). Successivamente, a causa

della migrazione del fronte dell'orogene appenninico il bacino di avana fossa migra verso E-NE (Ricci Lucchi, 1986) e nel Miocene medio si forma il bacino di sedimentazione della FMA (Fig. 4), nel quale si deposita una successione silicoclastica composta prevalentemente da torbiditi.

Dai risultati ottenuti sono risultate di gran lunga predominanti le torbiditi a composizione silicoclastica (o quarzoso – feldspatiche), con provenienza dall'erosione della catena alpina già ampiamente emersa. Il pattern di dispersione dei sedimenti pertanto è longitudinale; infatti, le paleocorrenti indicano una direzione di trasporto del sedimento, all'interno del bacino avana fossa da NW verso SE (Gandolfi et al., 1983; Ricci Lucchi, 1986).

Oltre alla sorgente alpina sono presenti numerose fonti secondarie, definite “appenniniche”, localizzate in corrispondenza della catena appenninica in via di sollevamento. Le aree sorgenti secondarie hanno generato solo il 5% delle correnti di torbida. Alcune di esse, caratterizzate da un'area sorgente meridionale hanno composizione carbonatoclastica, e direzione delle correnti di torbida opposta rispetto quella alpina, cioè da SE verso NW. La rarità di queste torbiditi le rende degli ottimi *marker* stratigrafici. (Gandolfi et al., 1983) (Fig 5). L'evoluzione della FMA è divisa in due cicli sedimentari denominati formazione Marnoso-arenacea interna ed esterna (*inner stage* e *outer stage*). La FMA interna, la più antica, comprende le sequenze deposizionali LS1 e S (Ricci Lucchi & Ori, 1985), essa rappresenta l'intervallo dal Langhiano al Serravalliano superiore, ed è il risultato del riempimento di un bacino ampio ed esteso. La FMA esterna, di età Serravalliano superiore – Tortonian, comprende le sequenze deposizionali T1 e T2 (Ricci Lucchi & Ori, 1985). Essa si è deposta in un bacino di minore estensione, frutto dei processi deformativi collegati all'emersione della catena appenninica. Al tetto della formazione sono presenti successioni argillose di scarpata che testimoniano la chiusura del bacino.

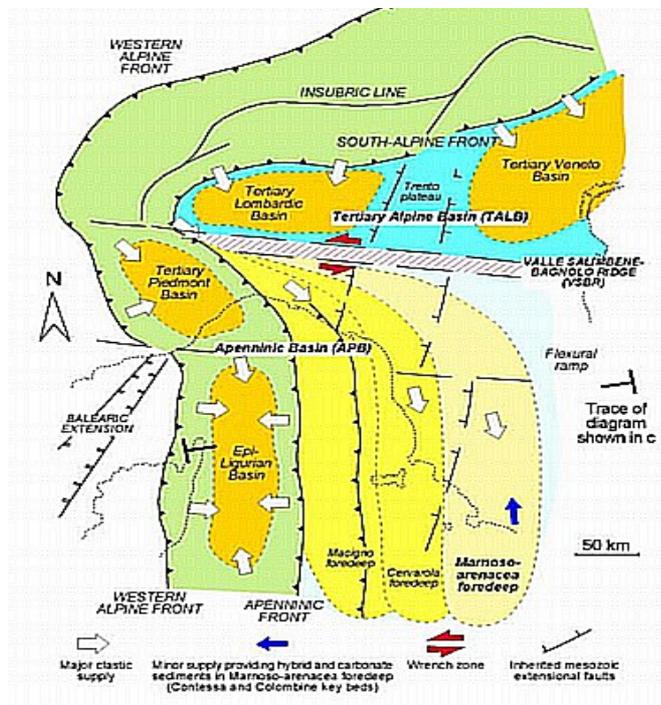


Fig 4: Carta semplificata della distribuzione areale dei principali bacini sedimentari dell'appennino settentrionale, indicazione delle aree sorgenti e delle paleo correnti (Tinterri et al., 2010).

### CAPITOLO 3 - SISTEMI DEPOSIZIONALI DI MARE PROFONDO

Il profilo caratteristico di un margine continentale è costituito da quattro elementi fondamentali (Fig. 5A):

- La piattaforma continentale (o *continental shelf*): parte a bassa inclinazione e a bassa profondità che si estende dalla costa al ciglio della piattaforma (*shelf break*) posto a circa 120 m di profondità e caratterizzato da un brusco aumento dell' inclinazione del fondo marino (Ricci Lucchi, 1980; Galloway & Hobday, 1996).
- La scarpata continentale (o *continental slope*): zona ad elevata inclinazione, che si estende dal ciglio della piattaforma alla base della scarpata, corrispondente a una brusca diminuzione della pendenza del fondo marino. Ha una inclinazione che va da 3° a 5° ma in alcuni casi, in particolare lungo margini tettonicamente attivi, può arrivare ai 25°. La scarpata è una zona di transito o *by pass* di sedimenti (Ricci Lucchi, 1980; Galloway & Hobday, 1996). Sono presenti canyon sottomarini che costituiscono i collettori di sedimenti che dalle aree di mare basso sono trasportati nel mare profondo. Nelle zone non interessate dai canyon, la scarpata è interessata da sedimentazione fine prevalentemente emipelagica e da frane sottomarine.
- Il rialzo continentale (o *continental rise*) è costituito da conoidi sottomarine isolate o coalescenti, che si formano alla bocca dei canyon, dove il materiale trasportato dalle correnti di torbida o da altri flussi gravitativi, a causa della diminuzione di gradiente inizia ad essere depositato. Le conoidi sono costituite da sistemi di argini e canale in genere connessi ad un canyon e lobi. Prevala la sedimentazione torbiditica prossimale con depositi grossolani.
- La piana sottomarina (o *abyssal plain*) si sviluppa distalmente rispetto al limite esterno delle conoidi. Prevala la deposizione di materiali fini pelagici ed emipelagici e meno frequentemente sedimentazione torbiditica distale con depositi fini.

I sistemi canyon-conoide sottomarina rappresentano i principali elementi geomorfologici sviluppati nel mare profondo e hanno dimensioni e geometrie molto variabili (Ricci Lucchi, 1980; Galloway & Hobday, 1996). Essi possono essere attivi in diversi tipi di margine continentale purchè sussistano tre condizioni di base (Ricci Lucchi, 1980):

- Una fonte adeguata di sedimenti, che può essere fornita da un sistema fluviale, oppure da rimaneggiamento di depositi costieri o di piattaforma da parte di correnti di deriva litorale o tempeste o da frane sottomarine, ed introdotti nelle testate dei canyon sottomarini (*continental shelf*).
- Una zona di transito a forte pendenza, tale da permettere l'accelerazione dei flussi gravitativi e l'erosione dei canyon e delle valli sottomarine (*continental slope*).
- Una diminuzione del gradiente alla base del pendio tale da promuovere la deposizione (*continental rise* o *abyssal plain*).

I sistemi deposizionali di mare profondo sono caratterizzati da diversi tipi di processi sedimentari. Un tipo di processo sedimentario è quello che prende il nome di “flusso gravitativo” perché è controllato fondamentalmente dalla forza di gravità. Le frane sottomarine, i flussi reologici o colate (colate di fango) e le correnti di torbida sono i principali processi che appartengono alla categoria dei flussi gravitativi. Siccome nelle sezioni esaminate nel presente studio sono presenti depositi riferibili sia a correnti di torbida che a flussi di detrito, nei seguenti capitoli ne verranno riassunte le principali caratteristiche.

#### 3.1 CORRENTI DI TORBIDA

Le correnti di torbida sono processi gravitativi, la cui energia è legata soprattutto alla massa e alla sua distribuzione (densità dei solidi e dei fluidi, concentrazione dei solidi).

Le correnti di torbida sono tra gli agenti più importanti per il trasporto e la deposizione di sedimenti in ambiente marino profondo. Si tratta di correnti di densità nelle quali l'eccesso

di densità è causato da un carico di sedimenti in sospensione. Per il loro innesco è sufficiente anche solo una differenza laterale di densità (perfino in assenza di pendio topografico), che porta il fluido più denso a scorrere al di sotto del fluido meno denso, nel tentativo di ristabilire l'equilibrio. Le correnti di torbida possono pertanto innescarsi anche in fondali a debolissima inclinazione e continuare per lunghe distanze fintantoché il disequilibrio di densità non è completamente dissipato (Galloway & Hobday, 1996).

Affinché si verifichi una corrente di torbida sono necessarie alcune condizioni (Bosellini et al., 1989):

- un agente (gravitativo, meteorologico, sismico) che metta in sospensione il sedimento e crei l'iniziale disequilibrio
- un basso coefficiente di diffusione nel fluido in modo da mantenere un gradiente di densità
- un'elevata turbolenza, in genere associata ad un'alta velocità, in grado di mantenere in sospensione il sedimento durante il movimento.

La corrente di torbida ha una sorgente che può essere puntiforme come la foce di un fiume, una frana sottomarina o una corrente lungocosta. Successivamente, i sedimenti che vengono messi in sospensione vengono generalmente incanalati lungo la scarpata continentale attraverso i canyon, dove manifestano la maggiore azione erosiva. Allo sbocco del canyon i flussi giungono al rialzo continentale, dove il basso gradiente topografico rallenta i flussi che si espandono lateralmente e longitudinalmente formando la conoide.

La zona di maggiore accumulo di sedimenti ha pertanto inizio alla base della scarpata continentale, dove la capacità di trasporto dei flussi torbiditici diminuisce bruscamente a causa della diminuzione della pendenza.

La zona in cui si ha la prima deposizione con l'abbandono della parte più grossolana del carico è la conoide prossimale (vedi paragrafo 3.3). La corrente prosegue oltre con il suo carico medio – fine fino ad arrivare nell'area progressivamente più lontana, cioè la conoide distale. La corrente, depositando su tutto questo tratto, produce una selezione granulometrica verticale, laterale e longitudinale dovuta alla perdita di capacità di trasporto della corrente: materiale sempre più fine viene depositato nel senso della corrente, andando dalla conoide prossimale a quella distale. Si hanno quindi zone prossimali con deposito di materiali grossolani costituiti per lo più da ghiaie e sabbie, mentre nelle zone distali sono presenti prevalentemente sedimenti fangosi. La distanza a cui può giungere una corrente di torbida dipende da vari fattori: gradiente del bacino, concentrazione residua, quantità di moto iniziale e rapporto di mobilità che dipende, a parità di altre condizioni, dal rapporto fango/sabbia nel carico di flusso (Bosellini et al., 1989).

I primi lavori sulle torbiditi hanno messo in evidenza come un singolo strato torbiditico presenti una gradazione diretta e una tipica successione verticale di strutture sedimentarie associate anche a variazioni granulometriche, chiamata “sequenza di Bouma” (Bouma, 1962), (Fig. 5B). La sequenza completa di Bouma è costituita da 5 differenti intervalli:

(T<sub>a</sub>) Contiene le contro impronte di fondo (*Flute Cast, Groove Cast, Chevron Cast*). È costituito da sabbie massive, con possibile base ghiaiosa.

(T<sub>b</sub>) Sabbie medie a laminazione pianoparallela.

(T<sub>c</sub>) Sabbie medio-fini con laminazione incrociata e da strutture trattive (ripples) o convoluzioni per deformazione sinsedimentaria.

(T<sub>d</sub>) Silt a laminazione pianoparallela

(T<sub>e</sub>) Marna torbiditica al tetto dello strato torbiditico; in alcuni casi questo intervallo è del tutto o in parte eroso dalla corrente di torbida immediatamente successiva

Al di sopra dell'intervallo T<sub>e</sub> può essere presente una marna emipelagica, depositata dalla normale sedimentazione di mare profondo.

La sequenza di Bouma non è sempre completa. Spesso in un singolo strato torbiditico non sono rappresentati tutti e cinque gli intervalli: una prima spiegazione è stata proposta già da

Bouma (1962) ipotizzando che solo nei depositi prossimali siano presenti tutti e cinque gli intervalli, e che il loro numero diminuisca distalmente a mano a mano che la corrente deposita sedimento. In realtà sul terreno si osservano in genere sequenze più complesse; per esempio, alcuni strati torbiditici sono costituiti solo dagli intervalli superiori (Tc-e), altri solo dagli intervalli inferiori (Ta-c). Queste variazioni rispetto alla sequenza ideale di Bouma (1962) sono state spiegate da Parea (1965) e da Walker (1967) ipotizzando che negli ambienti prossimali sono presenti solo gli intervalli inferiori, mentre negli ambienti distali sono rappresentati solo gli intervalli superiori.

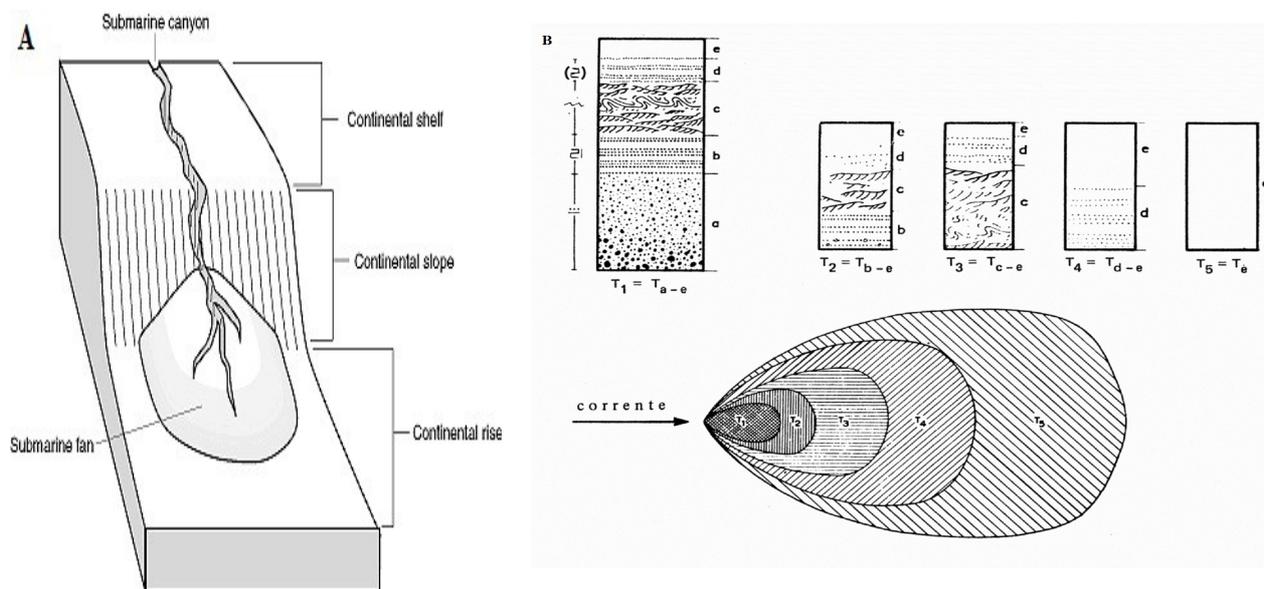


Fig 5: (A) Sistema di piattaforma – scarpata – conoide – piana ; (B) Sequenza di Bouma (Bouma, 1962)

### 3.2 STRATI IBRIDI E DEBRITI

Le debriti sono depositi di colate ad alta densità e fanno parte dei flussi gravitativi. Rispetto alle correnti di torbida hanno una reologia differente, essendo caratterizzate da flussi densi a comportamento laminare con un'alta capacità di trasporto che danno origine a depositi spesso caotici. Spesso le colate possono trasformarsi tramite diluizione in correnti di torbida, ma può anche succedere che correnti di torbida si trasformino in colate per aumento di densità. La terminologia di trasformazione di un flusso descrive i cambiamenti nello stato del fluido da laminare a turbolento con o senza le condizioni di flussi transizionali (Haughton et al., 2009).

Uno strato in cui si riconosce una trasformazione di processo da torbidite a debrite o viceversa è definito come strato ibrido.

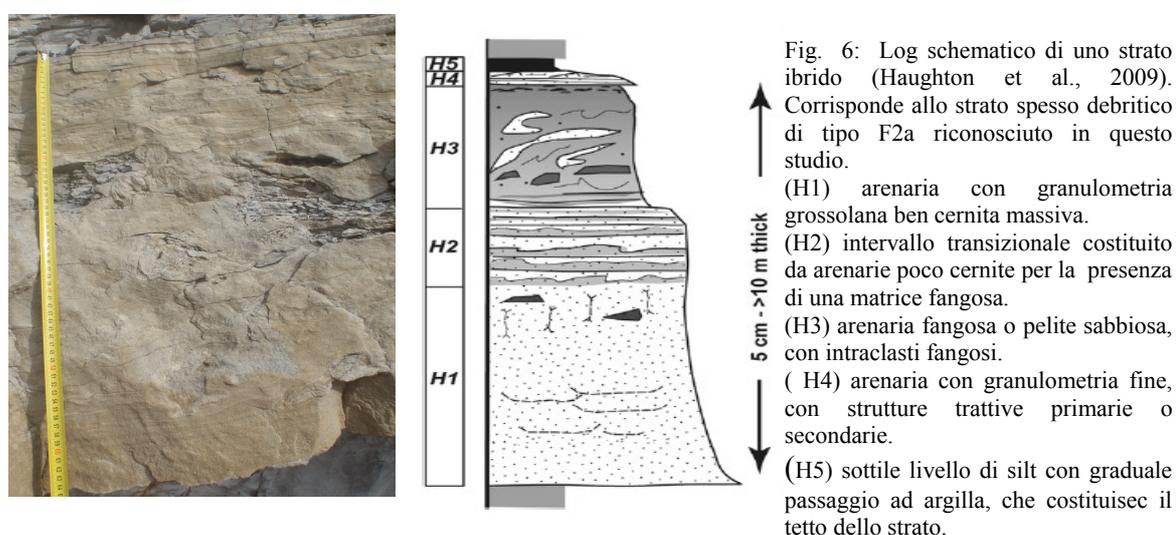
L'origine del più rappresentativo dei depositi ibridi, costituito da una debrite compresa fra due intervalli torbiditici, è quindi relazionata a variazioni temporali nella densità del flusso (Ricci Lucchi & Valmori, 1980; Talling et al., 2004); in questo caso il passaggio netto dalla base con sabbie ben cernite, tipiche dell'unità "Ta" della sequenza di Bouma ad un'unità caotica debritica con sabbie mal cernite con matrice argillosa, potrebbe dipendere da diversi processi (Haughton et al., 2009):

- una trasformazione da flusso torbiditico poco denso a flusso debritico denso tramite incorporazione di argilla erosa dal substrato;
- un aumento del tasso di deposizione dovuta a una improvvisa decelerazione del flusso che porta ad un aumento della densità trasformando il flusso torbiditico in debritico;
- un cambiamento di pendenza nella scarpata che può generare un aumento nel tasso di sedimentazione che porta ad un aumento della densità del flusso, favorendone la trasformazione.

Gli strati ibridi possono essere associate ad alti strutturali: la presenza di un intervallo in cui sono presenti strati ibridi molto ravvicinati tra loro (senza materiali fini intercalati) può indicare essere indicativa della formazione di rilievo topografico nel bacino. In questo caso, i flussi, superando l'alto topografico, assumono un comportamento erosivo, incorporano frazioni argillose che ne modificano la reologia, trasformandosi da flussi non coesivi in flussi coesivi (Muzzi Magalhaes & Tinterri, 2010).

Secondo Catuneanu et al. (2011) la presenza di strati ibridi a matrice fangosa può essere attribuita a momenti di caduta del livello del mare (regressione forzata) in grado di generare instabilità nella scarpata continentale il cui collasso generando può originare flussi fangosi ad alta densità simili a *debris flow*.

Haughton et al. (2009) hanno presentato una classificazione dei vari tipi di flussi ibridi e debritici analizzando varie successioni, identificando una successione di intervalli con diverse strutture sedimentarie. Il tipo più frequente di strato riconosciuto da Haughton et al. 2009, corrispondente a uno dei tipi di strato riconosciuti nei log descritti in questo studio, è illustrato in Figura 6.



### 3.3 CONOIDI E LOBI

Le conoidi sottomarine si formano alla bocca dei canali sottomarini; esse costituiscono il primo elemento fortemente de posizionale dei margini continentali, la loro dimensione varia in relazione alla quantità di sedimento che è introdotto nel canyon. Tipicamente una conoide raggiunge il suo spessore massimo nella zona prossima al canale e si assottiglia a cuneo verso l'esterno nelle zone distali e laterali.

La conoide viene divisa in due zone principali, collegate alle differenze di gradiente (Ricci Lucchi, 1980; Galloway & Hobday, 1996);

- Conoide interna: è caratterizzata da un gradiente che diminuisce bruscamente e che per questo tende a sviluppare un profilo convesso verso l'alto. Il canale con argini perde gradualmente rilievo e tende a ramificarsi in canali distributori sviluppando un lobo deposizionale alla bocca del canale.
- Conoide esterna: caratterizzata da un gradiente che si avvicina a quello della piana abissale, questa zona è la parte più distale del sistema di deposizione.
- Rappresentano le aree terminali della deposizione torbidity, dove viene abbandonato il carico più fine con una gradualità e su estensioni tali da rendere bassissimi i gradienti morfologici e deposizionali (Ricci Lucchi, 1980; Galloway & Hobday, 1996).

Le conoidi sottomarine sono in genere composte da vari lobi (Fig. 8A): i lobi possono assumere diverse morfologie; a seconda del tipo di sedimento trasportato si riconoscono due tipi di lobi: *mounded lobe* formati da sedimenti grossolani, con un'area di distribuzione ristretta e *sheet lobe* formati da sedimenti più fini e distribuiti fino alle zone più distali.

Uno schema gerarchico degli elementi che compongono l'architettura del lobo è stata sviluppata recentemente da Prélat et al. (2009). In questo schema la gerarchia degli elementi è stata definita utilizzando lo spessore, le litofacies, la distribuzione delle granulometrie e i contatti tra gli elementi. La scala longitudinale e trasversale dei vari elementi che compongono il lobo si sviluppa in un areale molto esteso, nel quale si osserva il passaggio da spessori molto elevati di materiali grossolani nelle aree prossimali, a spessori estremamente sottili nelle aree distali e laterali.

Prélat et al. (2009) considera lo strato, il risultato di un singolo evento deposizionale, come il blocco fondamentale per l'architettura di un sistema di lobo (Fig. 8A e 8B); lo spessore medio di uno strato è di circa 50 cm. Più strati costituiscono un elemento del lobo (*lobe element*) (Fig. 8A e 8B) ricco in sabbie con uno spessore generalmente da 1 m fino a 3 m, separato verticalmente dal successivo *lobe element* da un sottile strato di materiali fini (silt o peliti) con spessore inferiore a 20 cm chiamato elemento di interlobo (*interlobe element*). L'unione di più *lobe element* costituisce il lobo vero e proprio, con uno spessore fino a 10 m (Fig. 8A e 8B); i lobi sono separati tra loro da una unità di strati sottili denominati interlobo costituiti da sabbie molto fini, silt e peliti, con uno spessore da 20 cm fino a 2 m circa. L'insieme dei lobi costituisce il complesso di lobo (*lobe complex*), di spessore da 30 m a 60 m (Fig. 8A e 8B), separato da altri *lobe complex* da uno spessore di 2 – 20 m di argille emipelagiche, chiamato complesso di interlobo (*interlobe complex*), (Prélat et al., 2009).

Un concetto fondamentale per la comprensione delle gerarchie consiste nell'individuare quali sono i fenomeni che influenzano lo sviluppo della gerarchia stessa. Una combinazione di processi allogenici e autogenici controlla l'apporto e la distribuzione del sedimento e quindi la dimensione e la geometria dei sistemi di conoide di mare profondo. I fattori allogenici comprendono eustatismo, tettonica e cambiamenti climatici; i fattori autogenici comprendono le caratteristiche intrabacinali come la migrazione dei canali, le avulsioni e la topografia deposizionale (Prélat et al., 2009). La presenza di fattori allogenici o autogenici genera differenze caratteristiche in un complesso gerarchico di lobi (Fig. 8C). Quando prevalgono i processi allogenici, la parte fine separa i vari lobi mantenendo uno spessore più o meno costante su tutta la sezione del lobo, indicando una probabile pausa nella sedimentazione grossolana che ha permesso la deposizione omogenea di maggiori spessori di fango (*starvation*). Quando prevalgono processi autogenici la parte fine va a costituire la parte distale e laterale dei lobi, senza ricoprire il lobo con drappeggi regolari, le parti grossolane sono in contatto tra di loro, indicando una alta continuità temporale della sedimentazione torbiditica che migra solo nello spazio a causa di processi di compensazione autociclica.

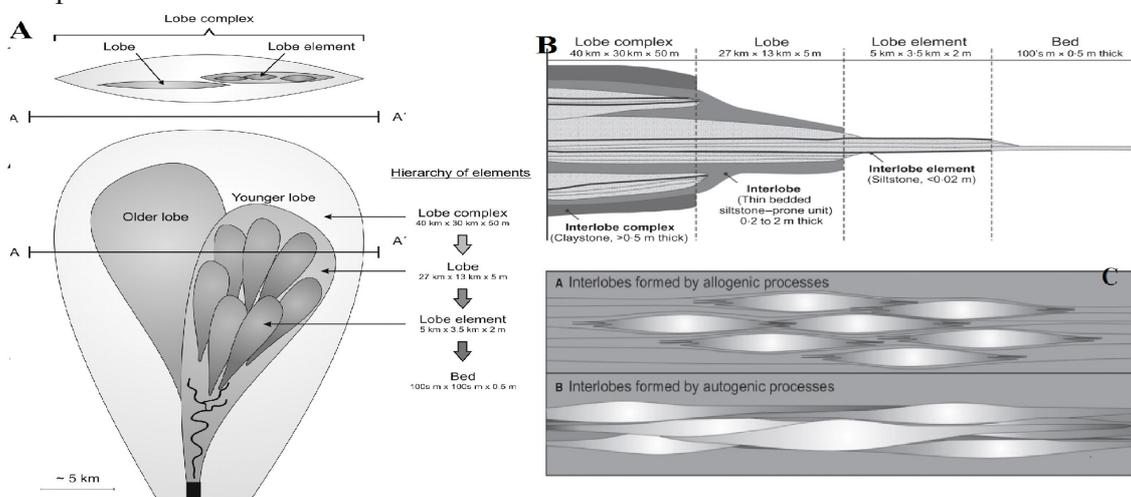


Fig 7: (A) Vista schematica di due lobi; (B) Schema dello sviluppo gerarchico di un complesso di lobo; (C) Schema semplificato che mostra le differenze tra processi autogenici e allogenici (Prélat et al., 2009).

## CAPITOLO 4 – ANALISI DEI DATI

Come già accennato, le torbiditi che compongono la formazione Marnoso-arenacea sono state suddivise in quattro sequenze deposizionali, indicate con le sigle: LS1, S, T1 e T2 (Ricci Lucchi & Ori, 1985).

Le successioni analizzate in questo studio sono comprese nelle sequenze LS1 e S, precisamente nelle località di: Coniale (Fi), Firenzuola (Fi) e Passo della Sambuca (Fi), (Allegato 1).

### 4.1 Tipi di strato

I vari tipi di strato presenti sono descritti nelle tabelle 1, 2, 3 e 4. Per ogni tipo di strato, in base alle strutture riconosciute, sono stati interpretati i processi deposizionali.

**Tabella 1 - Strati molto spessi e spessi torbiditici**

<p><b>F1a</b> strati molto spessi (Fig. 9A): spessore &gt; 150 cm, costituiti interamente da arenaria massiva a parte un sottile intervallo nella parte sommitale spesso da 10 cm a 20 cm caratterizzato da laminazione incrociata a ripple. Granulometria da molto grossolana alla base a molto fine al tetto. Il fango torbiditico non raggiunge quasi mai uno spessore superiore ai 10 cm. Alla base di questi strati in due casi sono presenti impronte di fondo (<i>flute cast</i>) con direzione N130°E. Sono presenti gli intervalli Ta, Tc e Te della sequenza di Bouma (1962).</p> <p><u>Interpretazione:</u> la porzione massiva basale è indicativa di un flusso con densità molto elevata, che non permetteva la formazione di strutture primarie trattive; la presenza di strutture trattive nella parte sommitale indica un calo della densità del flusso; la laminazione incrociata a ripple si trova generalmente nell'intervallo delle granulometrie fini e molto fini. Presenti nei log di Firenzuola e Sambuca.</p>
<p><b>F1b</b> strati spessi (Fig. 9A): spessore &gt; 70 cm; nella porzione basale sono sempre massivi, mentre nella porzione sommitale possono presentare vari tipi di strutture: laminazione piano-parallela associata a laminazione incrociata da ripple o laminazione piano-parallela associata a convoluzioni o laminazione parallela ondulata associata a convoluzioni. La porzione massiva ha spessore da 20 cm a 60 cm, mentre la porzione che presenta strutture sedimentarie ha spessore da 10 cm a 50 cm. Granulometria in rari casi molto grossolana, nella maggior parte degli strati da media alla base a molto fine al tetto. Il fango torbiditico non raggiunge mai uno spessore superiore ai 15 cm. Sono presenti gli intervalli Ta, Tb, Tc e Te della sequenza di Bouma (1962).</p> <p><u>Interpretazione:</u> la porzione massiva basale è indicativa di un flusso con densità elevata, che non permetteva la formazione di strutture trattive. La presenza delle strutture trattive indica un calo della densità del flusso. Le convoluzioni e la laminazione ondulata parallela sono strutture post deposizionali (strutture secondarie di deformazione), e sono indicative di un'elevata velocità di deposizione con inglobamento di fluido, la cui fuoriuscita dai sedimenti appena depositati genera le strutture deformative. Presenti nel log di Coniale, Firenzuola e Sambuca</p>
<p><b>F1c</b> Strati spessi: spessore &gt; 70 cm; nella porzione basale sono massivi, con orizzonti di intraclasti argillosi (<i>mud clast</i>), mentre nella porzione sommitale possono presentare vari tipi di strutture: laminazione piano-parallela associata a laminazione incrociata da ripple o laminazione piano-parallela associata a convoluzioni. La porzione massiva con orizzonti a <i>mud clast</i> ha spessore da 50 cm a 90 cm, mentre la parte sommitale con strutture trattive ha spessore da 20 cm a 30 cm. Granulometria da grossolana alla base a molto fine al tetto. Il fango torbiditico non supera mai uno spessore di 10 cm. Possono essere presenti gli intervalli Ta, Tb, Tc e Te della sequenza di Bouma (1962).</p> <p><u>Interpretazione:</u> la porzione massiva basale è indicativa di un flusso inizialmente denso e di una deposizione veloce che non permetteva la formazione di strutture trattive. La presenza di strutture trattive nella parte sommitale indica un calo della densità del flusso; le forme trattive si trovano generalmente nell'intervallo delle granulometrie fini e molto fini. La presenza dei <i>mud clast</i>, in livelli ben localizzati all'interno dello strato, indica che il flusso era capace di "strappare" a monte porzioni del substrato fangoso e di incorporarle all'interno del flusso, ed è indicativa di un'alta capacità erosiva. Presenti nei log di Coniale, Firenzuola e Sambuca</p>
<p><b>F1d</b> Strati spessi (Fig. 9B): spessore &gt; 30 cm; nella porzione basale si presentano raramente massivi e più frequentemente con laminazione piano-parallela, mentre nella porzione sommitale possono essere presenti laminazione incrociata da ripple o convoluzioni. Granulometria da media alla base a molto fine al tetto. Lo spessore del fango torbiditico va da 10 cm a 20 cm. Possono essere presenti gli intervalli Ta, Tb, Tc e Te della sequenza di Bouma (1962).</p> <p><u>Interpretazione:</u> Il minor spessore di questi strati e la possibile presenza di strutture già alla base indicano flussi diluiti a bassa densità, con una turbolenza tale da permettere la formazione di strutture trattive già nella porzione basale. Presenti nel log di Coniale, Firenzuola e Sambuca.</p>

**Tabella 2 – Strati spessi ibridi e debriticci**

<p><b>F2a</b> Strati spessi ibridi: spessore &gt; 60 cm, nella porzione basale è presente laminazione piano-parallela tipica dell'intervallo Tb della sequenza di Bouma (1962); segue una struttura caotica con presenza di <i>mud clast</i>, costituita da una sabbia mal cernita con matrice fangosa; nella porzione sommitale lo strato si presenta nuovamente torbiditico con l'intervallo della sequenza di Bouma Tc. Granulometria da media alla base a molto fine al tetto. Il fango torbiditico non supera quasi mai i 15 cm di spessore (vedi Fig. 7).</p> <p><u>Interpretazione:</u> la presenza di una debrite compresa fra due intervalli torbiditici indica una trasformazione del flusso (vedi par 3.2). Nella porzione inferiore lo strato presenta le strutture tipiche di uno strato torbiditico (laminazione piano-parallela) generato da un flusso a media densità, mentre nella porzione centrale l'assenza di strutture e gli orizzonti a <i>mud clast</i> sono</p>
--

riferiti a un diverso tipo di flusso, molto più denso ed erosivo. Nella porzione sommitale lo strato torna ad avere carattere torbiditico con strutture trattive o deformative che indicano un'ulteriore trasformazione del flusso con un ritorno a corrente di torbida.

Presenti nel log di Coniale.

**F2b** strati spessi debritici: spessore > 60 cm, presentano base erosiva; la porzione basale è massiva e caotica con *mud clast*, l'arenaria alla base si presenta mal cernita e con matrice fangosa, la porzione a carattere debritico ha uno spessore di 80 cm circa. La parte sommitale dello strato ha carattere torbiditico con laminazione incrociata da ripple e arenaria ben cernita; la porzione a carattere torbiditico ha uno spessore di 15 cm. Granulometria da media alla base a fine al tetto (Fig. 7).

Interpretazione: la porzione debritica basale con base erosiva è testimone di un flusso molto denso e con un'alta capacità erosiva; la modificazione torbiditica sommitale del flusso indica un calo della densità che porta al ristabilirsi delle condizioni di flusso torbiditico.

Presenti nel log di Coniale

### Tabella 3 - Strati medi

**F3** Strati medi: spessore da 10 cm a 30 cm; dalla porzione basale alla porzione sommitale possono essere presenti strutture primarie quali: laminazione piano-parallela o laminazione incrociata da ripple, oppure possono essere presenti strutture secondarie quali: convoluzioni o laminazione ondulata parallela.

La granulometria passa da fine alla base a molto fine al tetto. Il fango torbiditico nella maggior parte dei casi non supera lo spessore di 10 cm. Possono essere presenti gli intervalli Tb, Tc, Td e Te della sequenza di Bouma (1962) (Fig. 9C e 9D).

Interpretazione: la presenza di strutture primarie già alla base indica un flusso molto diluito e turbolento che permette la formazione di strutture sedimentarie già nella porzione basale, senza depositare porzioni massive.

Presenti nei log di Coniale, Firenzuola e Sambuca.

### Tabella 4 - Strati sottili

**F4** Strati sottili (Fig. 9E): spessore < 10 cm; nell'intero spessore dello strato è presente laminazione piano-parallela o laminazione incrociata da ripple. In alcuni strati molto sottili sono presenti esclusivamente ripple con set di spessore molto limitato. La granulometria si presenta fine o molto fine dalla base al tetto. Il fango torbiditico si presenta sempre spesso almeno quanto il letto arenaceo, ma mai superiore a 10 cm. Sono presenti gli intervalli Tb, Tc e Te della sequenza di Bouma (1962).

Interpretazione: la presenza di questi strati indica flussi molto diluiti, dove il carico sabbioso è molto limitato e permette la formazione di strutture trattive a piccola scala. Essi sono il risultato di una grande quantità di fango in sospensione che decanta lentamente successivamente, generando elevati spessori di fanghi torbiditici.

Presenti nei log di Coniale, Firenzuola e Sambuca.

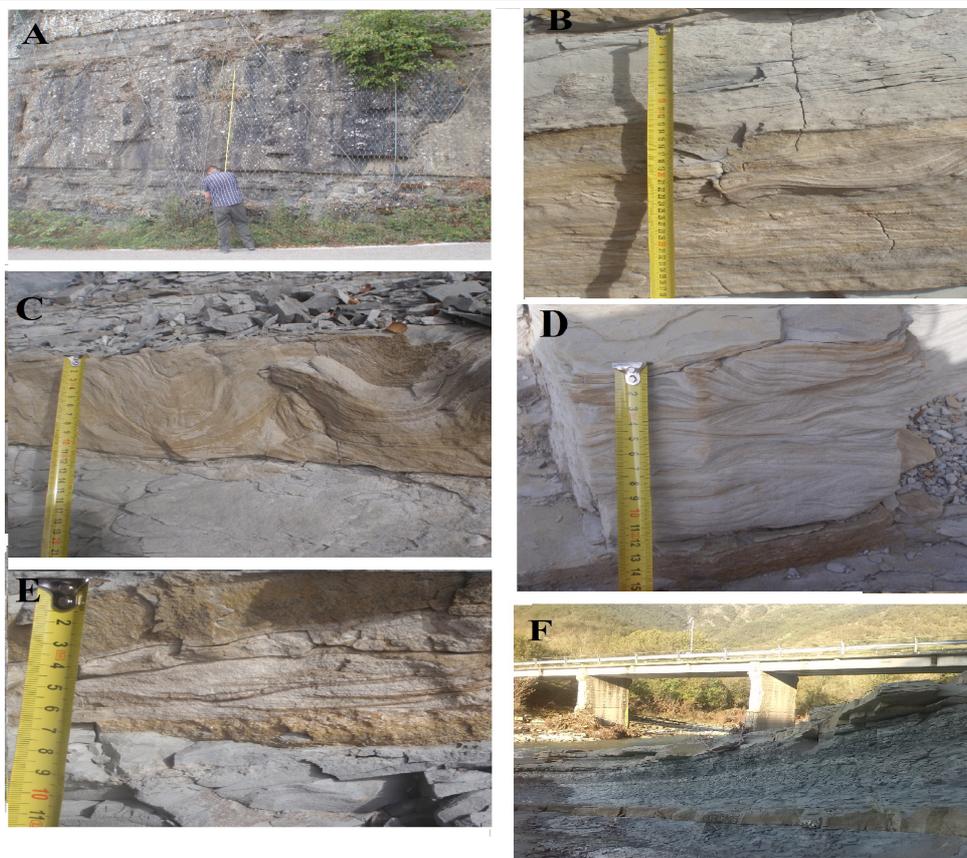


Fig 8: (A) strati molto spessi (F1a e F1b); (B) strati spessi con laminazione parallela orizzontale nella porzione basale e convoluzioni nella porzione sommitale (F1d); (C) strati medi con convoluzioni (F3); (D) strati medi con laminazione incrociata a scala ripple (F3); (E) strati sottili con laminazione incrociata a scala ripple (F4); (F) alternanza di fango torbiditico ed emipelagico.

## 4.2 Successioni di strati

I vari strati riconosciuti nei tre log sono stati raggruppati in successioni in modo da permettere una migliore comprensione dei processi che caratterizzano la conoide della FMA nell'area di studio (Fig. 10). Le successioni riconosciute in questo studio sono state definite come gruppi di strati con una tendenza *coarsening upward* e *thickening upward* nella quale procedendo dalla porzione basale alla porzione sommitale della successione gli strati diventano a granulometria maggiore e più spessi.

I log completi elaborati tramite il programma SedLog (Zervas et al., 2010) sono presenti in allegato. Nel seguito per ogni log le successioni sono indicate con numeri romani in ordine crescente procedendo dalla più antica alla più recente.

### Coniale

**I)** Spessore di 650 cm, è costituita da 10 strati: nella parte inferiore sono presenti cinque strati F4 e uno F1d, nella parte sommitale sono presenti due strati F1b sormontati da uno strato F3; la successione si conclude con uno strato F2a. Le emipelagiti sono ben distinguibili dal fango torbido.

**II)** Spessore di 400 cm, è costituita da sei strati: nella porzione basale sono presenti due strati F4 seguiti da due strati F1d, la porzione sommitale è costituita da uno strato F2a; la successione si conclude con uno strato F1b. Le emipelagiti sono ben distinguibili dal fango torbido.

**III)** Spessore di 450 cm, è costituita da dodici strati: nella porzione basale sono presenti tre strati F4 e uno F1d, sormontato da quattro strati F3 intercalati da uno strato F4. La porzione sommitale è costituita da uno strato F1d e uno F3; la successione si conclude con uno strato F2b. Le emipelagiti sono ben distinguibili dal fango torbido.

**IV)** Spessore di 300 cm, è costituita da undici strati: nella porzione basale sono presenti otto strati F4 e tre F3; nella porzione sommitale, uno strato F2a chiude la successione, . Le emipelagiti sono ben distinguibili dal fango torbido.

**V)** Spessore totale di 550 cm, è costituita da sei sottili cicli ripetitivi:

**Va)** Spessore di 100 cm, è costituita da tre strati: due F4 e uno F1d;

**Vb)** Spessore di 70 cm, è costituita da tre strati: due F4 e uno F1d;

**Vc)** Spessore di 80 cm, è costituita da tre strati: due F4 e uno F1d;

**Vd)** Spessore di 60 cm, è costituita da tre strati: due F4 e uno F3;

**Ve)** Spessore di 60 cm, è costituita da tre strati: due F4 e uno F3;

**Vf)** Spessore di 60 cm, è costituita da due strati: uno F4 e uno F1d.

Le emipelagiti sono ben distinguibili dal fango torbido in tutte le successioni.

### Firenzuola

**I)** Spessore di 700 cm, è costituita da diciannove strati: nella porzione basale sono presenti otto strati F4 seguiti da uno strato F3; prosegue con quattro strati F4 seguiti da uno strato F3; nella porzione sommitale sono presenti due strati F4; uno strato F1a (spessore 220 cm) chiude la successione. Le emipelagiti, presenti nella porzione basale, sono assenti nella porzione sommitale.

**II)** Spessore di 350 cm, è costituita da cinque strati: nella porzione basale sono presenti tre strati F4 seguiti da uno strato F1a (spessore di 285 cm); nella porzione sommitale, a chiudere la successione troviamo uno strato F1a (spessore di 185 cm). Le emipelagiti sono assenti.

**III)** Spessore di 600 cm, è costituita da cinque successioni ripetitive:

**IIIa)** Spessore di 90 cm, costituita da quattro strati: nella porzione basale sono presenti tre strati F4, nella porzione sommitale uno strato F1d chiude il ciclo;

**IIIb)** Spessore di 70 cm, costituita da tre strati: nella porzione basale sono presenti due strati F4, nella porzione sommitale uno strato F1d chiude la successione;

**IIIc)** Spessore di 160 cm, costituita da cinque strati: nella porzione basale sono presenti quattro strati F4, nella porzione sommitale uno strato F1c chiude il ciclo;

**III d)** Spessore di 90 cm, costituita da cinque strati: nella porzione basale sono presenti quattro strati F4, nella porzione sommitale uno strato F1d chiude il ciclo;

**III e)** Spessore di 105 cm, costituita da tre strati: due strati F4 costituiscono la porzione basale, uno strato F1d chiude la successione.

In tutte le successioni le emipelagiti sono assenti.

**IV)** Spessore di 1100 cm, costituita da undici strati: nella porzione basale sono presenti due strati F4 seguiti da uno strato F1d e uno strato F1b, sormontati da tre strati F1c; nella porzione sommitale uno strato F1a (spessore 340 cm) chiude il ciclo. Le emipelagiti sono assenti.

### **Sambuca**

**I)** Spessore di 400 cm, costituita da dodici strati: nella porzione inferiore sono presenti undici strati F4, nella porzione sommitale uno strato F1b chiude la successione. Nella porzione inferiore sono presenti emipelagiti.

**II)** Spessore di 530 cm, è costituita da quattro successioni ripetitive:

**IIa)** Spessore di 170 cm, costituita da quattro strati: nella porzione basale sono presenti tre strati F4, nella porzione sommitale uno strato F3 chiude la successione. Sono presenti emipelagiti;

**IIb)** Spessore di 130 cm, costituita da quattro strati: nella porzione basale sono presenti tre strati F4, nella porzione sommitale uno strato F3 chiude la successione. Sono presenti emipelagiti;

**IIc)** Spessore di 140 cm, costituita da quattro strati: nella porzione basale troviamo tre strati F4, nella porzione sommitale uno strato F1d chiude la successione. Le emipelagiti sono assenti, il fango torbido si presenta moderatamente bioturbato.

**IId)** Spessore di 80 cm, costituito da tre strati: nella porzione basale troviamo due strati F4, nella porzione sommitale uno strato F3 chiude la successione. Le emipelagiti sono assenti, il fango torbido si presenta moderatamente bioturbato.

**III)** Spessore di 350 cm, costituita da quindici strati: nella porzione basale sono presenti tredici strati F4 seguiti da uno strato F3; nella porzione sommitale uno strato F1b chiude la successione. Le emipelagiti sono assenti, il fango torbido si presenta fortemente bioturbato.

**IV)** Spessore di 450 cm, costituita da undici strati: nella porzione basale sono presenti uno strato F3 seguito da due strati F4, prosegue con uno strato F3; nella porzione sommitale troviamo tre strati F3 seguiti da uno strato F4, prosegue con uno strato F1d e uno strato F1b (spessore 147 cm); uno strato F1a chiude la successione (spessore 192 cm). Le emipelagiti sono assenti.

**V)** Spessore di 150 cm, costituito da quattro strati: nella porzione basale sono presenti uno strato F4 seguito da uno strato F3, nella porzione sommitale uno strato F1d separato da un sottile livello di fango da uno strato F3 chiudono la successione.

**VI)** Spessore di 900 cm, costituito da tredici strati: nella porzione basale troviamo uno strato F4 seguito da sei strati F3, sormontati da uno strato F1d e tre strati F3; nella porzione sommitale due strati F1a chiudono la successione.

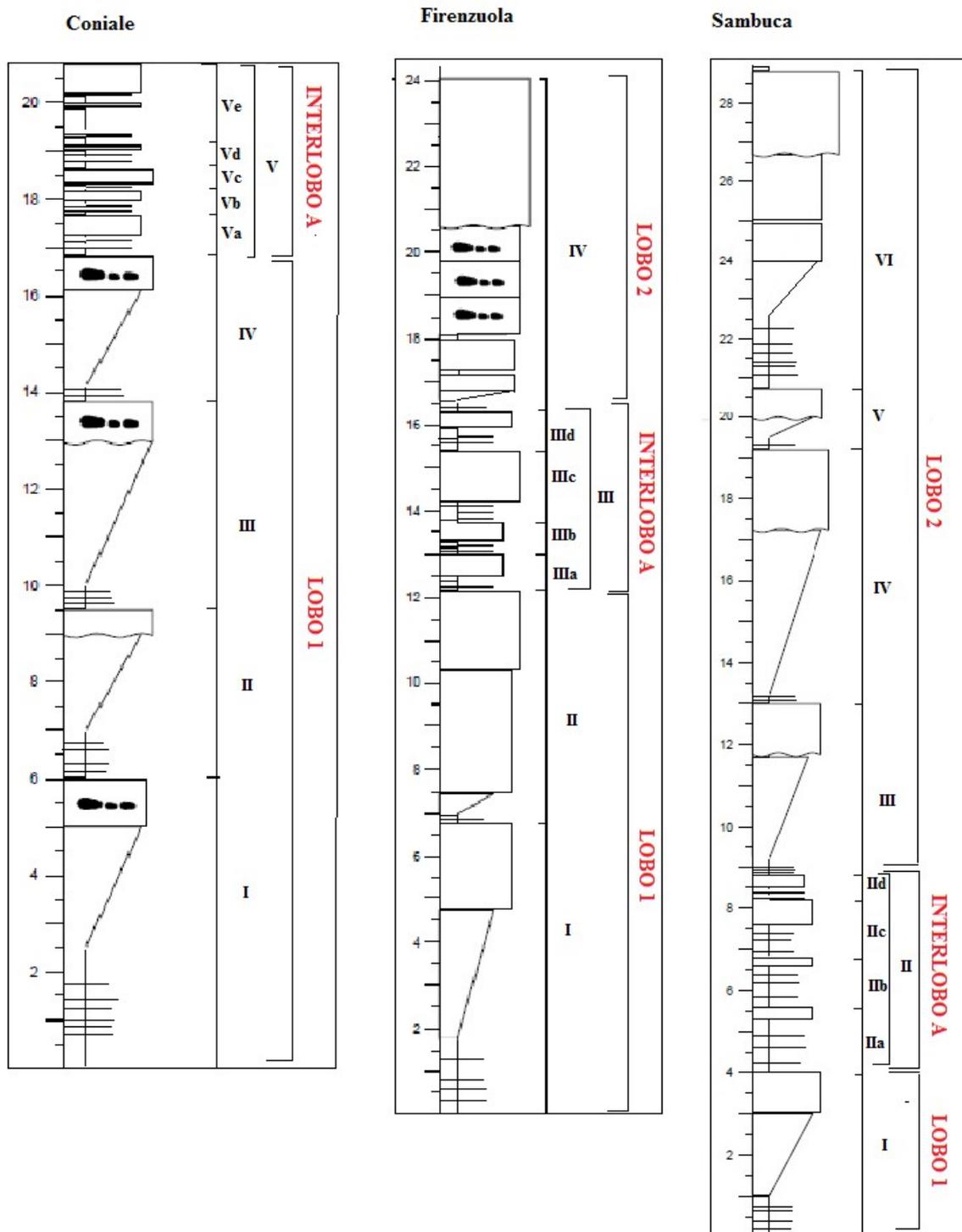


Fig 9: Schema semplificato delle associazioni di strati nei log di Coniale, Firenzuola e Sambuca, e divisione di lobi e interlobi secondo lo studio di Prêlat et al. (2009).

## CAPITOLO 5 - INTERPRETAZIONE DEI DATI E DISCUSSIONE

Nel capitolo seguente sono presentate le analisi dei processi sedimentari ricostruiti attraverso l'analisi dei singoli log, schematizzati per una migliore visualizzazione in figura 10.

**Coniale:** le successioni I, II, III e IV hanno caratteristiche simili (vedi Cap 4). Tutte presentano una porzione basale costituita da strati sottili e medi di tipo F4 e F3, e una porzione sommitale con uno strato di tipo F2a o F2b (strati ibridi e debritici) con spessore da 70 cm a 100 cm circa. La debrite pertanto coincide con l'abbandono della conoide, seguita da una sedimentazione fine. Ipotizziamo che la presenza della debrite al top può essere indicativa di cambiamenti nel livello marino, in particolare di regressioni forzate (Catuneanu et al., 2011) che rendono instabile la scarpata continentale il cui collasso genera flussi molto potenti e densi. Le quattro debriti presenti al top delle successioni potrebbero coincidere con collassi della scarpata continentale relativi a una regressione marina. Successivamente ai collassi della scarpata riprende la normale sedimentazione torbidityca.

La successione V costituita dalle successioni di rango inferiore: Va, Vb, Vc, Vd e Ve; si presenta ciclica ed è indicativa di flussi diluiti e poco densi, gli strati ibridi e debritici sono assenti. In tutte le successioni è presente fango emipelagico.

La differenza tra le successioni I, II, III e IV e la successione V può essere dovuta a due fattori principali: una diminuzione dei sedimenti clastici trasportati nel bacino sedimentario attraverso i canyon e la formazione di un ostacolo come un alto strutturale che i flussi non riescono a oltrepassare.

Confrontando i dati raccolti con lo studio di Prélat et al. (2009), le successioni I, II, III e IV sono costituite ognuna da un *interlobe element* con il relativo *lobe element*, l'insieme delle quattro successioni rappresenta un lobo. La successione V con i ranghi inferiori: Va, Vb, Vc, Vd e Ve, viene interpretata come un interlobo, costituita da materiali fini. La presenza di successioni di rango minore con caratteristiche cicliche fa supporre che l'interlobo della successione V (interlobo A in figura 9) possa essere interpretato come la porzione distale o laterale di altri lobi presenti in punti differenti del bacino o come un momento di trasgressione o alto stazionamento del mare. Rispetto allo studio di Prélat et al. (2009), gli spessori dei *lobe element* risultano inferiori (da 30 cm a 100 cm contro i 100 – 300 cm stimati da Prélat et al. (2009)), ma lo spessore totale del lobo (lobo 1 in figura 9) costituito dagli *interlobe element* e dai *lobe element* delle successioni I, II, III e IV risulta superiore in confronto allo spessore al modello proposto: circa 16 m contro i 6 – 10 m proposti da Prélat et al. (2009). L'interlobo costituito dalla successione V ha uno spessore totale di circa 6 m spessore maggiore rispetto al modello proposto da Prélat et al. (2009).

**Firenzuola:** le successioni I e II si presentano con caratteristiche simili: in entrambe è presente una porzione basale con strati sottili, fango torbidityco ed emipelagiti e una porzione sommitale con strati molto spessi e spessi al cui tetto è presente laminazione incrociata a scala ripple. La successione III costituita da quattro successioni di rango inferiore: IIIa, IIIb, IIIc e IIId, è caratterizzata da una ciclicità in cui vengono ripetuti strati F4 e F3 (vedi Cap 4 Firenzuola). I flussi responsabili della deposizione della porzione basale di questa successione sono poco densi e permettono la formazione di strati F4, mentre nella parte sommitale i flussi responsabili della deposizione degli strati sono più densi e permettono la formazione di strati F3.

La successione IV presenta una porzione basale costituita da strati sottili seguiti da strati via via sempre più spessi, fino ad arrivare alla porzione sommitale in cui troviamo strati molto spessi. I flussi che caratterizzano la deposizione di questa successione passano da poco densi e diluiti a molto densi; alcuni strati presentano all'interno intraclasti argillosi

non associati a strati ibridi che indicano capacità erosiva del flusso. Nelle successioni III e IV il fango emipelagico è assente.

La diversificazione delle successioni può essere causata da due fattori principali: un maggiore apporto di sedimenti attraverso i canyon nel bacino e processi tettonici dovuti alla formazione di alti strutturali all'interno del bacino. Inoltre, l'assenza di fango emipelagico può essere dovuta alla deposizione di grandi spessori di arenarie massive che erodono il substrato (incorporando le emipelagiti come intraclasti fangosi) o ad un'alta frequenza dei flussi torbiditici che arrivano nel bacino impedendo la deposizione di emipelagiti.

Confrontando i dati raccolti con lo studio di Prélat et al. (2009), le successioni I e II costituiscono un unico lobo (lobo 1 in figura 9) di spessore totale di 12 m visibili (nel log è visibile solo una parte del lobo), costituito da due *interlobe element* e i relativi *lobe element*. I *lobe element* hanno spessori concordanti con lo studio di Prélat et al. (2009) cioè di 1 – 3 m. La successione III con le successioni di rango inferiore: IIIa, IIIb, IIIc e IIId, ha caratteristiche simili alla successione V del log di Coniale e viene interpretata come un interlobo (interlobo A nella figura 9) costituito da materiali fini che separa il lobo 1 dal lobo 2 (Fig. 9); lo spessore totale della successione III è di circa 5 metri, spessore maggiore rispetto al modello proposto da Prélat et al. (2009). La presenza di strati sottili con ripetizione ciclica può essere interpretata come la porzione distale o laterale di altri lobi situati in punti diversi del bacino o dovuta ad un momento di alto stazionamento del livello del mare. La successione IV costituisce il lobo 2 (Fig. 9), lo spessore è di 11 m visibili (è visibile solo una porzione del lobo), ed è formata da sei *interlobe element* coi rispettivi *lobe element*. Gli spessori dei singoli *lobe element* variano da un minimo di 80 cm ad un massimo di 340 cm. Gli *interlobe element* costituiti da sottili intervalli di fango torbiditico hanno spessore inferiore a 20 cm.

**Sambuca:** Le successioni I, III, IV, e VI hanno caratteristiche simili con spessori da 4 m a 9 m; si presentano tutte con una porzione basale costituita da materiali fini e strati arenacei di tipo F4, mentre la porzione sommitale è costituita da strati molto spessi e spessi massivi di tipo F1a e F1b. I flussi che hanno generato queste successioni risultano diluiti nella porzione inferiore mentre nella porzione superiore si presentano come flussi densi. La successione II costituita da quattro successioni di rango inferiore: IIa, IIb, IIc e IId, presenta una ciclicità con ripetizione di strati F4 nelle porzioni basali e nelle porzioni sommitali; strati F3 chiudono il ciclo. I flussi che costituiscono la porzione basale di questa successione sono poco densi e permettono la formazione di strati F4, mentre nella parte sommitale sono più densi e permettono la formazione di strati F3.

La successione V ha caratteristiche simili alle successioni I, III, IV e VI ma presenta uno spessore inferiore pari a 150 cm; risulta quindi molto più condensata rispetto alle precedenti successioni.

Il fango emipelagico è presente solo nella porzione inferiore del log; il fango torbiditico risulta fortemente bioturbato nella porzione centrale del log; nelle restanti porzioni del log è scarsamente bioturbato o le bioturbazioni sono assenti.

La variabilità dei processi nel sistema potrebbe essere causata da due fattori principali: maggiori apporti di sedimenti nel bacino causati da variazioni del livello del mare (regressione forzata) e formazione di alti strutturali nel bacino.

Le forti bioturbazioni nella porzione centrale del log possono indicare un momento di bassa sedimentazione torbiditica dove le forme di vita limivore potevano proliferare; successivamente, con il ripristino della normale attività torbiditica le bioturbazioni cessano quasi completamente.

Confrontando i dati raccolti con lo studio di Prélat et al. (2009) la successione I costituisce un lobo con un solo *interlobe element* e relativo *lobe element* di spessore 110 cm; lo spessore totale della successione I (lobo 1 in figura 9) è pari a 4 m visibili. La successione

II costituita dalle sottosuccessioni IIa, IIb, IIc e IId, ha caratteristiche simili alla successione V del log di Coniale e alla successione III del log di Firenzuola; corrisponde quindi ad un interlobo in cui sono presenti ripetizioni cicliche di strati sottili e medi arenacei, dovuti probabilmente a porzioni distali o laterali di altri lobi non visibili. Lo spessore totale della successione II è di 450 cm, superiore rispetto agli spessori indicati da Prélat et al. (2009). Le successioni III, IV, V e VI costituiscono un lobo (lobo 2 in figura 9) formato da sette *lobe element* e dai rispettivi *interlobe element*; lo spessore totale del lobo 2 è di 20 m visibili (una porzione del log potrebbe non essere visibile) superiore rispetto allo studio di Prélat et al. (2009) (Fig. 10).

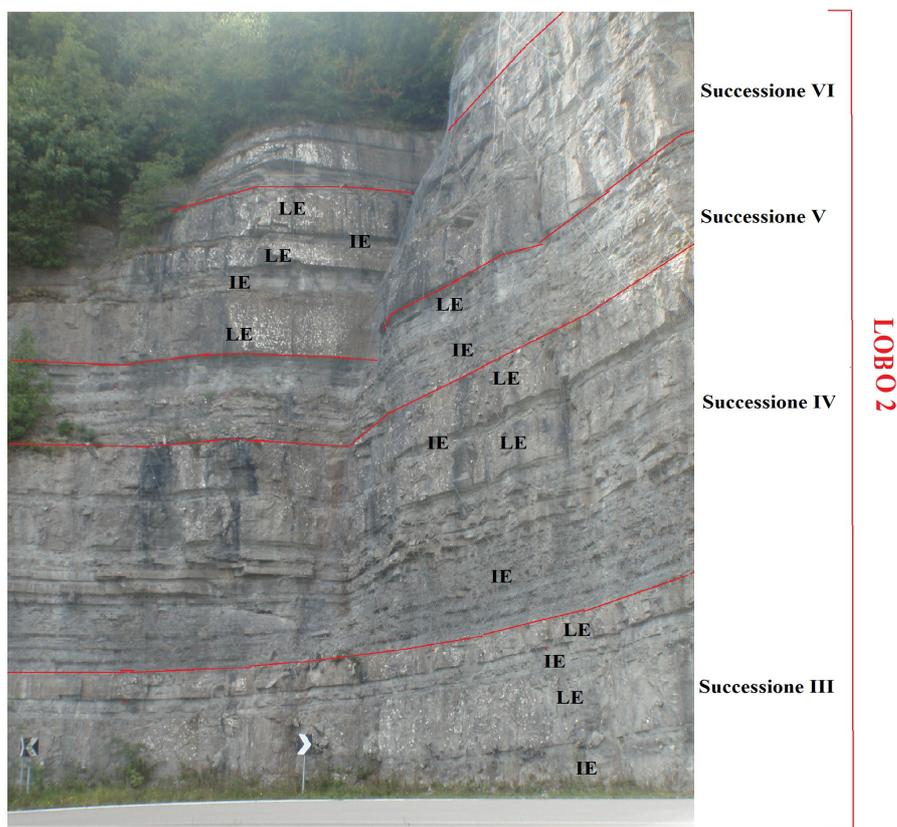


Fig 10: Visualizzazione dei *lobe element* e dei *interlobe element* nella successione della Sambuca. Scala: cartello segnaletico 2 m.

Abbreviazioni: (IE) *interlobe element*; (LE) *lobe element*

### Stratigrafia sequenziale applicata allo studio

L'applicazione della stratigrafia sequenziale ai sistemi di mare profondo è difficile a causa di: discordanze tra la porzione di mare profondo e la porzione fluviale a causa di gap nella sedimentazione o erosione nella scarpata; la risoluzione temporale per le correlazioni tra le porzione di mare profondo con le porzioni di mare basso è generalmente inadeguata; le evidenze di variazione del livello del mare sono indirette nei depositi di mare profondo (Catuneanu et al., 2011). Un ciclo di sedimentazione in mare profondo comincia con l'attivazione della scarpata durante la caduta del livello marino (regressione forzata), in cui si ha un aumento dei sedimenti in arrivo nel bacino profondo e termina con la graduale disattivazione della scarpata durante l'aumento del livello del mare (trasgressione), quando la maggior parte dei sedimenti viene catturata dai sistemi fluviali riducendone la quantità in arrivo nella parte più profonda del bacino (Catuneanu et al., 2011).

Nel momento in cui si ha un abbassamento del livello del mare, si ha un aumento di sedimenti in arrivo nel bacino sedimentario, dove si forma la massa del complesso delle conoidi sottomarine (Catuneanu et al., 2011). La deposizione in mare profondo durante una regressione forzata viene riconosciuta in un log con la porzione basale costituita da facies fangose generate da flussi fangosi dovuti all'instabilità della scarpata che tende a collassare a causa dell'abbassamento del livello marino (Catuneanu et al., 2011). Le sabbie diventano disponibili quando la progradazione della linea di costa raggiunge la scarpata favorendo i

flussi torbidity ad alta densità (durante le ultime fasi dell'abbassamento del livello marino), strati ibridi e detriti possono essere causati da collassi della scarpata durante le ultime fasi della regressione, con la formazione di *debris flow* sabbiosi. La stabilizzazione del livello marino in condizioni di *lowstand* porta ad una diminuzione del trasporto dei sedimenti nel bacino con un calo della densità e dei volumi dei flussi torbidity dovuto ad una progradazione (regressione deposizionale) dei sistemi fluviali. La successiva trasgressione con aumento del livello del mare causa una diminuzione del trasporto di sedimenti nel bacino con flussi torbidity via via sempre più diluiti, favorendo una sedimentazione fine (fanghi emipelagici) con successioni condensate (Catuneanu et al., 2011). Prima di una nuova caduta del livello del mare abbiamo un momento di stabilizzazione del livello del mare in condizioni di *highstand*; nei depositi troviamo successioni condensate di fanghi emipelagici raramente interrotti da sottili strati arenacei associati a torbidity a bassissima densità.

Confrontando quanto detto ai log di questo studio sono presenti alcune analogie:

nei log di Firenzuola e Sambuca abbiamo la presenza di una porzione basale costituita per lo più da fanghi, mentre nella porzione sommitale sono presenti grandi spessori di arenarie. La somiglianza con quanto riportato nell'articolo di Catuneanu et al. (2011) porta a pensare che la deposizione delle due successioni sia avvenuta durante un periodo di abbassamento del livello del mare, precisamente da un momento di stazionamento alto del livello del mare. Nel log di Coniale sono presenti flussi ibridi e detriti che potrebbero suggerire gli ultimi momenti della caduta del livello del mare (con fenomeni di collasso della scarpata). La presenza di strati sottili nella porzione sommitale suggerirebbe un momento di scarsa sedimentazione torbidity che potrebbe essere associata a una trasgressione successiva alle ultime fasi della regressione.

### **Confronto dei tre log**

Rapporto arenaria/pelite (Fig. 11): nei log di Firenzuola e Sambuca il rapporto è favorevole alle arenarie, mentre in quello di Coniale il rapporto risulta 1:1. La presenza di successioni molto ricche in sabbie indica processi molto densi, mentre successioni in cui si hanno maggiori quantità di fango indicano flussi diluiti con intervalli nella sedimentazione torbidity che permetterebbero la deposizione di emipelagiti. L'applicazione dei principi della stratigrafia sequenziale ai sistemi di mare profondo difficile non è sempre immediata a causa di: difficili correlazioni tra la porzione di mare profondo e la porzione fluviale a causa di lacune nella sedimentazione o erosione nella scarpata; la risoluzione temporale per le correlazioni tra le porzioni di mare profondo con le porzioni di mare basso è generalmente inadeguata; le evidenze di variazione del livello del mare si riflettono in modo indiretto nei depositi di mare profondo (Catuneanu et al., 2011). Un ciclo di sedimentazione in mare profondo comincia con l'attivazione della conioide durante la caduta del livello marino (regressione forzata), in cui si ha un aumento dei sedimenti in arrivo nel bacino profondo e termina con la graduale disattivazione della scarpata conioide durante l'aumento del livello del mare (trasgressione), quando la maggior parte dei sedimenti viene trattenuta dai sistemi fluviali e nella piattaforma riducendone la quantità in arrivo nella parte più profonda del bacino (Catuneanu et al., 2011).

Nel momento in cui si ha un abbassamento del livello del mare, si ha un aumento di sedimenti in arrivo nel bacino sedimentario, dove si deposita gran parte del volume del complesso delle conoidi sottomarine (Catuneanu et al., 2011). La deposizione in mare profondo durante una regressione forzata corrisponde in un log con la porzione basale costituita da facies fangose generate da flussi fangosi dovuti all'instabilità della scarpata che tende a collassare a causa dell'abbassamento del livello marino (Catuneanu et al., 2011). Le sabbie diventano disponibili quando la progradazione della linea di costa raggiunge la scarpata favorendo i flussi torbidity ad alta densità (durante le ultime fasi dell'abbassamento del livello marino), strati ibridi e detriti possono essere causati da

collapsi della scarpata durante le ultime fasi della regressione, con la formazione di *debris flow* sabbiosi. La stabilizzazione del livello marino in condizioni di *lowstand* porta ad una diminuzione del trasporto dei sedimenti nel bacino con un calo della densità e dei volumi dei flussi torbiditici dovuto ad una progradazione (regressione deposizionale) dei sistemi fluviali. La successiva trasgressione con aumento del livello del mare causa una diminuzione del trasporto di sedimenti nel bacino con flussi torbiditici via via sempre più diluiti, favorendo una sedimentazione fine (fanghi emipelagici) con successioni condensate (Catuneanu et al., 2011). Prima di una nuova caduta del livello del mare abbiamo un momento di stabilizzazione del livello del mare in condizioni di *highstand*; nei depositi troviamo successioni condensate di fanghi emipelagici raramente interrotti da sottili strati arenacei associati a torbiditi a bassissima densità.

Confrontando quanto detto ai log di questo studio sono presenti alcune analogie:

nei log di Firenzuola e Sambuca abbiamo la presenza di una porzione basale costituita per lo più da fanghi, mentre nella porzione sommitale sono presenti grandi spessori di arenarie. La somiglianza con quanto riportato nell'articolo di Catuneanu et al. (2011) porta a pensare che la deposizione dei due intervalli sia avvenuta durante un periodo di abbassamento del livello del mare, precisamente da un momento di stazionamento alto del livello del mare. Nel log di Coniale sono presenti flussi ibridi e detriti che potrebbero suggerire gli ultimi momenti della caduta del livello del mare (con fenomeni di collasso della scarpata). La presenza di strati sottili nella porzione sommitale suggerirebbe un momento di scarsa sedimentazione torbiditica che potrebbe essere associata a una trasgressione successiva alle ultime fasi della regressione.

### Rapporto arenaria/pelite nei tre log

Rapporto arenaria/pelite (Fig. 12): nei log di Firenzuola e Sambuca il rapporto è favorevole alle arenarie, mentre in quello di Coniale il rapporto risulta 1:1. La presenza di successioni molto ricche in sabbie indica processi molto densi, mentre successioni in cui si hanno maggiori quantità di fango indicano flussi diluiti con intervalli nella sedimentazione torbiditica che permettono la deposizione di emipelagiti.

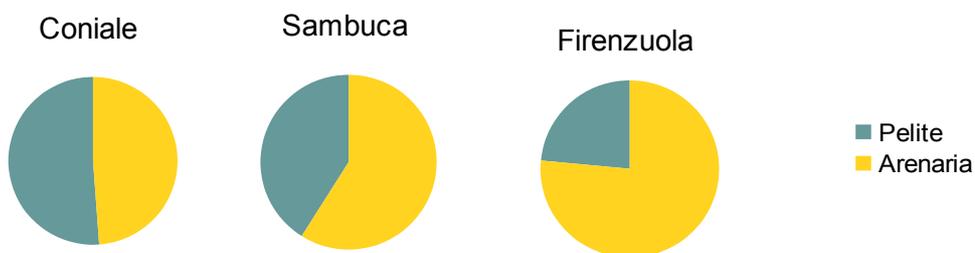


Fig 11: Schema del rapporto arenaria/pelite nei log di: Coniale, Firenzuola e Sambuca.

### Confronto con Prélat et al. (2009)

I dati sulla gerarchia dei corpi di posizionali riconosciuti nell'area di studio permettono di individuare alcune differenze rispetto allo studio di Prélat et al. (2009): gli spessori dei *lobe element*, degli *interlobe elemente* e dei lobi risultano maggiori nella maggior parte dei casi nella FMA.

I *lobe element* presentano spessori da 80 cm a 350 cm circa contro 100 – 300 cm proposti; gli *interlobe element* hanno spessori variabili da pochi cm fino a circa 50 cm, contro i 20 cm circa proposti; mentre il lobo presenta spessori fino a 20 m, contro i 4 – 10 m proposti da Prélat et al. (2009). La spiegazione per giustificare spessori così differenti risiede nella morfologia del bacino, nei tipi di depositi formati in entrambi i bacini e nei tipi di processi che li hanno caratterizzati.

Lo studio di Prélat et al. (2009) per la ricostruzione delle gerarchie dei lobi deposizionali è stato svolto in Sud Africa, precisamente nel bacino di Karoo (*Karoo Basin*). Il *Karoo basin*

è un bacino di piccole dimensioni in cui si riversavano sistemi di canali, che nel corso dell'evoluzione del bacino hanno costruito vari *lobe element* che vanno a costituire vari lobi. Durante momenti di trasporto di grossi volumi di sedimenti potevano verificarsi rotte di canale che deviavano la traiettoria dei sedimenti cessando l'alimentazione del lobo in costruzione e formandone uno nuovo in un punto diverso del bacino (Fig. 13A). La FMA si presenta invece come un bacino molto ampio in cui si riversavano sedimenti da una a fonte principale generata dallo smantellamento della catena alpina. La grande quantità di sedimenti trasportati nel bacino non formava permetteva la formazione di diversi canali, ma si ipotizza che risultasse in un unico canale che formava un singolo, grande *lobe complex*. Questa teoria è confermata inoltre dalla grande estensione degli strati torbiditici (*sheet turbidites*); questi strati si depositavano mantenendo lo spessore costante per notevole estensione senza rilevanti variazioni di facies (Fig. 13B). La grande quantità di sedimenti trasportati nel bacino tende a colmarlo, costringendo il canale e il *lobe complex* a progredire (Fig. 13C). Questa configurazione è confermata dai rapporti di arenaria/pelite dei log analizzati in questo studio (Fig. 12). I tre log analizzati si trovano ad altezze stratigrafiche differenti: Coniale è parte della FMA interna, precisamente della sequenza LS, la più antica (Ricci Lucchi & Ori, 1985); Firenzeuola e Sambuca fanno sempre parte della FMA interna, ma appartengono alla sequenza S, più recente rispetto alla sequenza deposizionale LS (Ricci Lucchi & Ori, 1985). La grande quantità di fanghi presenti nel log di Coniale lo posizionerebbero nella parte distale del *lobe complex*, mentre la crescente quantità di sabbie presenti negli altri due log li posizionerebbe nella porzione prossimale del *lobe complex*. Tale migrazione può essere appunto attribuita alla progradazione dell'intero *lobe complex* a causa del riempimento del bacino.

Le differenze tra il *Karoo basin* e la FMA sono quindi evidenti. Il primo si presenta come un bacino di piccola estensione, in cui si riversavano i flussi confinati dai canali costruendo strutture gerarchiche; nel momento in cui avveniva un'avulsione del canale i lobi formati venivano abbandonati favorendo la formazione di nuovi lobi. La FMA si presenta invece come un bacino di ampia estensione, dominato dal trasporto principale proveniente dalle Alpi, dove il sistema progradava man mano che il bacino veniva colmato dai sedimenti.

I fattori che hanno formato i due bacini sono quindi differenti: la porzione del *Karoo basin* studiato da Prélat et al. (2009) è dominata da fattori autogenici dovuti a: morfologia del bacino ed evoluzione dei canali, mentre la FMA è dominata da processi allogenicici, dovuti principalmente ad eustatismo e tettonica.

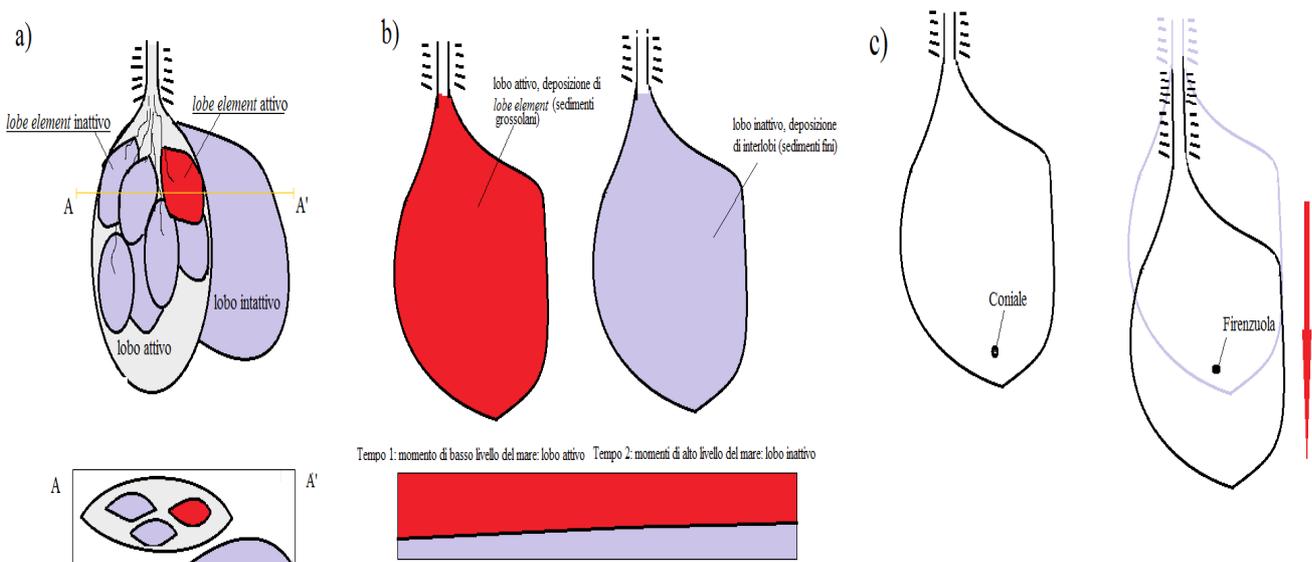


Fig 12: (A) Sistema deposizionale nel Karoo Basin, con lobi attivi e inattivi, dominato da processi autociclici; (B) Sistema deposizionale della FMA dominata da processi allociclici; (C) Progradazione del lobo nel bacino della FMA

## **Debriti**

Confrontando gli strati ibridi e le debriti presenti nel log di Coniale, precisamente nelle successioni: I, II, III e IV con le debriti del modello di Haughton et al. (2009) si notano alcune differenze (Fig. 7). Nel modello proposto da Haughton et al. (2009), l'intervallo H1 è massivo, mentre negli strati ibridi riconosciuti in questo studio, si presenta sempre con laminazione piano-parallela; l'intervallo H3 nel modello proposto si presenta come un'arenaria fangosa o una marna sabbiosa con presenza di intraclasti fangosi; in questo studio gli intervalli H3 sono sempre costituiti da un'arenaria fangosa con struttura caotica a intraclasti fangosi. L'assenza di una porzione arenacea massiva basale fa supporre una minore densità dei flussi che riuscivano a raggiungere questa parte del bacino; di conseguenza possiamo supporre che la posizione del log situato all'interno del bacino fosse in una posizione intermedia o distale rispetto alla scarpata continentale, in quanto l'intervallo maggiormente denso e massivo del flusso è stato precedentemente depositato. In alcuni intervalli della FMA, strati ibridi sono spesso associati verticalmente formando successioni costituite in modo quasi esclusivo da strati ibridi (Muzzi Magahales & Tinterri, 2010). In questo caso, secondo Muzzi Magahales & Tinterri (2010) le debriti sono associate alla formazione di alti strutturali (vedi cap 3, par 2). Nel nostro caso, invece, troviamo debriti isolate circondate da porzioni a granulometria fine facendo intuire che la formazione delle debriti del log di Coniale sia attribuibile a fattori differenti. La presenza di depositi con emipelagiti, quindi di successioni condensate, al di sopra e al di sotto delle debriti indica il trascorrere di un intervallo di tempo elevato. Catuneanu et al. (2011) attribuisce la formazione di flussi ibridi e debriti a collassi di scarpata durante gli ultimi momenti di regressione forzata; questo potrebbe ulteriormente accreditare la teoria per cui la deposizione delle successioni analizzate sia dominata da fattori allogenicici e in particolare a variazioni del livello del mare.

## CONCLUSIONI

I log di Firenzuola e della Sambuca presentano caratteristiche simili con successioni di grande spessore in cui la porzione basale è costituita da materiali fini con strati sottili e le porzioni centrali e sommitali sono costituite da materiali sabbiosi depositati in maniera massiva in grandi spessori.

Il log di Coniale si presenta sostanzialmente diverso dai due log precedenti: presenta maggiore spessore di fanghi emipelagici e torbiditici e spessori minori di strati arenacei, nettamente inferiori rispetto agli strati arenacei dei log di Firenzuola e della Sambuca. Inoltre sono presenti strati debritici ed ibridi assenti nei log precedentemente citati.

Lo schema gerarchico di Prèlat et al. (2009) ha permesso il confronto fra i depositi della FMA analizzati in questo studio e quelli analizzati da Prèlat et al. (2009) nel bacino di Karoo per la formulazione di un modello gerarchico di lobi di mare profondo mostra una differenza evidente: gli spessori dei lobi della FMA risultano maggiori. La differenza può essere spiegata prendendo in considerazione il bacino in cui è stato svolto lo studio di Prèlat et al. (2009): il bacino del Karoo in Sud Africa. Rispetto al bacino della FMA esso presenta alcune differenze: la superficie di estensione del bacino, notevolmente minore all'estensione del bacino della FMA, la morfologia del bacino e il tipo di trasporto dei sedimenti. Inoltre, va ricordato che un bacino può essere dominato da fattori di tipo allogenico o autogenico (vedi Cap. 3, par. 3.2). L'attento studio del lavoro di Prèlat et al. (2009) fa intuire che i fattori predominanti nella porzione di bacino di Karoo analizzata siano di tipo autogenico: forma del bacino, avulsioni dei canali e topografia. L'analisi effettuata in questa tesi suggerisce invece che le varie successioni analizzate siano dominate da fattori di tipo allogenico: variazioni del livello marino, tettonica e cambiamenti climatici. Un'ulteriore conferma di questa ipotesi è data dallo studio di Catuneanu et al. (2011). Risulta comprensibile interpretare le successioni spesse come depositi relatici a momenti di basso livello del mare, durante i quali l'avvicinamento dei sistemi fluviali alla scarpata favorisce un maggiore trasporto di sedimenti attraverso i canyon in mare profondo. La presenza di marne emipelagiche solo nelle porzioni basali, nei log di Firenzuola e della Sambuca, escluso il log di Coniale, permette invece di interpretarle come momenti di alto stazionamento del livello marino, in cui il trasporto di sedimenti nel bacino diminuiva, ma non cessava. Il log di Coniale presenta caratteristiche differenti rispetto ai log precedentemente citati: le marne emipelagiche sono presenti su tutta la lunghezza del log e sono presenti strati ibridi e debritici. Tramite lo studio di Catuneanu et al. (2011) è possibile interpretare il log come rappresentativo di un momento terminale della caduta e un successivo innalzamento del livello marino. La porzione sommitale del log presenta una frazione fangosa molto più elevata rispetto alla porzione basale del log molto più sabbiosa. La transizione tra porzione basale e sommitale è interpretata appunto come il momento in cui il livello marino comincia a trasgredire diminuendo la quantità di sedimenti trasportati nel bacino. La porzione basale e centrale del log, in cui sono presenti le successioni chiuse al top da strati debritici ed ibridi è spiegata sempre con l'ausilio dello studio di Catuneanu et al. (2011): esso afferma che abbassamenti del livello del mare provocano instabilità sulla scarpata continentale che tende a collassare all'interno del bacino. Il collasso della scarpata genera flussi densi costituiti da sabbie e argille che nel nostro caso rappresentano gli strati ibridi e le debritici. Conseguentemente, le differenze riscontrate con il modello di strato ibrido o debritico proposte nello studio di Haughton et al. (2009), (Fig. 6), precisamente negli intervalli H1 e H3, possono essere attribuiti proprio a collassi di scarpata e non solo alla trasformazione di flussi non coesivi in flussi coesivi.



## Bibliografia

- Bosellini A., 2005. Storia geologica d'Italia, gli ultimi 200 milioni di anni. Zanichelli, pp. 104 – 112.
- Bosellini A., Mutti E., Ricci Lucchi F., 1989. Rocce e successioni sedimentarie. UTET, Torino, pp. 395.
- Bouma A. H., 1982. Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam, pp. 168.
- Capozzi R., Landuzzi A., Negri A., Vail G. B., 1991. Stili deformativi ed evoluzione tettonica della successione neogenica romagnola. Studi geologici Camerti, 1, pp. 261 – 278.
- Catuneanu O., Galloway W. E., Kendall C. G. St. C., Miall A. D., Posamentier H. W., Strasser, Tucker M.E., 2011. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. Newsletter on Stratigraphy, Special Issue 44/3, pp. 173 – 245.
- Galloway W. E., Hobday D. K., 1996. Terrigenous clastic depositional systems: Application to fossil fuel and ground water resources. Springer, Salt Lake City UT, pp. 449.
- Gandolfi G., Paganelli L., Zuffa G. G., 1983. Petrology and dispersional direction in the Marnoso-arenacea Formation (Miocene, northern Apennines). Journal of Sedimentary Petrology, 53, pp. 493 – 507.
- Haughton P., Davis C., McCaffrey W., Baker S., 2009. Hybrid sediment gravity flow deposit – Classification and significance. Marine and Petroleum Geology, 26, pp.1900 – 1918.
- Mutti E., Normark W. R., 1987. Comparing examples of modern and ancient systems: problems and concept. In: J. K. Leggett & G. G. Zuffa (Eds), Marine and Clastic sedimentology: concept and case studies. London: Graham & Totman, pp. 1 – 38.
- Muzzi Magalhaes P., Tinterri R., 2010. Stratigraphy and depositional setting of slurry and contained (reflected) beds in the Marnoso-arenacea Formation (Langhian Serravallian) Northern Apennines, Italy. Sedimentology, 57, pp. 1685 – 1720.
- Parea G. C., 1965. Sedimentologic types of the pre – Oligocene turbidites of the North – central Apennines. Geological Society of Italy Bulletin, vol. 84/1, PP. 223 – 256.
- Prélat A., Hodgson D. M., Flint S. S., 2009. Evolution, architecture and hierarchy of distributary deep-water deposits: a high – resolution outcrop investigation from the Permian Karoo Basin, South Africa. Sedimentology, 56, pp. 2132 – 2154.
- Ricci Lucchi F., 1980. Sedimentologia vol III: Ambienti sedimentari e facies. Clueb, Bologna, pp. 212.
- Ricci Lucchi F., 1986. The Oligocene to recent foreland basin of the Northern Apennine. In: P. A. Allen & P. Homewood (Eds), Foreland basins. IAS special publications, Oxford: Blackwell scientific publication, 8, pp. 105 – 139.
- Ricci Lucchi F., Valmori E., 1980. Basin – wide turbidites in a Miocene over – supplied deep – sea plain: a geometrical analysis. Sedimentology, 27, pp. 163 – 164.
- Ricci Lucchi F., Ori G. G., 1985. Field excursion D: synorogenic deposit of a migrating basin system in the NW adriatic foreland: examples from Emilia-Romagna region, Northern Apennines. In: P. A. Allen, P. Homewood, and G. Williams (Eds), International symposium of foreland basin, excursion guidebook, Cardiff, pp. 137 - 176.
- Talling P. J., Amy L. A., Wynn R. B., Peakall J., Robinson M., 2004. Beds comprising debrite sandwiched within cogenetic turbide origin and widwspread occurrence in distal depositional environment. Sedimentology, 51, pp. 163 – 164.
- Tinterri R., Muzzi Magalhaes P., Tagliaferri A., 2012. Foredeep turbidites of the Miocene Marnoso-arenacea Formation, Northern Apennines. AAPG international conference exhibition, Milano, pp. 1 – 133.
- Walker R. G., 1967. Turbidites sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. Journal of Sedimental Petrology, 37, pp. 24- 43.
- Zervas D., Nicholas G. J., Hall R., Smyth H. R., Lüthje C., Murtagh F., 2009. SedLog: A shore more program for drawing grafic log sand log data manipulation. Computer and Geosciences, 35, pp. 2151 – 2159.



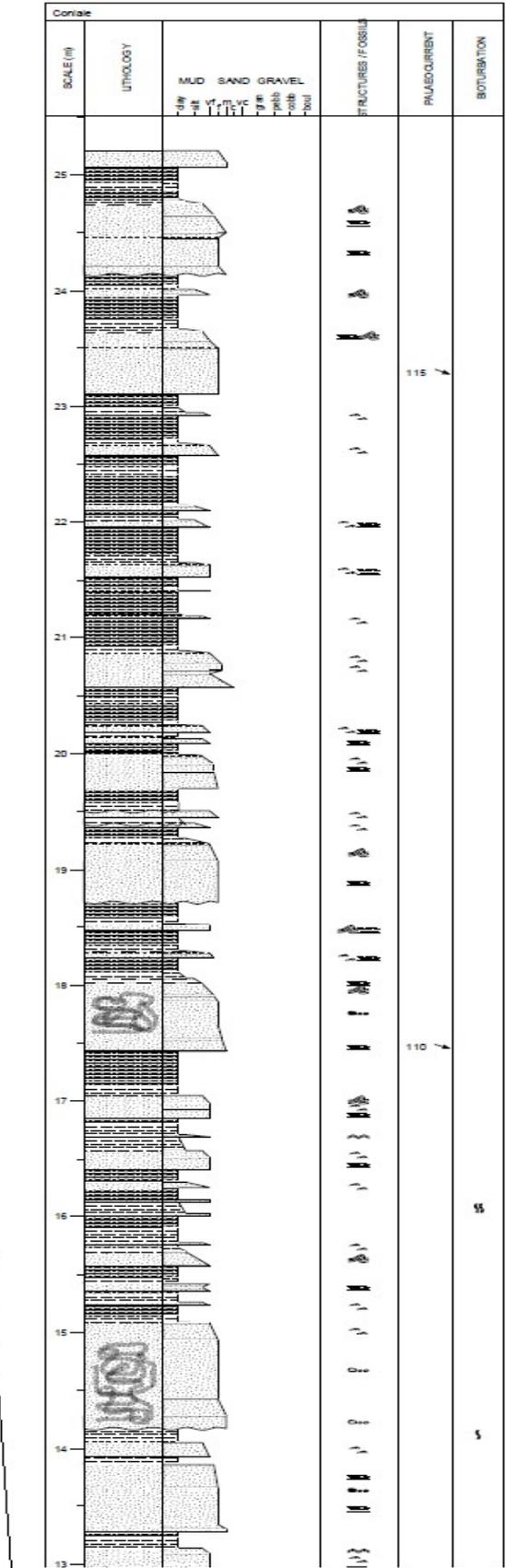
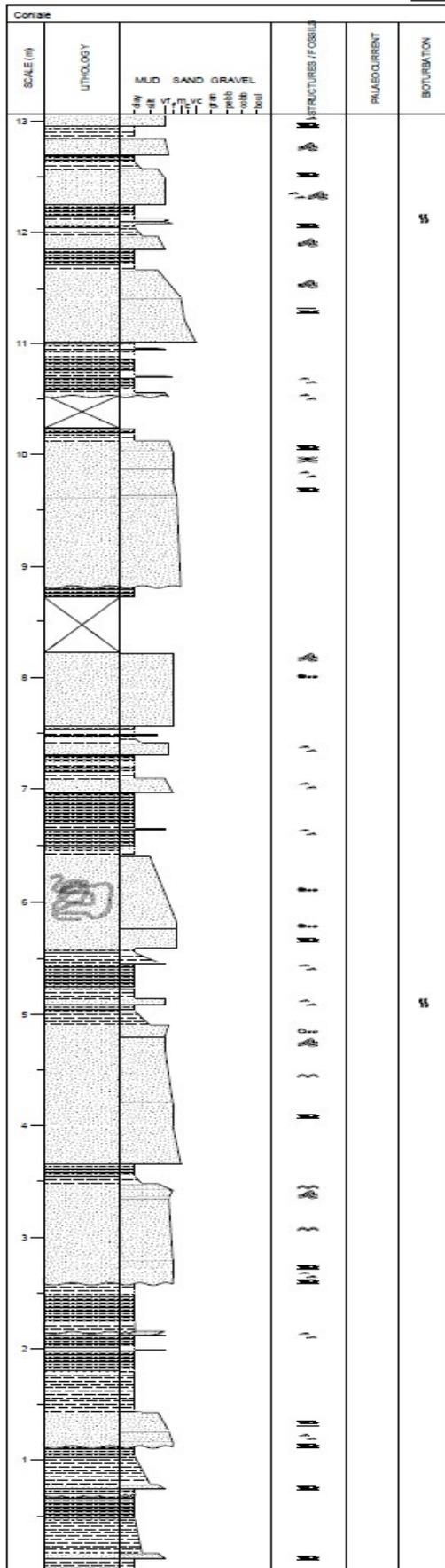
## Allegati

Allegato 1

Localizzazione dei log effettuati (Immagine presa da Google Earth)



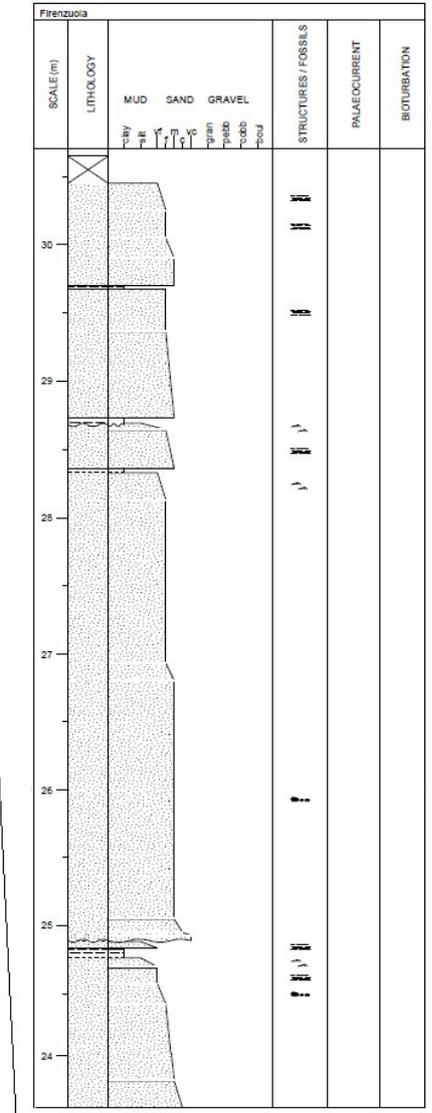
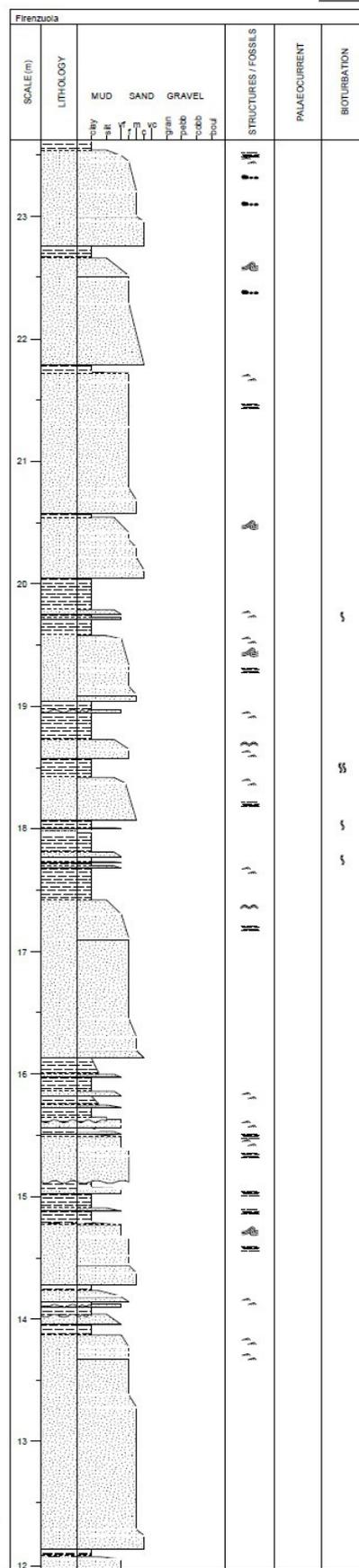
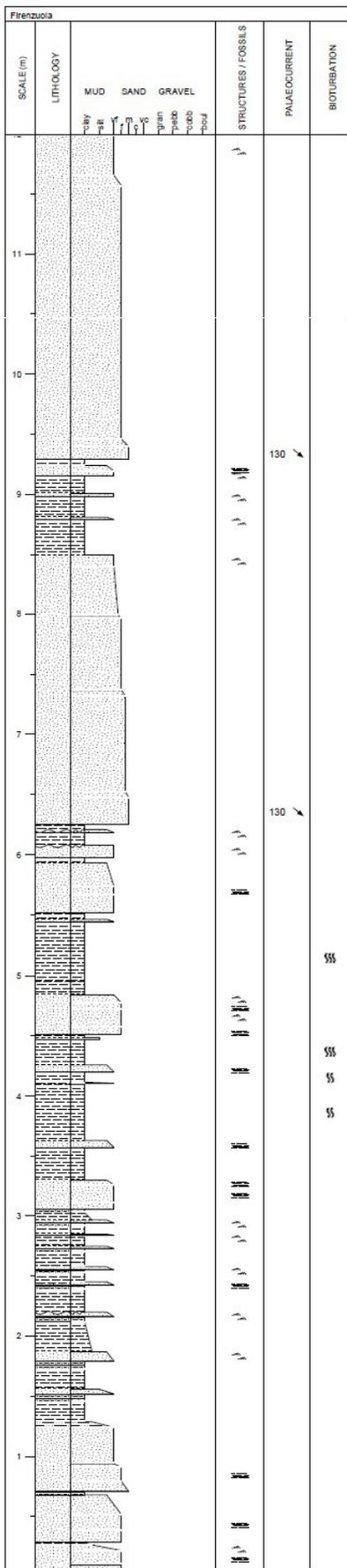
Allegato 2  
Log di Coniale con legenda



Lithologies		Symbols		Base Boundaries
	Claystone		Horizontal planar lamination	 Sharp
	Sandstone		Current ripple cross-lamination	 Gradational
	Mudstone		Wave ripple cross-lamination	 Erosion
	Siltstone		Convolute lamination	
			Intraclasts	
			Moderate bioturbation	
			Mudclasts	
			Trough cross bedding	
			Minor bioturbation	

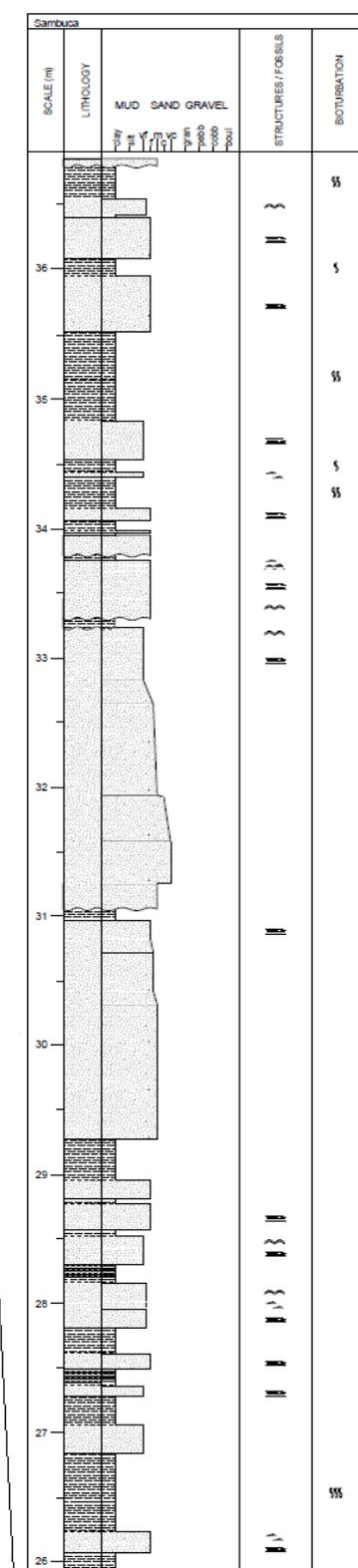
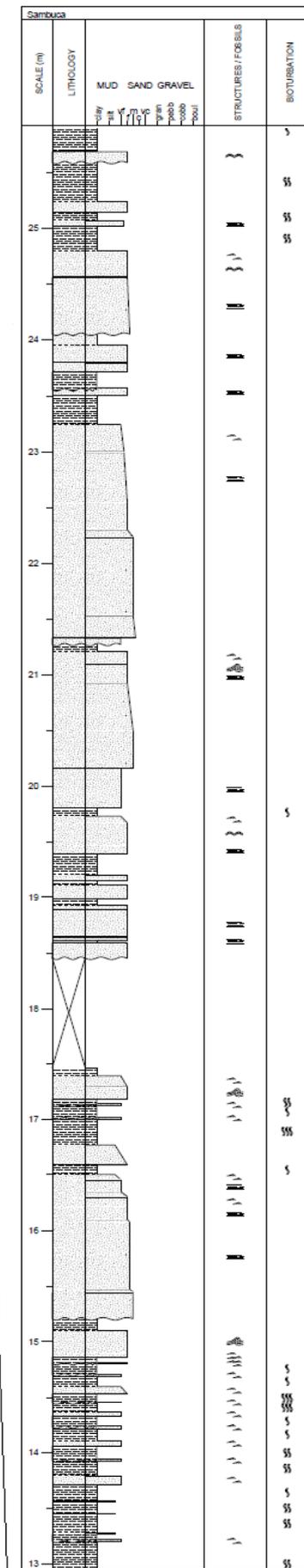
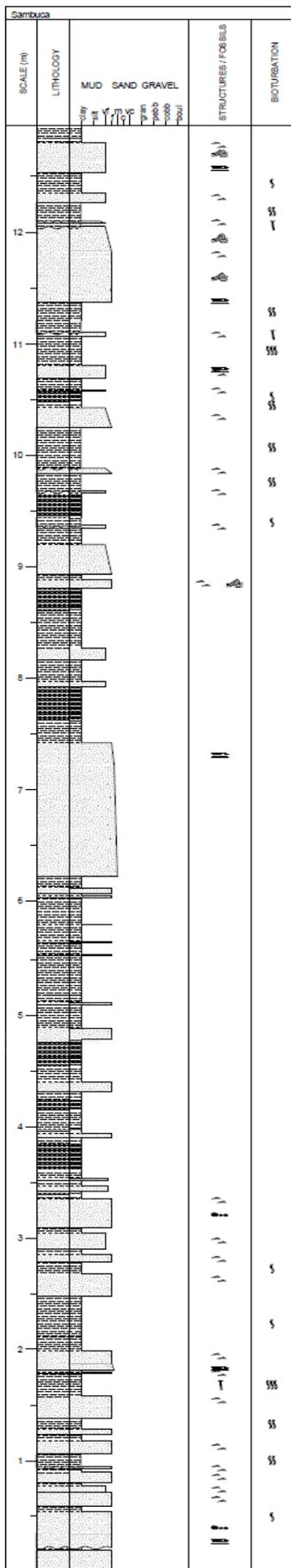
# Allegato 3

## Log di Firenzuola con legenda



Lithologies	Symbols	Base Boundaries	
	Sandstone	 Horizontal planar lamination	 Sharp
	Claystone	 Current ripple cross-lamination	 Gradational
	Mudstone	 Moderate bioturbation	 Erosion
	Siltstone	 Intense bioturbation	
		 Convolute lamination	
		 Wave ripple cross-lamination	
		 Minor bioturbation	
		 Mudclasts	

Allegato 4  
Log della Sambuca con legenda



Lithologies	Symbols	Base Boundaries	
	Sandstone	 Horizontal planar lamination	 Erosion
	Claystone	 Mudclasts	 Gradational
	Mudstone	 Minor bioturbation	 Sharp
		 Current ripple cross-lamination	
		 Moderate bioturbation	
		 Vertical burrows	
		 Intense bioturbation	
		 Convolute lamination	
		 Wave ripple cross-lamination	

