

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PARMA

Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra

Dottorato di ricerca in Scienze della Terra

Ciclo XXVIII - Anno 2016



Stratigrafia fisica ed analisi di facies dei depositi torbidity della Formazione delle Arenarie del Monte Cervarola tra la Val Secchia e la Val Scoltenna (Aquitano-Burdigaliano, Appennino Settentrionale)

Coordinatore:
Chiar.mo Prof. Fulvio Celico

Tutore:
Chiar.mo Prof. Roberto Tinterri

Dottorando: Alberto Piazza

RIASSUNTO

La Formazione delle Arenarie del Cervarola (Aquitaniense-Burdigaliano) affiorante nell'Appennino settentrionale si è depositata all'interno di un'avanfossa, allungata NW-SE, sviluppata al fronte del prisma orogenetico appenninico. Questa successione sedimentaria torbiditica ha registrato, allo stesso modo con quanto osservato in altre avanfosses dell'Appennino, la progressiva chiusura del bacino dovuta alla propagazione dei fronti di accavallamento verso NE. Questo processo ha prodotto un'avanfossa di tipo complesso caratterizzata da alti strutturali sin-deposizionali e depocentri che hanno fortemente influenzato la distribuzione latero-verticale delle facies torbiditiche. Lo scopo principale di questo lavoro è stato proprio quello di descrivere e di discutere l'influenza della tettonica sui processi sedimentari. Per questo motivo è stata effettuata una stratigrafia fisica ad altissima risoluzione tramite la misurazione, strato a strato, di circa 2000m di successione sedimentaria suddivisa in 10 sezioni stratigrafiche localizzate tra la Val Secchia (provincia di Reggio-Emilia) e la Val Scoltenna (provincia di Modena).

Sulla base delle associazioni di facies descritte nelle diverse sezioni stratigrafiche è stato possibile proporre uno schema di facies specifico per i depositi studiati e di ricostruire un modello evolutivo del bacino sedimentario delle Arenarie del Cervarola.

La distribuzione latero-verticale delle facies, il modello evolutivo ricostruito e le analogie con altri depositi di avanfossa dell'Appennino settentrionale, come la Formazione Marnoso-arenacea, hanno permesso di determinare che il bacino del Cervarola, in quest'area, era un'avanfossa altamente confinata e controllata da un'intensa attività tettonica.

Le più importanti evidenze a supporto di questa ipotesi sono:

- 1) l'aumento verso l'alto, nella successione stratigrafica studiata (spessa circa 1000m), del rapporto arenaria/pelite, della granulometria e delle tracce fossili del tipo Ophiomorpha, a testimonianza del progressivo restringimento e sollevamento del bacino.
- 2) la presenza, nella parte alta della successione stratigrafica, di strati massivi in arenaria grossolana caratterizzati, al tetto, da strutture trattive tipo megaripples che passano sottocorrente a strati di arenaria medio-fine caratterizzati da facies da riflessione e ponding. Questo facies tract viene interpretato come relazionato alla brusca decelerazione di flussi bipartiti. Tale fenomeno favorirebbe processi di "decoupling", cioè di separazione tra la parte densa e turbolenta, con la conseguente deposizione della porzione densa del flusso e il bypass di quella turbolenta.

3) fenomeni di riflessione e ponding che influenzano soprattutto la porzione turbolenta dei flussi. Tali fenomeni sono legati alla presenza di strutture tettoniche sviluppate parallelamente e perpendicolarmente all'asse del bacino (vedasi ad esempio la linea di Pievepelago).

4) presenza di livelli caotici intraformazionali costituiti da porzioni altamente deformate di successione fine indicanti un'attività tettonica sin-sedimentaria in grado di destabilizzare i margini del bacino. La presenza di tali unità aumenta verso la parte della successione sedimentaria (vedasi anche punti 1 e 2)

5) l'evidente variazione laterale di facies tra gli alti morfologici intrabacinali, caratterizzati da strati sottili in arenaria fine, e le aree depocentrali caratterizzate da strati da spessi a molto spessi in arenaria massiva media e grossolana - molto grossolana.

6) l'abbondante presenza di superfici di amalgamazioni, strutture da impatto e "mud draped scours" legate a brusche decelerazioni dei flussi torbiditici indotte da un confinamento tettonico e da irregolarità morfologiche del bacino.

In conclusione, la Successione delle Arenarie del Monte Cervarola presenta, nell'area studiata, una sequenza di facies simile a quella esposta da altre avanfosse tettonicamente controllate come, ad esempio, la Formazione Marnoso-arenacea (Italia settentrionale) e le Arenarie di Annot (Francia meridionale). L'associazione di facies esposta mostra come il progressivo spostamento verso l'avampaese dei principali fronti di accavallamento e delle strutture trasversali fosse in grado di produrre una segmentazione dell'avanfossa in grado di influenzare fortemente la deposizione dei flussi torbiditici.

ABSTRACT

The Cervarola Sandstones Formation (CSF), Aquitanian-Burdigalian in age, was deposited in an elongate, NW-stretched foredeep basin formed in front of the growing Northern Apennines orogenic wedge. The stratigraphic succession of the CSF, in the same way of other Apennine foredeep deposits, records the progressive closure of the basin due to the propagation of thrust fronts toward north-east, i.e. toward the outer and shallower foreland ramp. This process produce a complex foredeep characterized by synsedimentary structural highs and depocenters that can strongly influence the lateral and vertical turbidite facies distribution. Of consequence the main aim of this work is to describe and discuss this influence on the basis of a new high-resolution stratigraphic framework performed by measuring ten stratigraphic logs, for a total thickness of about 2000m, between the Secchia and Scoltenna Valleys (30km apart). In particular, the relationship between the turbidite sedimentation and the ongoing tectonic activity during the foredeep evolution has been describe through various stratigraphic cross sections oriented parallel and perpendicular to the main tectonic structures.

On the basis of the high resolution physical stratigraphy of the studied succession, we propose a facies tract and an evolutionary model for the Cervarola Sandstones in the studied area.

Thanks to these results and the analogies with others foredeep deposits of the northern Apennines, such as the Marnoso-arenacea Formation, the Cervarola basin has been interpreted as a highly confined foredeep controlled by an intense synsedimentary tectonic activity.

The most important evidences supporting this hypothesis are:

- 1) the upward increase, in the studied stratigraphic succession (about 1000m thick), of sandstone/mudstone ratio, grain sizes and Ophiomorpha-type trace fossils testifying the high degree of flow deceleration related to the progressive closure and uplift of the foredeep.
- 2) the occurrence in the upper part of the stratigraphic succession of coarse-grained massive sandstones overlain by tractive structures such as megaripples and traction carpets passing downcurrent into fine-grained laminated contained-reflected beds. This facies tract is interpreted as related to deceleration and decoupling of bipartite flows with the deposition of the basal dense flows and bypass of the upper turbulent flows.
- 3) the widespread occurrence of contained reflected beds related to morphological obstacles created by tectonic structures parallel and perpendicular to the basin axis (see for example the Pievepelago line).
- 4) occurrence of intra-formational slumps, constituted by highly deformed portion of fine-grained succession, indicating a syn-sedimentary tectonic activity of the tectonic structures able to

destabilize the margins of the basin. These types of deposits increase towards the upper part of the stratigraphic succession (see points 1 and 2)

5) the impressive lateral facies changes between intrabasinal topographic highs characterized by fine-grained and thin sandstone beds and marlstones and depocenters characterized by thick to very thick coarse-grained massive sandstones.

6) the common occurrence of amalgamation surfaces, flow impact structures and mud-draped scours related to sudden deceleration of the turbidite flows induced by the structurally-controlled confinement and morphological irregularities.

In conclusion, the CSF has many analogies with the facies associations occurring in other tectonically-controlled foredeeps such as those of Marnoso-arenacea Formation (northern Italy) and Annot Sandstones (southern France) showing how thrust fronts and transversal structures moving towards the foreland, were able to produce a segmented foredeep that can strongly influence the turbidity current deposition.

INDICE

1) INTRODUZIONE	pag. 1
2) INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE	pag. 3
2.1) INSIEME ESTERNO UMBRO-TOSCANO	pag. 4
2.2) INSIEME INTERNO (DOMINIO LIGURE)	pag. 4
2.3) DOMINIO SUBLIGURE	pag. 5
2.4) DOMINIO EPILIGURE	pag. 5
2.5) EVOLUZIONE GEODINAMICA	pag. 6
3) LE ARENARIE DEL MONTE CERVAROLA	pag. 14
3.1) LA SUCCESSIONE STRATIGRAFICA DEL MONTE CERVAROLA	pag. 14
3.2) I RAPPORTI TRA LA SUCCESSIONE DEL CERVAROLA E LE ALTRE SUCCESSIONI DI AVANFOSSA	pag. 16
3.3) LE ARENARIE DI MONTE CERVAROLA, CARATTERISTICHE STRATIGRAFICHE E COMPOSIZIONALI	pag. 19
4) LE STRUTTURE CHE DEFORMANO LE ARENARIE DEL MONTE CERVAROLA	pag. 30
4.1) SETTORE NORD-OCCIDENTALE (A)	pag. 31
4.2) SETTORE SUD-ORIENTALE (B)	pag. 33
5) LE TORBIDITI	pag. 38
5.1) FACIES TRACT DI MUTTI ET AL. (2003)	pag. 40
5.2) MECCANISMI D'INNESCO	pag. 42
5.3) EFFICIENZA DEL FLUSSO	pag. 43
5.4) I SISTEMI TORBIDITICI	pag. 44
5.5) IL CONTROLLO TOPOGRAFICO NELLE CORRENTI DI TORBIDA	pag. 46
6) SEZIONI E PANNELLI STRATIGRAFICI	pag. 57
7) ANALISI DI FACIES: SCHEMA DI FACIES RELATIVO AL SISTEMA TORBIDITICO DI TORRE DELL'AMOROTTO	pag. 68
7.1) LE TIPOLOGIE DI STRATO	pag. 68
7.2) STRATI GUIDA E LIVELLI CAOTICI	pag. 72
8) DISTRIBUZIONE DI FACIES, TIPI DI STRATO E ORIENTAZIONE DELLE PALEOCORRENTI	pag. 85

8.1) DISTRIBUZIONE VERTICALE DELLE FACIES DELL'INTERA SUCCESSIONE STRATIGRAFICA STUDIATA (SEZIONE 3).....	pag. 85
8.2) VARIAZIONI VERTICALI E SOTTOCORRENTE DELLE FACIES RELATIVE ALLE UNITÀ STRATIGRAFICHE INDIVIDUATE.....	pag. 87
8.3) VARIAZIONI LATERALI (PERPENDICOLARI ALLE PALEOCORRENTI) DELLE FACIES	pag. 89
9) MODELLO EVOLUTIVO DELL'AREA E DELL'INTERVALLO STRATIGRAFICO STUDIATO	pag. 95
10) CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	pag. 100
11) BIBLIOGRAFIA	pag. 105

1) INTRODUZIONE

Nell'ambito del progetto finanziato da Petrobras, riguardante i rapporti tra tettonica e sedimentazione nei depositi torbiditici, è stata presa in esame la Formazione delle Arenarie del Cervarola affiorante nell'Appennino settentrionale. I dati presentati in questa tesi provengono dall'area di affioramento compresa tra la Val Secchia (provincia di Reggio Emilia) e la Val Scoltenna (provincia di Modena); (vedasi fig. 1 per l'ubicazione dell'area di studio).

Al fine di definire i rapporti tra la tettonica e la sedimentazione sono state effettuate sulla Formazione presa in esame: la stratigrafia fisica ad alta risoluzione, l'analisi di facies ed uno studio preliminare sulle geometrie alla macroscale delle strutture tettoniche che espongono la Formazione.

Le Arenarie del Cervarola, di età Miocenica inferiore, sono caratterizzate da depositi torbiditici e rappresentano uno stadio di vita dell'avanfossa migrante dell'Appennino settentrionale, sviluppatasi a partire dall'Oligocene al fronte del cuneo orogenico in propagazione verso nord-est (Ricci Lucchi, 1986). In particolare, tali depositi rappresentano lo stadio di evoluzione dell'avanfossa appenninica compreso tra quello, più antico, di cui è espressione la Formazione dell'Arenaria Macigno e quello successivo espresso nella Formazione della Marnoso-arenacea. Le fasi deformative posteriori all'età di deposizione delle Arenarie del Cervarola hanno reso possibile il loro inglobamento all'interno del prisma appenninico in via di evoluzione. Questo fenomeno spiega il motivo per cui oggi le Arenarie del Cervarola si presentano assai deformate, spesso in finestra tettonica, in prossimità dell'asse della catena appenninica.

L'importanza dell'applicazione della stratigrafia fisica ad alta risoluzione e dell'analisi di facies nella comprensione delle dinamiche di sedimentazione nei depositi sintettonici di avanfossa è stata recentemente messa in evidenza in numerosi studi effettuati sulla successione sedimentaria della Marnoso-arenacea (vedasi Muzzi Magalhaes e Tinterri, 2010; Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011; Tinterri e Tagliaferri, 2015). Quest'ultima Formazione si presta particolarmente all'applicazione di queste metodologie per la presenza di vaste aree in affioramento, strati guida e per la deformazione tettonica relativamente blanda se inserita nel contesto appenninico. In questo lavoro proponiamo l'applicazione degli stessi metodi alla Formazione delle Arenarie del Cervarola, in un contesto tettonicamente assai più deformato ed in una zona dell'avanfossa appenninica più proximale rispetto a quella espressa nella Marnoso-arenacea. La scelta delle Arenarie del Cervarola è derivata dal fatto che queste, assieme alle Arenarie del Macigno, sono le uniche che consentono uno studio

dell'area più prossimale dell'avanfossa appenninica, in quanto, nell'area prossimale, la Marnoso-arenacea risulta completamente ricoperta dalla coltri alloctone.

Si è infine preferito al Macigno la Formazione delle Arenarie del Cervarola per il fatto che, in quest'ultime, era già stata documentata da Andreozzi (1991) la presenza di strati-guida indispensabili per la corretta correlazione delle sezioni stratigrafiche.

Tale correlazione ha permesso di comprendere la distribuzione laterale e verticale delle facies torbiditiche in funzione della morfologia del bacino, fortemente controllata dai processi tettonici sin-sedimentari. La comprensione dei rapporti tra tettonica sin-sedimentaria e sedimentazione è stato uno dei principali obiettivi del lavoro di tesi che si è concluso con la proposta di un modello evolutivo per il bacino delle Arenarie del Monte Cervarola nell'area indagata.

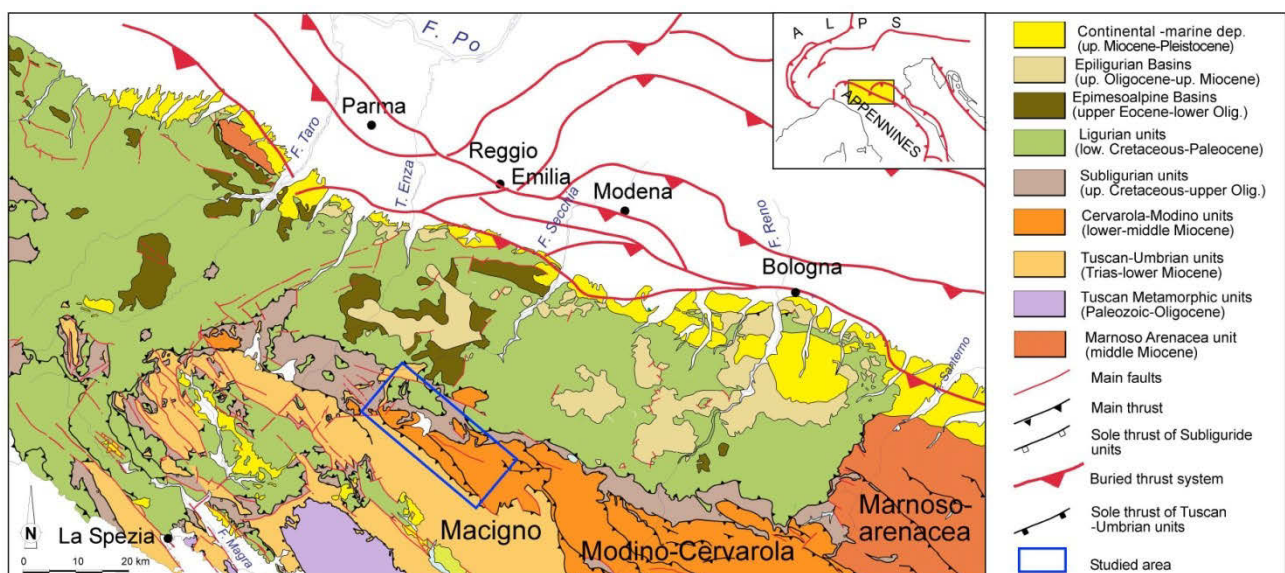


Fig. 1.1) Carta geologica semplificata dell'Appennino settentrionale. Con il rettangolo blu viene indicata l'area oggetto di studio. Figura: gentile cortesia di Andrea Artomi, Massimo Bernini e Paolo Vescovi.

2) INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

L'Appennino costituisce la spina dorsale della penisola italiana, estendendosi per una lunghezza di oltre 1000 Km dalla zona di raccordo con le Alpi liguri fino all'Arco Calabro Peloritano (fig. 2.1). La catena appenninica è costituita da diversi settori, aventi una storia geologica relativamente indipendente, separati da lineamenti tettonici trasversali. L'Appennino settentrionale costituisce il più nord-occidentale di questi settori e si estende in direzione NW-SE per più di 400 Km, confinando a NW con le Alpi liguri e a SE con l'Appennino centrale. La separazione con l'Appennino centrale viene concordemente fatta corrispondere dai diversi Autori con la linea Ancona–Anzio o Olevano-Antrodoto, struttura che delimita il fronte di accavallamento delle unità della catena nord-appenninica su quelle dell'Appennino centrale (Vai, 2001) (fig. 2.1). Risulta invece più problematico segnare un limite con la catena alpina. Classicamente vengono suggeriti due lineamenti tettonici: la linea Sestri-Voltaggio e la linea Villalvernia-Varzi-Levanto (fig. 2.2). La linea Sestri-Voltaggio viene interpretata come un fascio di faglie che delimita due settori caratterizzati da grado di metamorfismo e vergenze delle deformazioni differenti, mentre la linea Villalvernia-Varzi-Levanto costituisce essenzialmente un lineamento che separa unità che hanno registrato la deformazione in tempi diversi, post-oligocene le unità “appenniniche” e pre-oligocene le unità “alpine”. Un'aggiornata discussione a riguardo dell'area di giunzione tra Alpi ed Appennino è presente in Molli et al. 2010 a cui si rimanda per una lettura più approfondita.

L'Appennino settentrionale risulta dalla sovrapposizione tettonica di due grandi insiemi o domini, diversi per litologia, struttura ed origine paleogeografica: un Insieme Esterno (Dominio Tosco-Umbro-Marchigiano) ed un Insieme Interno (Dominio Ligure-Emiliano) (figg. 2.2, 2.3).

L'Insieme Esterno è costituito essenzialmente da un basamento continentale, appartenente alla microplacca Adria, su cui poggiano, anche se scollate e deformate, le originarie coperture sedimentarie (autoctone) mesozoico-terziarie.

L'Insieme Interno (Dominio Ligure-Emiliano) è costituito da una serie di unità tettoniche ad affinità oceanica che si sono scollate dal loro substrato originario per sovrascorrere, da ovest verso est, sull'Insieme Esterno, andando così a costituire una coltre alloctona (Elter, 1975, 2003) (fig. 2.3).

Davanti all'avanzare delle coltri alloctone si delinea, a partire dall'Oligocene superiore, un'avanfossa che migra progressivamente verso est e che risulta caratterizzata dalla sedimentazione di potenti successioni torbiditiche appartenenti al dominio esterno (fig. 2.4).

2.1- INSIEME ESTERNO UMBRO-TOSCANO

All'interno di questo insieme possono essere distinti due grandi domini (Umbro e Toscano) in base alle differenze di età e di facies dei depositi di avanfossa in essi contenuti.

I depositi di avanfossa diventano infatti progressivamente più giovani spostandosi dai più interni, appartenenti al Dominio Toscano (formazioni del Macigno e delle Arenarie di Monte Cervarola), ai più esterni appartenenti invece al Dominio Umbro (Formazione della Marnoso-arenacea) (figg. 2.3, 2.4). Di mano in mano che il prisma orogenico, costituito inizialmente dalle Unità Liguri e Subliguri, avanzava verso est questi depositi di avanfossa venivano progressivamente inglobati e deformati al di sotto del prisma stesso (fig. 2.3).

Dominio Umbro – E' costituito da tutta la successione dal Trias fino alla Marnoso-arenacea (deposito di avanfossa che lo caratterizza); viene generalmente considerato autoctono anche se piegato, scollato e avanscorso sul suo basamento

Dominio Toscano – E' caratterizzato dalla formazione del Macigno (Oligocene sup. Miocene inf.) e comprende due unità tettoniche sovrapposte (Toscanidi).

Quella inferiore è costituita da una successione metamorfica che comprende il basamento paleozoico e su questo tutta la copertura dal Trias fino al Macigno metamorfico (Pseudomacigno). Quella superiore, priva di un evidente metamorfismo, è costituita da tutta la successione dal Trias fino al Macigno (Elter, 1994). Tra il fronte della falda Toscana ed il Dominio Umbro è presente il complesso arenaceo di Monte Modino – Monte Cervarola (Miocene Inf.-Sup.), il quale costituisce i depositi di avanfossa intermedi tra Macigno e Marnoso-arenacea (figs. 1.3, 1.4)

2.2 INSIEME INTERNO (DOMINIO LIGURE)

Viene suddiviso in due domini, Dominio Ligure Interno ed Esterno, entrambi caratterizzati dalla presenza di ofioliti che assumono diverso significato nei due domini. L'intero insieme è composto dalle unità alloctone che hanno subito la maggiore traslazione (figg. 2.2, 2.3).

Dominio Ligure Interno (Liguridi Interne) – Ha caratteristiche spiccatamente oceaniche, in quanto le masse ofiolitiche si trovano in posizione originaria, alla base della successione sedimentaria che le ricopre a partire dal Giurassico superiore con la deposizione dei Diaspri; esse rappresentano pertanto frammenti del fondo oceanico Mesozoico (Abbate et al. 1980). La sedimentazione, inizialmente di tipo pelagico (deposizione dei Diaspri e Calcarei a Calpionelle), evolve con apporti continentali provenienti da W (ove si ha il margine europeo in gran parte emerso), dapprima fini e scarsi (Argille a Palombini e più in generale complessi basali), poi

torbiditici anche grossolani (Arenarie del Gottero) che andranno ad esaurirsi nel Paleocene, momento in cui inizia una tettonizzazione più spinta.

Dominio Ligure Esterno (Liguridi Esterne) - Si compone di diverse unità tettoniche (Caio, Cassio, Sporno ecc.) completamente deformate e scollate dal loro substrato originario (Elter & Marroni, 1991). Qui le ofioliti sono presenti esclusivamente come blocchi, anche di enormi dimensioni, all'interno di formazioni argillose cretache estremamente deformate (complessi di base), le quali sembrano rappresentare l'originario substrato dei Flysch ad Elmintoidi. In questo dominio infatti, a partire dal Cretaceo e fino al Paleocene – Eocene inf.-medio (a seconda delle zone), vi è la sedimentazione delle potenti successioni torbiditiche arenaceo-calcareo-marnose dei Flysch ad Elmintoidi (Argnani et al., 2004).

2.3 DOMINIO SUB-LIGURE

E' un dominio di transizione caratterizzato da una sedimentazione simile a quella dei domini oceanici nella parte basale paleocenico-eocenica (argille e calcari di Canetolo, Calcari di Groppo del Vescovo) mentre la parte superiore Oligocenica risulta caratterizzata da una sedimentazione di tipo torbiditico (Arenarie di Petriagnola, Arenarie di Ponte Bratica) affine a quella del dominio Esterno Tosco-Umbro (Barbieri & Zanzucchi, 1963; Elter et al., 1964 e Plesi, 1975). Il Dominio Subligure sembra quindi occupare una posizione paleogeografica intermedia tra il Dominio Ligure e il margine continentale di Adria (Dominio Toscano).

Ora, le unità del Dominio Subligure, si ritrovano tettonicamente intercalate tra le unità torbiditiche della falda Toscana alla base e le unità del Dominio Ligure al tetto (Remitti et al. 2010).

2.4 DOMINIO EPILIGURE

E' costituito da una successione marina paleogenica-neogenica in generale discordanza stratigrafica su gran parte delle Unità Liguri (ed in locale paraconcordanza solo su quelle più esterne). Questa successione, definita semialloctona, si è depositata a partire dall'Eocene-medio fino al Messiniano sul prisma orogenico appenninico, mentre questo si andava progressivamente strutturando durante la sua traslazione verso est (Ricci Lucci and Ori 1985; Ricci Lucchi 1986; Mutti et al. 1995) (figg. 2.2, 2.4). Per la loro caratteristica di trovarsi direttamente al disopra del prisma orogenetico in evoluzione vengono attualmente interpretati come bacini di "wedge top".

La successione stratigrafica Epiligure, dall'alto verso il basso, è così costituita:

- 6- Formazione del Termina (Miocene superiore)
- 5- Formazione di Bismantova (Miocene medio)

- 4- Formazione di Antognola (Oligocene superiore-Miocene inferiore)
- 3- Formazione di Ranzano (Eocene superiore-Oligocene inferiore)
- 2- Formazione di Monte Piano (Eocene medio-superiore)
- 1- Melanges sedimentari (Eocene medio)

I bacini epiliguri sono caratterizzati da depositi di diversa natura, (torbiditici, emipelagici, di piattaforma, caotici), testimoni della grande instabilità del fondo marino su cui andavano a sedimentarsi. Nella successione sono inoltre presenti discontinuità, variazioni laterali di facies, variazioni composizionali e deformazioni tettoniche che registrano le principali fasi geodinamiche del prisma orogenico appenninico (Cibin et al. 2001; Carrapa et al. 2004).

Queste Unità Epiliguri, trovandosi alla sommità dell'edificio appenninico, sono state soggette ad un'intensa erosione sub aerea plio-quadernaria che ne ha fortemente ridotto le dimensioni, ora sono presenti come placche di diverse estensioni nel versante padano dell'Appennino settentrionale.

2.5 -EVOLUZIONE GEODINAMICA

L'evoluzione geodinamica dell'area mediterranea occidentale è stata controllata dall'iterazione tra la Placca Europea e la Placca Africana, separate da una fascia crostale più mobile e tettonicamente complessa comprendente due placche minori, Iberia ed Adria (fig. 2.1). La storia geologica dell'Appennino è legata alla cinematica del margine tra l'Iberia, ad est, e Adria, ad ovest (Boccaletti et al., 1971). Il movimento tra queste placche determinò dapprima un regime distensivo con l'apertura dell'Oceano Ligure Piemontese e successivamente, a partire circa dal Cretacico superiore, un regime di convergenza che porterà, nell'Eocene medio, alla collisione continentale (Rehault et al., 1984, Principi & Treves, 1984; Elter & Marroni 1991). La successiva rotazione antioraria del blocco Sardo-Corso e l'apertura del Mar Tirreno determinano la completa strutturazione della catena appenninica.

A -Fase di apertura oceanica – transizione (fig. 2.5 A)

Nel Giurassico medio, a causa dell'apertura dell'Oceano Atlantico centrale, inizia una deriva verso est della Placca Africana rispetto a quella Europea (assunta come stabile); il movimento trascorrente tra le due placche comporta l'apertura di un analogo oceano, denominato Ligure-Piemontese, nell'area mediterranea. Questo oceano, delimitato ad ovest dal margine continentale di Iberia e ad est da quello di Adria, doveva avere un'orientazione circa SW-NE ed essere collegato al neoformato oceano Atlantico ed alla Tetide tramite un sistema di fratture e mari minori.

Le rocce ofiolitiche che oggi troviamo all'interno della catena appenninica, ed in particolare nel Dominio Ligure interno, sono i relitti della crosta oceanica che costituiva l'Oceano Ligure-Piemontese.

L'Oceano Ligure-Piemontese termina la sua espansione nel Giurassico superiore, a questo punto si apre una fase di quiescenza con la sedimentazione di successioni pelagiche (Diaspri, Calcarei a Calpionelle, Argille a Palombini) che si protrarrà, per la porzione di bacino oceanico relativa alle ofioliti dell'Appennino, fino all'arrivo delle torbiditi cretaceo-superiori dei Flysch ad Elmitoidi (Marroni et al., 2002).

B- Fase di chiusura oceanica (fig. 2.5 B)

Dal Cretaceo superiore, a causa dell'apertura dell'Atlantico Meridionale, l'Africa subisce una rotazione antioraria che porta il suo promontorio Adria a convergere verso l'Europa. Tale regime compressivo, perdurante fino all'Eocene, provoca la consunzione dell'Oceano Ligure-Piemontese, ed è testimoniato, nelle successioni liguri dell'Appennino, dalla sedimentazione torbiditica dei Flysch ad Elmitoidi. Sono state proposte diverse ipotesi a riguardo della polarità della subduzione relativa alla consunzione dell'Oceano Ligure-Piemontese (Principi & Treves, 1984; Elter & Marroni 1991). E' però univocamente riconosciuto che, a seguito della convergenza, si sviluppa un prisma d'accrescimento analogo a quelli presenti nei margini attuali in subduzione ed in grado di provocare, nel futuro Appennino, l'impilamento e la deformazione delle unità tettoniche appartenenti al Dominio Ligure composte dai sedimenti torbiditici (es. Flysch ad Elmitoidi), pelagiti abissali (es. Argille a Palombini) e scaglie di crosta oceanica (ofioliti) (Principi & Treves, 1984; Elter & Marroni, 1991)

C- Fase di collisione continentale (fig. 2.5 C)

Con l'Eocene superiore ha termine la fase di convergenza oceanica ed i margini continentali entrano in collisione (Principi & Treves, 1984; Elter & Marroni 1991) determinando un'importante fase tettonica denominata Mesoalpina o Ligure. Al termine di questa fase tettonica, al di sopra delle Unità Liguri, in gran parte deformate, si instaurano i primi bacini di wedge top appartenenti al Dominio Epiligure. La successione Priaboniana e Rupeliana, affiorante in questi bacini, non trova, comunque, depositi equivalenti in avanfossa, dal momento che essi compariranno solo nell'Oligocene superiore con le torbiditi del Macigno legate allo sviluppo della prima vera avanfossa appenninica (Mutti et al., 1995).

D- Fase di apertura del bacino algero-provenzale (fig. 2.5 D)

Nell'Oligocene, a seguito dell'apertura del bacino algero-provenzale o balearico (fig. 2.4), Sardegna e Corsica si staccano dalla placca europea ed iniziano un moto rotatorio antiorario, perdurante fino al Miocene medio, che le porterà fino alla posizione attuale. Durante questa fase si ha uno scontro tra l'avanzante blocco sardo-corso e il margine occidentale di Adria che tende a subdurre verso W-SW, formando così il sistema orogenico appenninico. Mentre sul prisma orogenico appenninico avanzante verso est sedimenta la successione Epiligure, al suo fronte si forma un bacino di avanfossa anch'esso migrante verso oriente a causa dell'avanzamento del prisma stesso (fig. 2.4).

In questo bacino dapprima sedimenta la Formazione del Macigno (Oligocene sup.-Miocene inf.) poi quella delle Arenarie di Monte Cervarola (Miocene inf.) ed infine quella della Marnoso-Arenacea (Miocene medio-sup.), (Ricci Lucchi, 1986) (fig. 2.4). In particolare, mano a mano che il prisma orogenico, costituito inizialmente dalle Unità Liguri e Subliguri, avanza verso est, questi depositi di avanfossa vengono progressivamente inglobati e deformati all'interno del prisma stesso che, in questo modo, tende ad accrescersi dal di sotto (fig. 2.6). Oggi queste formazioni torbiditiche di avanfossa, appartenenti all'insieme esterno Umbro-Toscano, affiorano come finestre tettoniche nelle zone interne della catena, al di sotto della coltre alloctona Ligure e Subligure.

E- Fase di apertura del Mar Tirreno (fig. 2.5 E)

A partire dal Miocene sup., probabilmente a causa dell'apertura del Mar Tirreno, inizia una fase distensiva che dapprima interessa le zone più interne tirreniche e successivamente le zone più esterne dell'edificio appenninico. In queste zone soggette a distensione, ubicate nel versante tirrenico dell'Appennino Settentrionale, si sono sviluppate fosse tettoniche in grado di accogliere depositi marini mio-pliocenici e depositi fluvio-lacustri plio-pleistocenici (Bernini & Papani 2002). Contemporaneamente, sul versante padano dell'Appennino, continua la compressione con la migrazione verso N e NE del fronte di accavallamento appenninico e dell'avanfossa che, ai giorni nostri, si può identificare nella depressione adriatica.

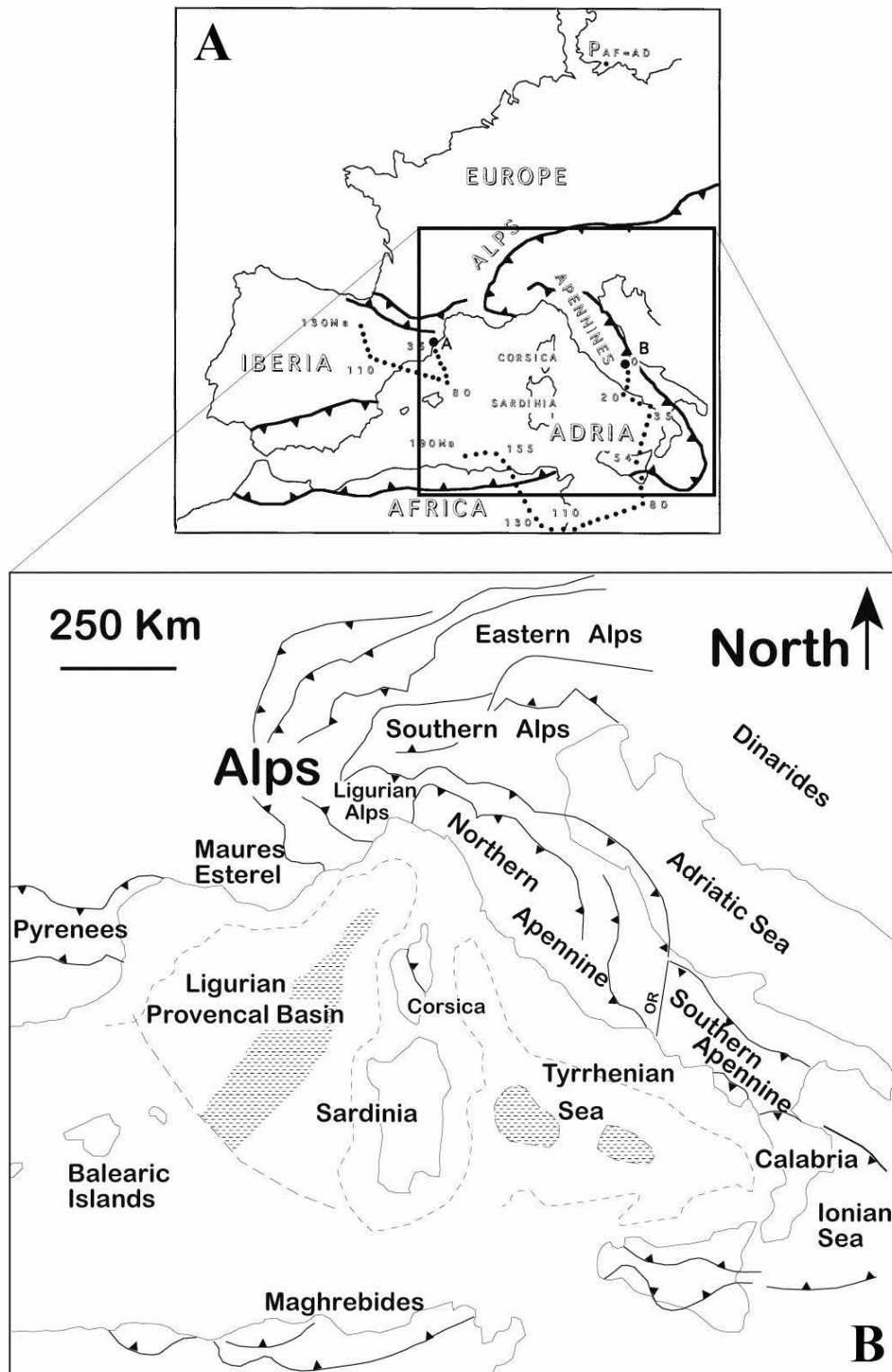


Fig. 2.1) **A-** Rappresentazione schematica generale del sistema orogenetico Alpi-Appennino che mostra l'attuale posizione dei fronti orogenici. Con le linee tratteggiate vengono indicati gli spostamenti dal Giurassico superiore ad oggi di due punti situati sulle placche Adria ed Iberia. Da Marroni e Treves (1998). **B-** Schema tettonico generale dell'Appennino settentrionale e delle aree limitrofe. Da Cerrina Feroni et al. (2004), Vai & Martini (2001) e Molli & Tribuzio (2004).

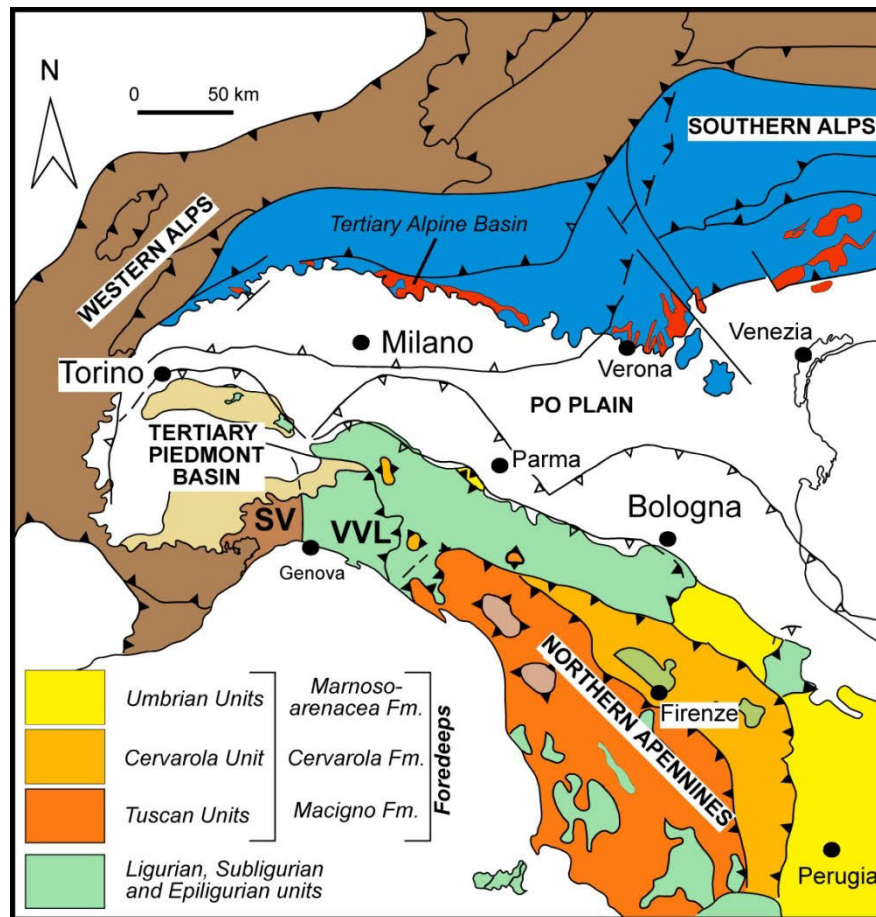


Fig. 2.2) Schema semplificato dell'Appennino settentrionale. Vengono qui indicate in verde le unità alloctone appartenenti al Dominio Ligure mentre con i colori rosso, arancio e giallo le unità appartenenti al Dominio Tosco-Umbro caratterizzate ciascuna da depositi di avanfossa aventi età diversa. Sono inoltre indicati i lineamenti tettonici classicamente considerati come il limite geologico tra Alpi ed Appennino: SV – linea Sestri-Voltaggio, VVL – linea Villalvernia-Varzi-Levanto (da Di Biase & Mutti, 2002).

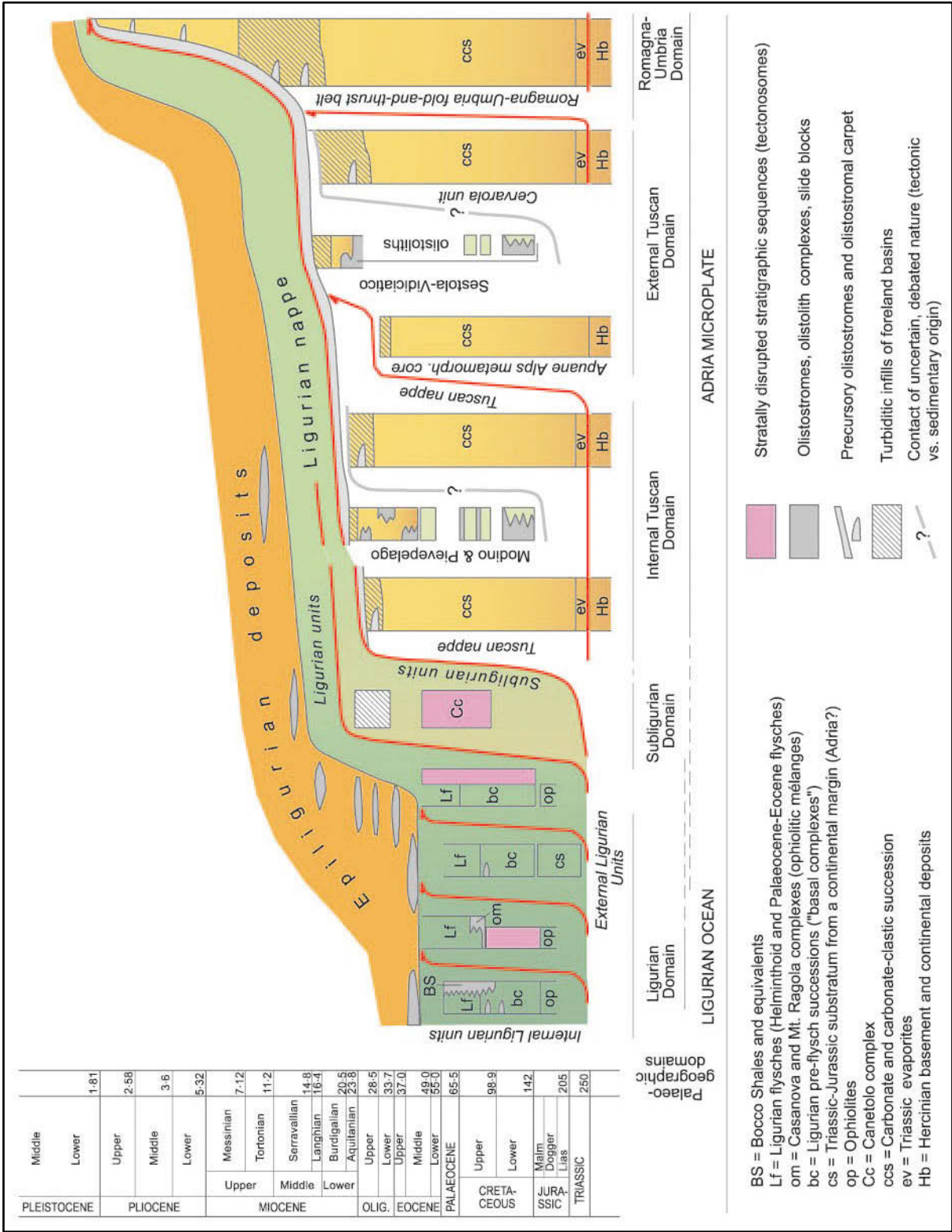


Fig. 2.3) Schema stratigrafico-strutturale semplificato dell'Appennino Settentrionale dove vengono mostrati: le principali unità tettoniche, i domini paleogeografici ed i gruppi litostratigrafici (da Camerlenghi & Pini, 2009).

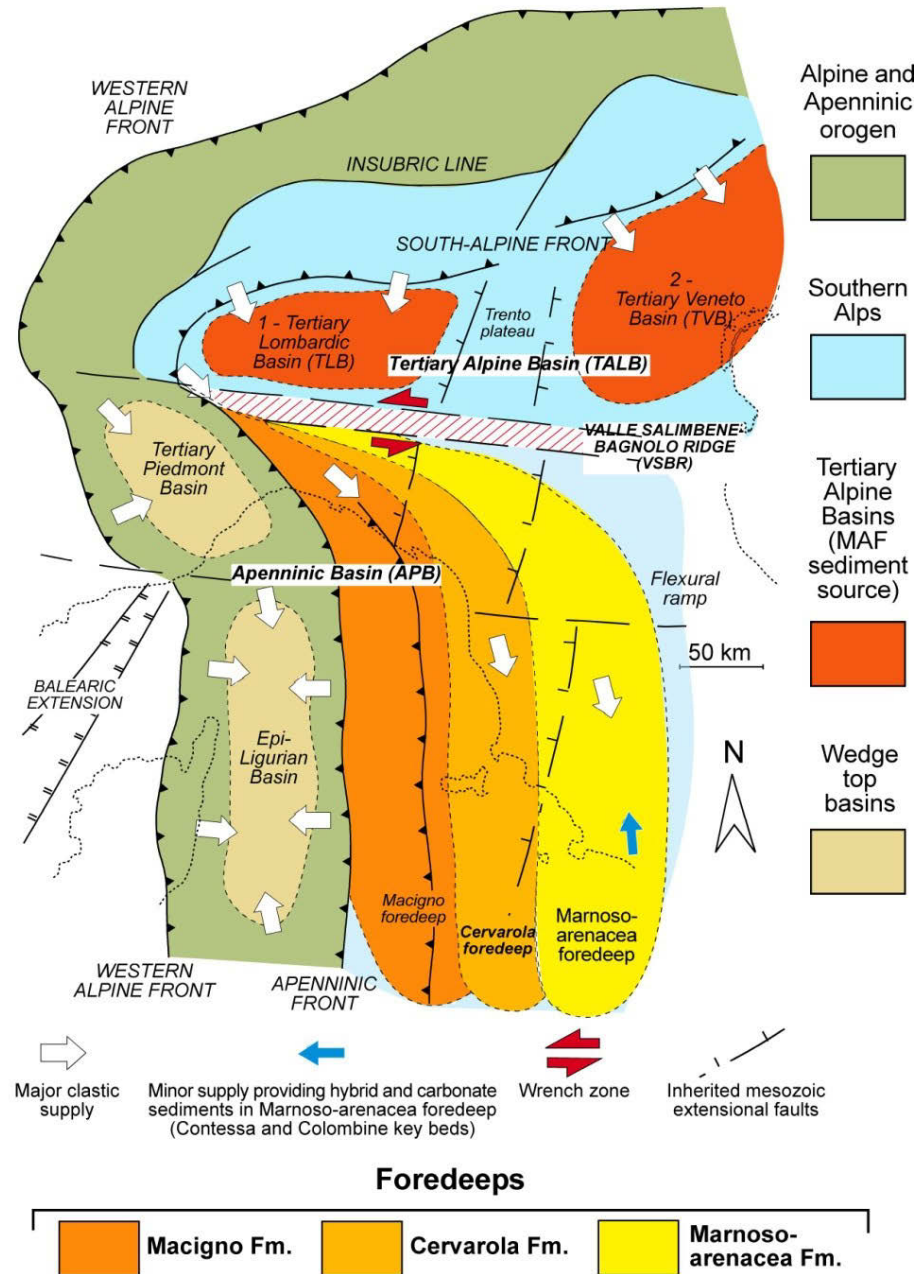


Fig. 2.4) Schema paleogeografico semplificato dell'evoluzione del prisma appenninico e degli associati bacini di avanfossa (foredeep) dall'Oligocene Superiore al Miocene Superiore. Si noti il progressivo spostamento verso est dell'avanfossa (Macigno – Cervarola - Marnoso-arenacea), (da Di Biase & Mutti, 2002).

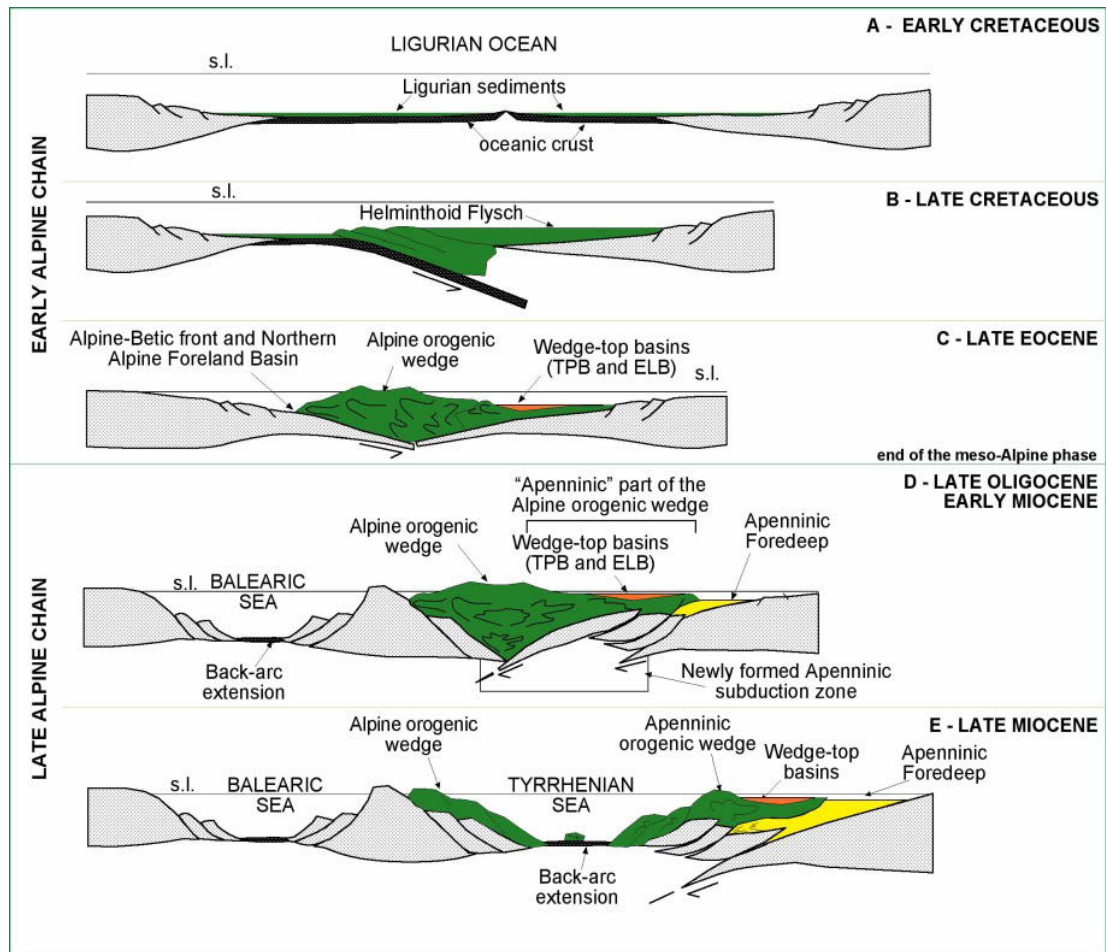


Fig. 2.5) Schema evolutivo relativo alla formazione dell' Appennino Settentrionale (da Elter & Marroni, 1991, modificato da Di Biase & Mutti, 2002).

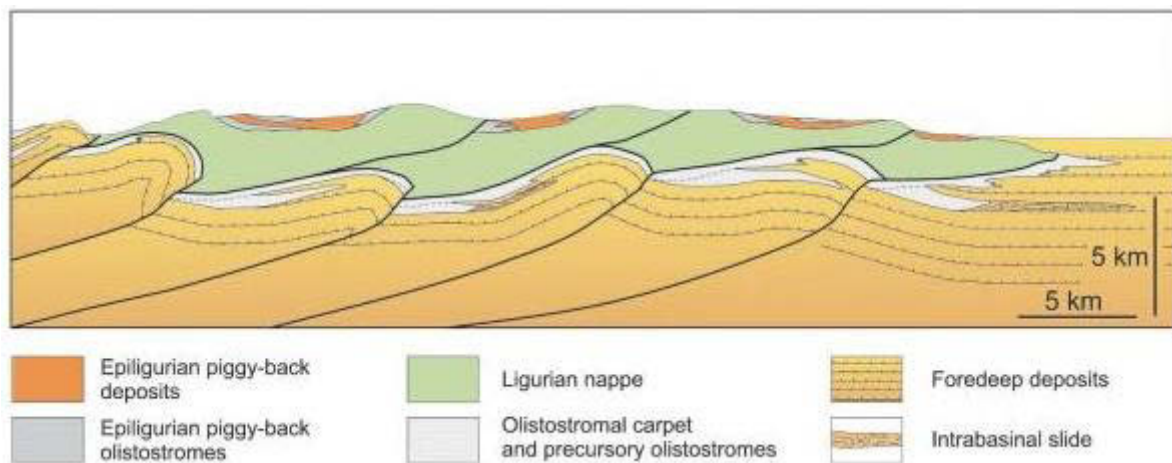


Fig. 2.6) Sezione geologica schematica concettuale attraverso il versante nord est dell'Appennino settentrionale mostrante i rapporti tra le unità alloctone (Ligurian nappe) ed i depositi di avanfossa (Foredeep deposits). Quest'ultimi risultano prima ricoperti tettonicamente dalle coltri alloctone e successivamente deformati ed inglobati all'interno del prisma di accrezione (da Ogata, 2010).

3) LE ARENARIE DEL MONTE CERVAROLA

La Formazione delle Arenarie del Monte Cervarola appartiene ad una successione sedimentaria Aquitaniano-Burdigaliana caratterizzata essenzialmente da depositi torbiditici arenaceo-pelitici. Fra le varie successioni torbiditiche silicoclastiche dell'Appennino settentrionale, classicamente interpretate come riempimenti dell'avanfossa appenninica, risulta una delle più complesse. Questo per la sua posizione intermedia tra il Macigno e la Marnoso-arenacea, per le condizioni di affioramento spesso in finestra tettonica, per l'elevato grado di deformazione e per il fatto di posare alla base su un deposito caotico e non su una successione stratigrafica completa di tipo Toscano od Umbro come invece accade per il Macigno e la Marnoso-arenacea. Tutto ciò ha portato, nel tempo, i diversi Autori a fornire numerose interpretazioni a riguardo del significato paleogeografico di questa Formazione, dei suoi rapporti tettonico-stratigrafici con le altre successioni torbiditiche di avanfossa e sull'appartenenza, o meno, di alcuni affioramenti arenacei a questa Formazione. Di seguito si cercherà, per quanto possibile sinteticamente, di trattare queste problematiche tenendo presente le diverse interpretazioni a partire dall'istituzione della Formazione da parte di Nardi & Tongiorgi (1962) fino ai dettagliati studi di stratigrafia fisica di Andreozzi e coautori (1989, 1991, 1994, 1995) ed ai nuovi rilevamenti per la Carta Geologica d'Italia (Plesi et al. 2002a,b).

3.1 - LA SUCCESSIONE STRATIGRAFICA DEL MONTE CERVAROLA

I depositi che vengono classicamente attribuiti a questa successione sedimentaria costituiscono per molti Autori una fascia di affioramenti disposti ad arco ed estesi all'incirca in direzione NW-SE, dalla finestra tettonica di Bobbio nell'Appennino piacentino fino nei pressi del Lago di Corbara (prov. di Terni), per una distanza di circa 350 Km (fig. 3.1A) (Giannini & Tongiorgi, 1962; Nardi, 1965; Dallan & Nardi, 1974; Boccaletti e Coli, 1982; Boscherini et al., 1982; Guenther & Reutter, 1985; Bettelli et al., 1987; Abbate & Bruni, 1989). Per altri (Plesi, 1975a; Costa et al., 1998) invece il bacino avrebbe un'estensione assai più limitata e non oltrepasserebbe, almeno per le facies arenacee, la zona del Mugello (fig. 3.1B). Dal punto di vista litostratigrafico la successione delle Arenarie del Cervarola, così come definita nella località tipo nell'Appennino modenese, comprende differenti litotipi i quali vengono separati, nella cartografia ufficiale più aggiornata (Plesi et al. 2002a), in diverse Formazioni i cui rapporti stratigrafici non sono tutt'oggi ancora ben definiti. Alla successione delle Arenarie del Cervarola della località tipo (attualmente indenticata nella sezione di Torre dell'Amorotto, presso Civago in provincia di Reggio Emilia) appartengono:

Le Marne di Civago –Definite per la prima volta da Ghelardoni et al. (1965), esse sono marne o marne siltose di colore grigio ad elevato contenuto in silice nelle quali, localmente, vi sono

intercalati strati arenacei gradati e lateralmente discontinui. All'interno della Formazione sono intercalati orizzonti di potenza plurimetrica di breccie grossolane poligeniche (breccie del Rio Rumale) ad elementi argillitici e calcarei di origine ligure, interpretati come depositi da debris flow (Plesi et al. 2002b). La formazione viene attribuita all'Aquitaniense.

La Formazione di Serpiano – Si tratta di una successione sedimentaria caratterizzata da strati sottili siltitici o di arenaria fine ad elevato contenuto in silice, interpretati da Plesi et al. (2002b) come depositi torbiditici di margine di bacino.

Le Arenarie del Monte Cervarola – Si tratta di una successione torbiditica silicoclastica caratterizzata da strati arenacei gradati dello spessore variabile da pochi centimetri ad alcuni metri. Gli studi di stratigrafia fisica compiuti sulla Formazione da parte di Andreozzi (1989) hanno permesso di riconoscere all'interno di essa almeno tre sistemi torbiditici: Fellicarolo-Dardagna, Torre Amorotto e Scoltenna (Andreozzi et al., 1995). In base agli studi sui nannofossili calcarei viene definita un'età Aquitaniense-Burdigaliana (Andreozzi, 1989; Plesi et al. 2002b).

Esistono altre Formazioni nell'Appennino settentrionale non direttamente correlabili alla Successione del Cervarola della località tipo (definita per la cartografia più recente nella sezione di Torre dell'Amorotto presso Civago) ma che presentano simili caratteristiche sedimentologiche e di età. Per queste formazioni viene ipotizzata l'appartenenza ad una stessa successione sedimentaria, comunemente definita Successione del Monte Cervarola. Un primo gruppo di queste Formazioni affiora in finestre tettoniche poste a NW della località tipo delle arenarie del Cervarola e comprende: le **Arenarie della confluenza Aveto-Trebbia**; le **Arenarie di San Salvatore**, affioranti nella finestra tettonica di Bobbio; le **Arenarie del Monte Zuccone** e di **Pracchiola**, affioranti nelle omonime finestre tettoniche (Catanzariti et al., 2002; Plesi et al., 1998; Costa et al., 1989, Mutti & Ghibaudo, 1972). Un secondo gruppo comprende le Formazioni marnoso-arenacee che affiorano estesamente a SE della località tipo e possono essere così elencate: **Arenarie dello Scoltenna**; **Arenarie del Torrente Carigiola**; **Formazione di Stagno**; **Formazione dell'Acquerino**; **Marne di Vicchio** ed **Arenarie del Monte Falterona** (Di Giulio et al., 2013; Bettelli et al., 2002; Catanzariti et al., 2002; Aruta, 1994; Bertacchini, 1992; Guenther & Reutter, 1985).

La difficoltà nell'inquadrare i diversi affioramenti arenacei appartenenti al dominio esterno Tosco-Umbro deriva dal fatto che essi appartengono geneticamente allo stesso bacino sedimentario, migrante nel tempo, identificabile nell'avanfossa appenninica. Si tratta di un'avanfossa allungata in direzione NW-SE i cui apporti di sedimento derivano principalmente dallo smantellamento della

catena alpina in sollevamento. Essa è sviluppata tra il fronte del prisma orogenico appenninico in propagazione verso NE, che ne delimita il margine interno, e la rampa esterna costituita dalla successione Tosco-Umbra, flessa, in via di subduzione (fig. 3.2). I recenti studi stratigrafici di dettaglio condotti sui depositi di avanfossa della Marnoso-arenacea (Tinterri & Tagliaferri, 2015; Tinterri & Muzzi Magalhaes, 2011; Muzzi Magalhaes e Tinterri, 2010) e del Macigno costiero (Cornamusini, 2004 a,b) hanno dimostrato che quella appenninica è un'avanfossa di tipo complesso nel senso di Ricci Lucchi (1986) (fig. 3.3). Questa avanfossa viene infatti separata in vari sub-bacini o elementi strutturali a seguito della propagazione sinsedimentaria dei principali fronti di accavallamento (Van Wamel & Zwart, 1990; De Donatis & Mazzoli, 1994 e Lucente, 2004). Per questa caratteristica di essere delimitati al fronte e al retro da alti morfologici relazionati a superfici di accavallamento (thrust) i sub-bacini vengono anche definiti bacini tipo piggy-back (Ori & Friend, 1984). Essendo l'avanfossa appenninica delimitata al margine interno dal cuneo orogenico in propagazione, risulta chiaro che i sedimenti in essa deposti vengono progressivamente ricoperti dalle Unità alloctone Liguri divenendo anch'essi parte del prisma di accrezione. A seguito di questo fenomeno l'avanfossa, posta sempre al fronte della catena in propagazione verso est, accoglie successioni sedimentarie progressivamente più giovani mentre le più antiche diventano parte del prisma d'accrezione. Le arenarie afferenti alla Successione del Cervarola, così come quelle più interne del Macigno, risultano ad uno stadio molto evoluto di questo processo di inglobamento all'interno del prisma ed appaiono oggi smembrate in diverse unità tettoniche (Chicchi & Plesi 1991b,) delimitate da superfici di thrust (fig. 3.4). E' possibile immaginare che questi "thrusts", nei loro primi stadi di sviluppo, potessero definire i sub-bacini all'interno dell'avanfossa in riempimento. Dal quadro sopra esposto risulta chiara la difficoltà di inserimento dei diversi affioramenti arenacei, spesso molto simili per facies e composizione, alla giusta avanfossa appenninica (Macigno, Cervarola o Marnoso-arenacea?) quando gli originari rapporti geometrici vengono scombinati e il record biostratigrafico, per un'accurata datazione, risulta insufficiente.

3.2) I RAPPORTI TRA LA SUCCESSIONE DEL CERVAROLA E LE ALTRE SUCCESSIONI DI AVANFOSSA

La situazione già di per se molto complessa esposta sopra, risulta ancor più complicata per la Successione del Monte Cervarola per il fatto che essa appoggia (almeno nella località tipo e negli altri affioramenti da noi presi in esame) non al di sopra di una successione stratigrafica completa di tipo Toscano od Umbro-Marchigiano, come accade per il Macigno e la Marnoso-arenacea, ma al di sopra di una Formazione caotica di difficile interpretazione. Questa Formazione (F. di Pievepelago) si trova, a sua volta, geometricamente al di sopra della successione torbiditica delle Arenarie di

Monte Modino caratterizzata da una successione basale a “marne ed olistostromi” (fig. 3.5). L'insieme di queste Formazioni costituisce classicamente l'Unità tettono-stratigrafica Modino-Cervarola che si trova regionalmente interposta tra le unità del dominio Toscano e quelle del dominio Umbro. L'originaria posizione paleogeografica ed il significato dell'Unità Modino-Cervarola costituiscono, tutt'ora, una delle principali questioni non ancora completamente risolte dell'Appennino settentrionale.

L'unità Modino-Cervarola risulta così organizzata.

Alla base è presente la **successione basale delle Arenarie del Monte Modino** che contiene, dal basso verso l'alto:

- Terreni ad affinità ligure e subligure ad assetto caotico (Successioni argillose pre-campaniane, Flysch dell'Abetina Reale, Argille e Calcarei di Canetolo) di età cretaceo-eocenica.
- Una successione marnosa, con intercalati livelli arenacei, dell'Eocene sup-Oligocene inf. (Argille di Fiumalbo).
- Marne di Marmoreto (Oligocene)

Stratigraficamente al di sopra di questa successione posano le **Arenarie di Monte Modino**, successione torbiditica silicoclastica di età Chattiano-Aquitano (fig. 3.5).

Intercalata tra queste e la sovrastante Successione delle Arenarie del Cervarola (Aquitano-Burdigaliano) si trova la **Formazione** (Nardi, 1965) o **sotto-Unità** (Plesi et al., 2002) di **Pievepelago**. Si tratta di un'Unità molto deformata nel quale si possono riconoscere a seconda delle zone: terreni ad affinità ligure in facies di olistostromi (Successioni argillose con calcari pre-campaniane e Flysch dell'Abetina Reale), elementi della successione basale delle Arenarie del Monte Modino (Argille di Fiumalbo e Marne di Marmoreto), marne alternate a livelli di arenaria fine definiti Arenarie di Valleorsara (Plesi et al. 2002)

La sovrastante successione delle **Arenarie del Cervarola** è caratterizzata alla base dai depositi marnoso-siltosi delle Marne di Civago mentre al tetto essa viene ricoperta, nell'area interna affiorante nell'Appennino Emiliano, da un corpo roccioso di argille con calcari dall'aspetto caotico appartenente all' **Unità di Sestola-Vidiciatico**. Specificiamo che in questo lavoro il termine Unità di Sestola-Vidiciatico viene utilizzato nell'accezione dei primi Autori (vedasi Reutter, 1969): cioè per indicare i primi sedimenti che ricoprono le Arenarie del Cervarola. Puntualizzazione necessaria essendo lo stesso termine stato recentemente utilizzato da Remitti et al. (2010) per indicare

l'insieme delle unità che costituiscono la zona di taglio compresa tra i depositi di avanfossa e le Unità alloctone Liguri.

Nell'area esterna, affiorante nell'Appennino Tosco-Romagnolo, la successione del Cervarola "sfumerebbe", tramite l'interposizione delle Arenarie del Falterona, ai più giovani sedimenti della Marnoso-arenacea senza l'intercalazione dell'Unità di Sestola-Vidiciatico (Dallan & Nardi, 1974).

I contatti tra le varie successioni torbitiche dell'Unità Modino-Cervarola sono stati interpretati diversamente dai vari autori nel corso del tempo (Chicchi & Plesi, 1991a; Mutti et al., 1975). Un elenco delle principali interpretazioni proposte è schematizzato in fig. 3.6. In particolare risulta essere la diversa interpretazione del contatto tra le arenarie del Macigno, depositi di avanfossa appartenenti alla successione Toscana, e la sovrastante successione basale delle Arenarie di Monte Modino a condurre i diversi autori ad ipotesi differenti riguardo il significato geologico dell'Unità Modino-Cervarola.

Nardi & Tongiorgi (1962), Nardi (1964) e successivamente Guenther & Reutter (1985) riconoscono all'interno dell'Unità Modino-Cervarola un'unica successione sedimentaria (fig. 3.7). Secondo questi autori le Arenarie di Monte Modino e di Monte Cervarola rappresenterebbero la ripresa della sedimentazione del Macigno dopo l'interruzione della deposizione torbidityca dovuta alla messa in posto degli olistostromi ad affinità ligure (identificabili nella parte bassa della successione basale di Monte Modino e nella Formazione di Pievepelago) e delle associate marne siltose di "drappeggio emipelagico" (Marne di Marmoreto e Marne di Civago). Questa ipotesi è stata mano a mano scartata a seguito del lavoro di Reutter & Schlueter (1968), nel quale viene individuata, per la prima volta, l'età Eocenica delle Argille di Fiumalbo, concordemente riconosciute come la base stratigrafica delle Arenarie di Monte Modino. L'età Eocenica delle Argille di Fiumalbo, per altro confermata nei recenti lavori di biostratigrafia (Plesi et al. 2002; Mochi et al., 1996), esclude la possibilità della continuità sedimentaria tra l'Arenaria Macigno e le Arenarie del M. Modino essendo il "Macigno" di età Oligocenico superiore-Aquitania. Il contatto tra il Macigno e la Successione Modino-Cervarola risulterebbe quindi, per molti autori, di origine tettonica. Negli ultimi 40 anni, come schematizzato in fig. 3.6, sono state date molte interpretazioni sul significato di questo contatto e sull'originaria posizione paleogeografia delle Arenarie di Monte Modino e del Cervarola (Abbate & Bruni, 1989; Bettelli et al., 1987; Plesi, 1975; Reutter & Schlueter, 1968; Baldacci et al. 1967). Per semplicità tratteremo qui dell'ipotesi accettata nell'ultima edizione della cartografia geologica ufficiale (Plesi et al. 2002b), si tratta dell'ipotesi proposta da Plesi già nel 1975 e successivamente rivista e leggermente modificata dallo stesso autore e colleghi (Plesi et al., 2000; Costa et al. 1998, Chicchi & Plesi, 1991).

Quest'ipotesi prevede che le Arenarie di Monte Modino rappresentino un equivalente interno delle Arenarie del Macigno, esse si sarebbero deposte tra Chattiano ed Aquitaniano sul lembo più esterno del prisma in accrescimento composto dalle Unità Liguri-Subliguri che, effettivamente, sono presenti nella successione basale delle Arenarie di Monte Modino. Mentre avveniva la sedimentazione delle arenarie, tutto il bacino del Modino con la sua successione basale, sarebbe sovrascorso al di sopra delle Arenarie del Macigno già sedimentate in un bacino più esterno (fig. 3.8). Secondo questa interpretazione il bacino del Modino rappresenterebbe dunque un bacino "satellite" di tipo "piggy back" rispetto al più esterno bacino di avanfossa che accoglieva le Arenarie del Macigno. Successivamente, tra Aquitaniano e Burdigaliano, le arenarie di Monte Modino sarebbero state ricoperte dall'olistostroma rappresentato dall'Unità di Pievepelago, base stratigrafica della porzione più interna del bacino del Cervarola (fig. 3.8). Sempre per questi Autori, più esternamente, la Successione del Cervarola appoggerebbe invece direttamente e con contatto stratigrafico (quindi senza interruzione di continuità data dalla Formazione di Pievepelago) sulle Arenarie del Macigno. Per la natura dei depositi arenacei Plesi et al. (2000) interpretano anche la parte interna del bacino del Cervarola, quella caratterizzata alla base dalla Formazione di Pievepelago, come un deposito da bacino ristretto tipo "piggy back".

3.3) LE ARENARIE DI MONTE CERVAROLA, CARATTERISTICHE STRATIGRAFICHE E COMPOSIZIONALI

Le caratteristiche stratigrafiche di questa successione torbiditica sono state messe in evidenza dai dettagliati lavori di stratigrafia fisica sviluppati da Andreozzi tra il 1989 e il 1996 nell'Appennino Emiliano nell'area compresa tra la Val Secchia a NW (alto Appennino reggiano) e la Valle del Limentra (Appennino bolognese) a SE. Il merito più grande di questi lavori è stato certamente quello di mettere in evidenza la presenza di preziosi strati guida indispensabili per definire l'appartenenza dei diversi affioramenti rocciosi alla stessa successione sedimentaria e per effettuare le correlazioni delle sezioni stratigrafiche. All'interno della successione sono stati riconosciuti tre sistemi torbiditici: Fellicarolo-Dardagna, Torre Amorotto e Scoltenna (fig. 3.9) (Andreozzi et al., 1995; Andreozzi & Di Giulio, 1994) ciascuno caratterizzato da specifiche associazioni di facies e petrofacies (Andreozzi & Di Giulio, 1994; Valloni et al., 2002). La Successione del Cervarola espone diverse tipologie di facies, composizioni e natura degli strati guida a NW e a SE della Val Scoltenna, in corrispondenza della quale viene ipotizzata la presenza di un lineamento tettonico trasversale alla catena appenninica denominato Linea di Pievepelago (Guenther & Reutter, 1985).

La Successione del Cervarola a NW della Val Scoltenna (Sistema di Torre dell'Amorotto)

In quest'area la Successione del Cervarola affiora essenzialmente in finestre tettoniche e risulta caratterizzata dal sistema torbiditico di Torre dell'Amorotto equivalente del complesso strutturale A di Gunther & Reutter (1985) (fig. 3.9). Si tratta di una successione torbiditica spessa circa 700m costituita essenzialmente da una litofacies arenaceo-conglomeratica caratterizzata da strati spessi o molto spessi con geometrie lenticolari alternati a pacchi di strati sottili di arenaria fine-silt. Gli strati espongono paleocorrenti provenienti dai quadranti nord occidentali ed una composizione di provenienza alpina (Mezzadri & Valloni, 1981; Valloni et al. (2002). Il sistema in questione posa al di sopra di una successione marnoso-siltosa che viene interpretata da Andreozzi et al.(1995) come l'equivalente del sistema Fellicarolo-Dardagna affiorante estesamente a SE della Val Scoltenna. Nel sistema di Torre dell'Amorotto la sedimentazione "normale" viene interrotta dalla presenza di megastrati, utilizzabili come strati guida, dello spessore variabile dai 3 ai 30 m costituiti da paraconglomerati contenenti clasti ignei, metamorfici e sedimentari oltre che enormi lembi di pacchi di strati arenaceo-pelitici strappati dal substrato. Il lavoro svolto in questo dottorato di ricerca si è incentrato proprio sul sistema torbiditico di Torre Amorotto nell'area a NW della Val Scoltenna, le caratteristiche del sistema torbiditico e degli strati guida verranno quindi descritte in dettaglio nei capitoli successivi. In quest'area la sedimentazione cessa bruscamente all'interno del sistema di Torre dell'Amorotto a seguito della messa in posto dell'Unità di Sestola-Vidiciatico. L'originale contatto con questa unità, per quanto risulti essere tettonizzato dai successivi eventi deframmentativi che hanno portato le unità alloctone a sovrascorrere totalmente al di sopra delle Arenarie del Cervarola, appare di tipo stratigrafico (vedasi anche Andreozzi, 1989).

La Successione del Cervarola in Val Scoltenna (Sistema di Torre dell'Amorotto + Sistema Scoltenna)

Negli affioramenti della Val Scoltenna è visibile il passaggio di litofacies tra il sistema torbiditico di Torre dell'Amorotto, descritto in precedenza, e il sovrastante sistema dello Scoltenna caratterizzato essenzialmente da una litofacies arenaceo-pelitica in strati sottili spessa circa 150m (figg. 3.9-3.10). Il limite tra i due sistemi viene interpretato da Andreozzi (1991) come una discordanza di origine tettonica. Gli studi petrografici condotti da Valloni et al. (2002) hanno messo in evidenza composizioni leggermente diverse tra il sistema di Torre degli Amorotti, appartenente all'unità petrografica inferiore (LPU) e il sistema dello Scoltenna, appartenente all'unità petrografica superiore (UPU) (fig. 3.11 C). Le due unità petrografiche sono definite sulla relativa abbondanza di Litici metamorfici + Litici vulcanici e Litici sedimentari+carbonati (fig. 3.11 A). Secondo Valloni et al. (2002) il cambio composizionale tra le due petrofacies indicherebbe importanti variazioni nel

paleodrenaggio. In sostanza, il cambio petrografico indicherebbe un sollevamento di parte dell'avanfossa in grado di determinare la riconfigurazione geografica delle aree di alimentazione (fig. 3.11 C). L'unità petrografica inferiore rappresenta provenienze da aree relativamente grandi, poste a nord, nell'area di sutura collisionale alpina. L'unità petrografica inferiore rappresenterebbe invece provenienze da aree relativamente più piccole poste sulla catena appenninica con detrito che comunque continua ad essere immesso nel bacino da posizione apicale. Tra i sistemi di Torre dell'Amorotto e della Val Scoltenna sono inoltre stati documentati da Andreozzi et al. (1995) 4 strati a composizione vulcanoclastica utilizzabili come livelli guida.

La Successione del Cervarola a SE della Val Scoltenna (Sistema Fellicarolo-Dardagna)

In quest'area affiora estesamente il sistema torbiditico Fellicarolo-Dardagna descritto accuratamente da Andreozzi & Di Giulio (1994) tramite la misurazione e la correlazione di due sezioni stratigrafiche poste in Val Fellicarolo e Val Dardagna (fig. 3.9). La base del sistema è costituita da un livello ad argille nere (dark shales) all'interno delle quali si è impostato un livello di scollamento che divide il Sistema Fellicarolo-Dardagna dal sottostante corpo roccioso arenaceo identificato come Arenaria Macigno da Sagri (1971) o come Arenarie del M. Falterona (Boccaletti & Coli, 1982). Il sistema è essenzialmente costituito da strati sottili-medi di arenaria fine caratterizzati da geometrie piano parallele ed una grande continuità laterale, interpretabili come depositi di piana bacinale. La successione mostra un trend thinning-upward ed uno spessore di almeno 1200m. All'interno della successione sono inoltre riconoscibili quattro megastrati, dallo spessore variabile dai 12 ai 21 metri, utilizzati come livelli guida. Tre di questi megastrati (Elisa, Fellicarolo1 e Fellicarolo 2) hanno composizione silicoclastica di tipo alpino, mentre il quarto (Sandra) è caratterizzato da una composizione carbonatica del tutto paragonabile, come composizione, alle colombine della Marnoso-arenacea.

Inserendo le composizioni dei due principali sistemi torbiditici (Torre dell'Amorotto e Fellicarolo-Dardagna) appartenenti alla successione del Cervarola nell'evoluzione composizionale del detrito dell'avanfossa appenninica nell'Oligo-Miocene, appare evidente come le Arenarie del Cervarola si inseriscano perfettamente nel trend registrato a scala regionale occupando il gap tra l'insieme Macigno-Modino e la Marnoso-arenacea (Andreozzi & Di Giulio, 1994; fig. 3.11B). In particolare, le composizioni del sistema Torre dell'Amorotto ricadono in un campo affine all'Arenaria Modino e al Macigno sommitale, mentre quelle del sistema Fellicarolo-Dardagna si inseriscono tra quest'ultime e le composizioni di provenienza alpina della Marnoso-arenacea (fig. 3.11B).

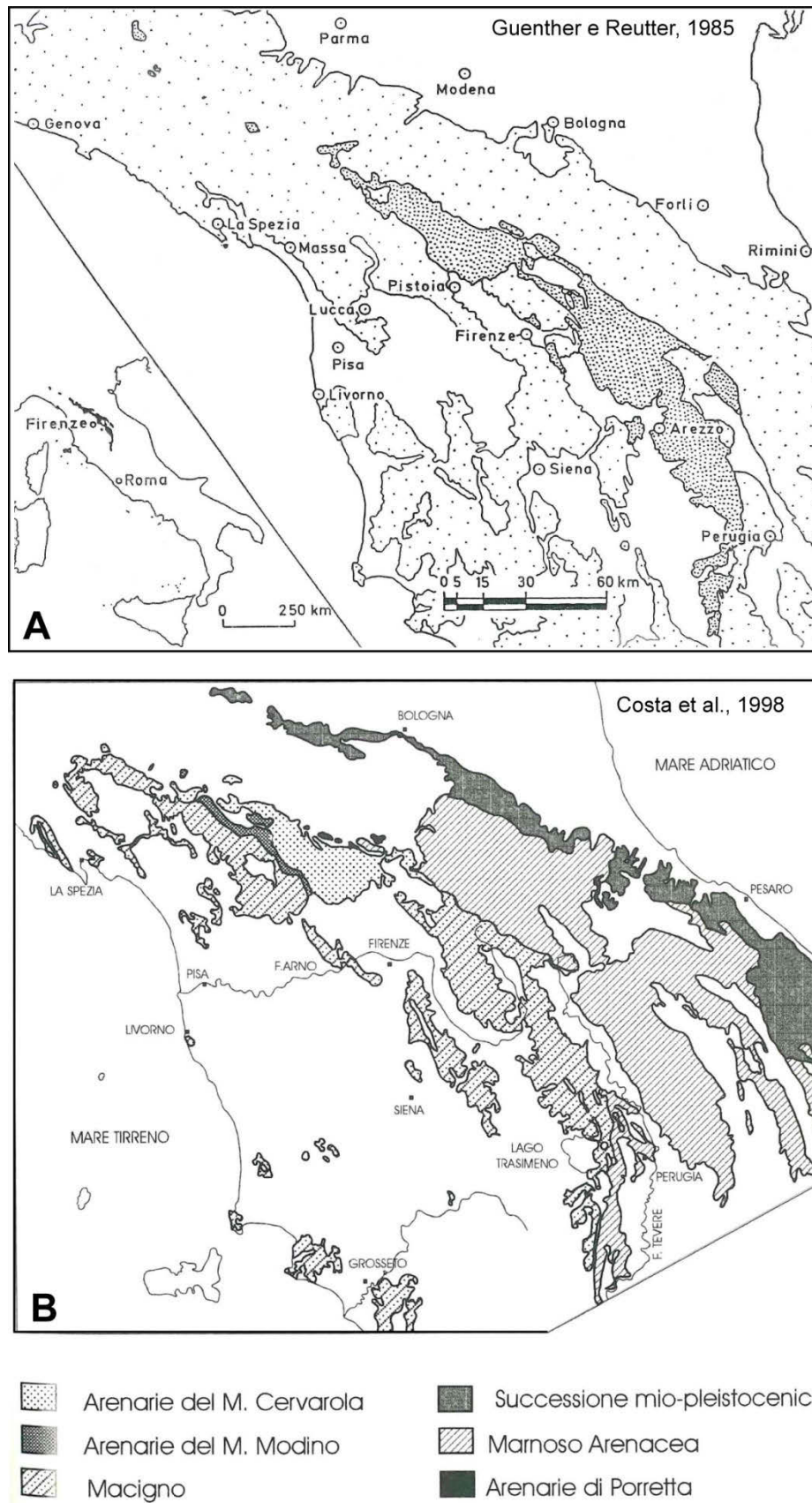


Fig. 3.1) A- Estensione geografica dei terreni appartenenti all'Unità tettonica Modino-Cervarola secondo Guenther & Reutter (1985). B -Estensione delle Arenarie del Monte Cervarola secondo Costa et al. (1998).

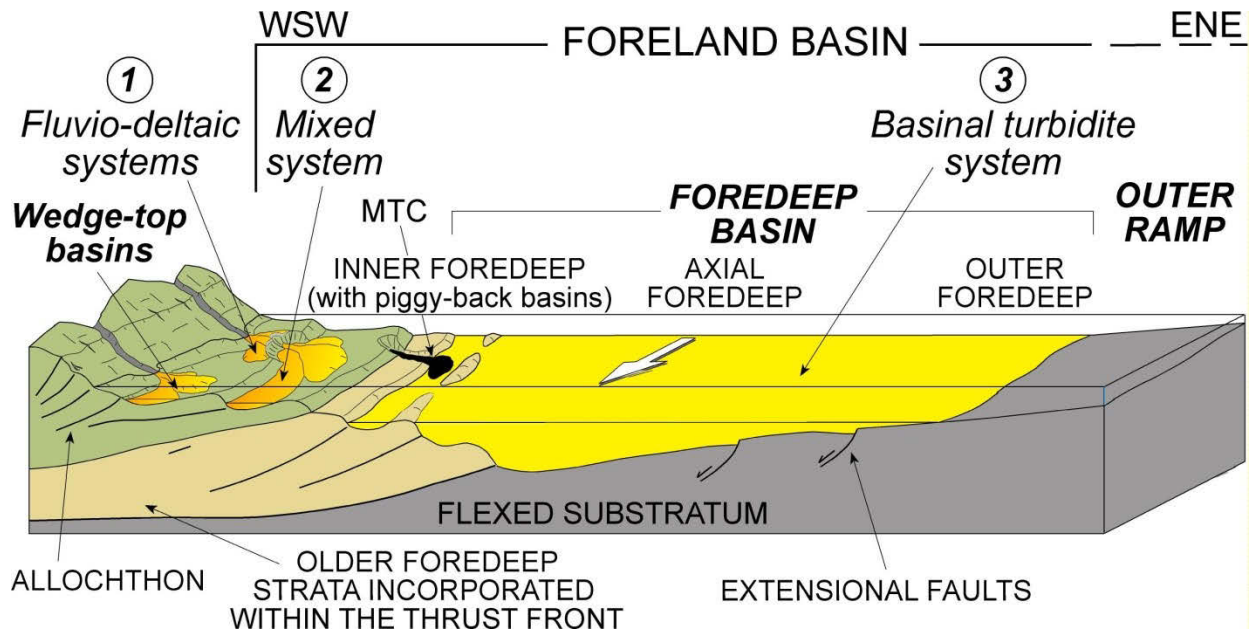


Fig. 3.2) Schema con i principali elementi strutturali di un'avanfossa di tipo appenninico (da Mutti et al., 2002).

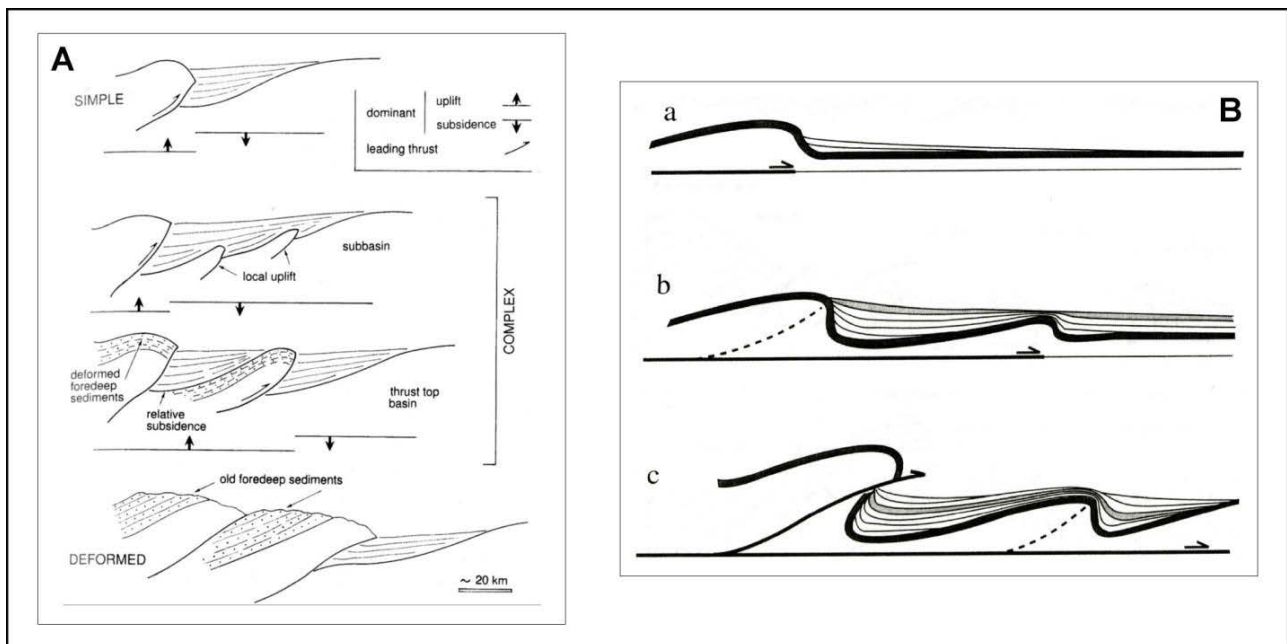


Fig. 3.3 - A) Esempi di avanosse complesse nel senso di Ricci Lucchi (1986) in Argnani & Ricci Lucchi (2001). B) Schema mostrante la formazione di alti strutturali e relativi depocentri all'interno di una avanosse complessa (da De Donatis & Mazzoli, 1994).

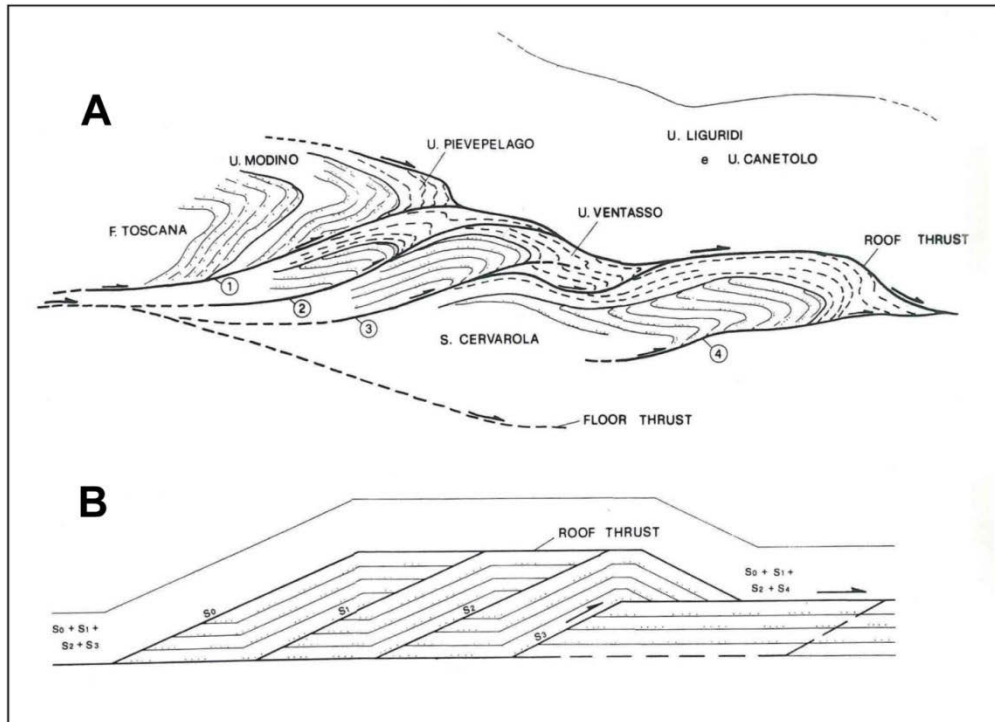


Fig. 3.4) A- Rappresentazione schematica generale della struttura dell'alto Appennino emiliano nell'area di affioramento della Successione del Cervarola (da: Chicchi & Plesi, 1991b). Si noti lo smembramento ed il conseguente accatastamento delle varie unità riconducibili alle successioni di avanfossa del Macigno, del Modino e del Cervarola. B- La struttura dell'Appennino Emiliano viene confrontata da Chicchi & Plesi (1991) con il modello a duplex proposto da Boyer & Elliot (1982).

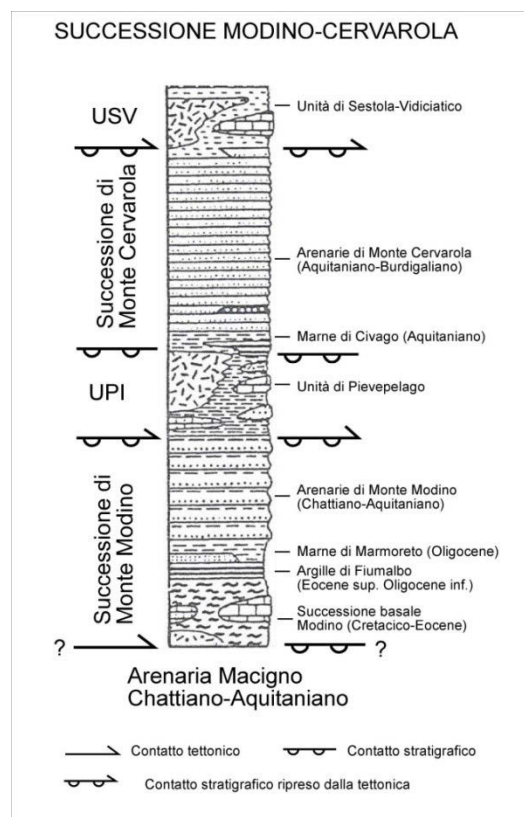
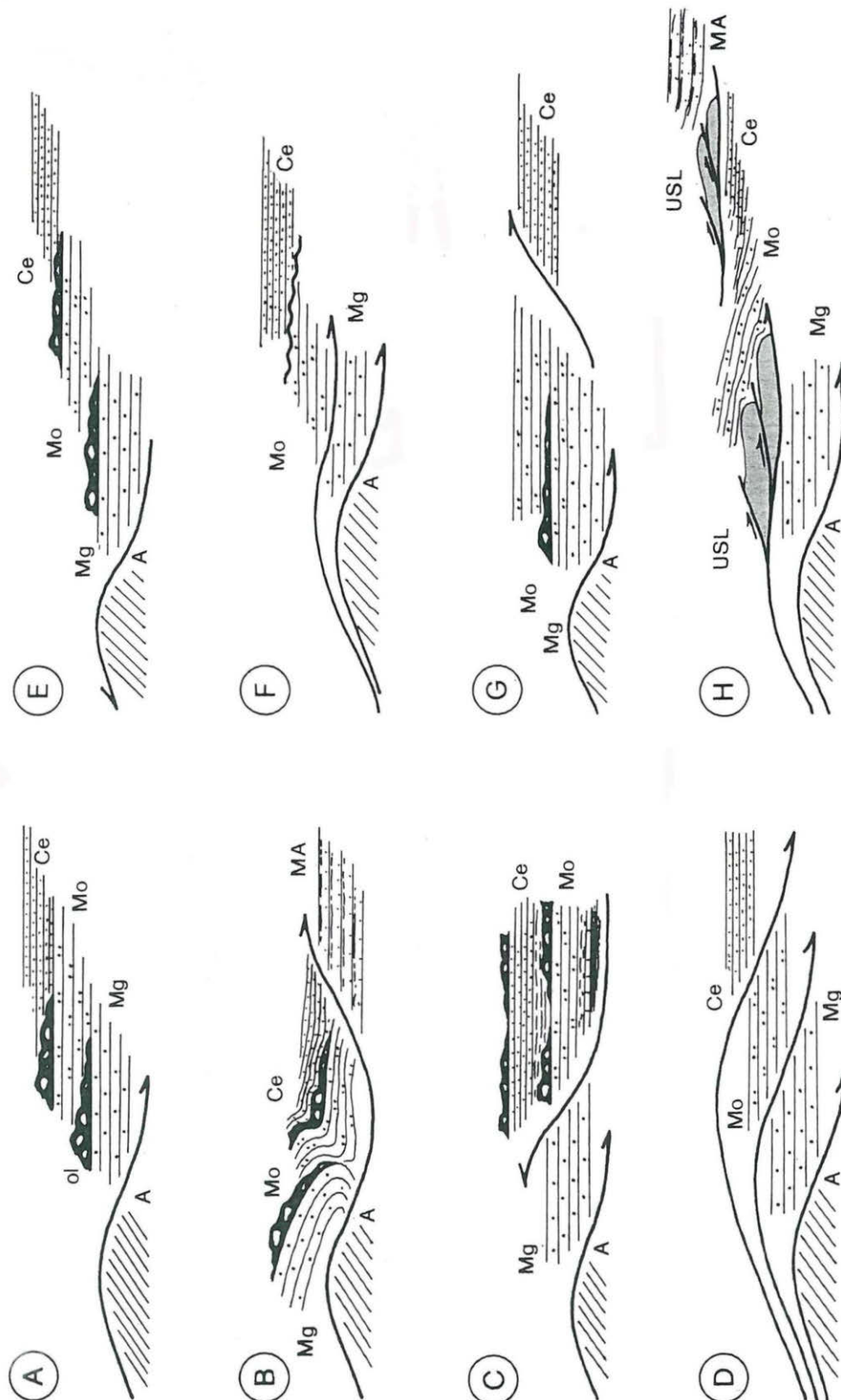
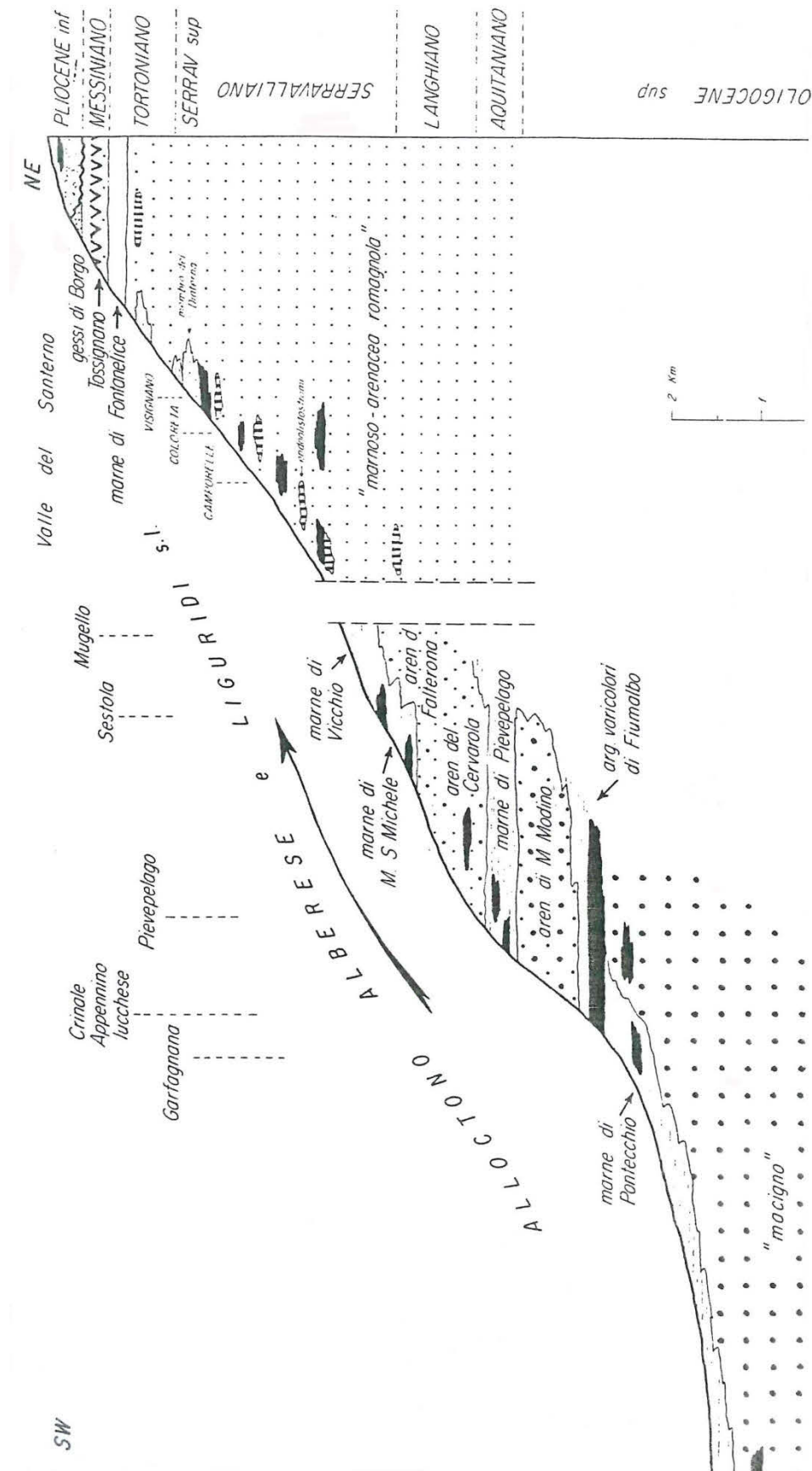


Fig. 3.5) Rappresentazione schematica della successione stratigrafica Modino-Cervarola con un'indicazione sulla tipologia dei contatti tra le varie unità. Modificata da Guenther & Reutter, 1985.



- Le principali ipotesi prospettate nella letteratura circa la giacitura, i rapporti e l'origine paleogeografica delle Unità afferenti al Complesso di M. Modino-M. Cervarola. A) MERLA, 1952; NARDI, 1965; DALLAN NARDI & NARDI, 1974; B) ELTER, GIGLIA & TONGIORGI (in BALDACCINI *et al.*, 1967); C) PLESI, 1974, 1975; D) DALLAN NARDI & NARDI, 1979; BOCCALETTI *et al.*, 1980; F) MARTINI & PLESI, 1988; G) ABBATE & BRUNI, 1989; H) BETTELLI *et al.*, 1989.

Fig. 3.6) Le principali ipotesi prospettate nella letteratura a riguardo dei rapporti e la posizione paleogeografica delle unità afferenti al complesso Modino-Cervarola. A: Apuane, Mg: Arenaria Macigno, Mo: Arenarie del M. Modino, Ce: Arenarie del M. Cervarola, MA: Marnoso-arenacea, USL: Unità Sestola-Vidiciatico, Ol: Olistostromi. Da: Chicchi & Plesi, 1991a.



Posizione stratigrafica degli allo-olistroni (in nero) nel « macigno », nelle « arenarie di M. Modino », nelle « arenarie del M. Cervarola-M. Falterona » e nella « marnoso-arenacea romagnola ».
 Da SW a NE essi si ritrovano dall'Oligocene sup. fino al Pliocene inf. e, insieme all'età del tutto delle successioni sottostanti l'Alloctono, datano la messa in posto di quest'ultimo.
 Per la situazione della Valle del Santerno, da BRUNI (1973), con modifiche.

Fig. 3.7) Interpretazione in chiave stratigrafica e gravitativa dei processi di chiusura della sedimentazione del Macigno, del Modino e del Cervarola che costituirebbero così un'unica successione sedimentaria. Da: Dallan & Nardi, (1972).

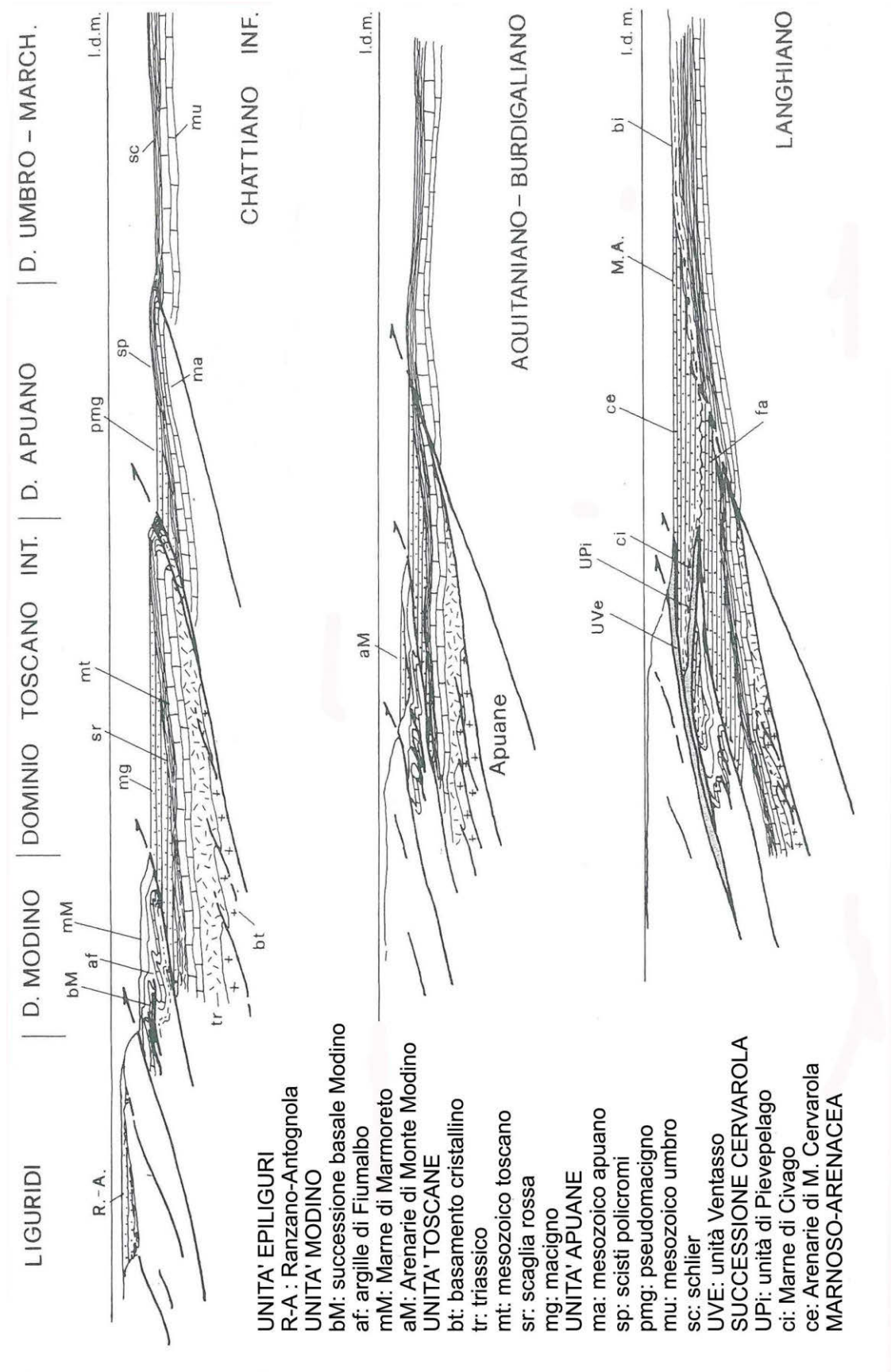


Fig. 3.8) Schema evolutivo dei Domini Toscano, di Monte Modino e del Cervarola in rapporto alla strutturazione degli Insiemi Ligure e Subligure e del Dominio Apuano. Modificata da Chicchi & Plesi, 1991a.

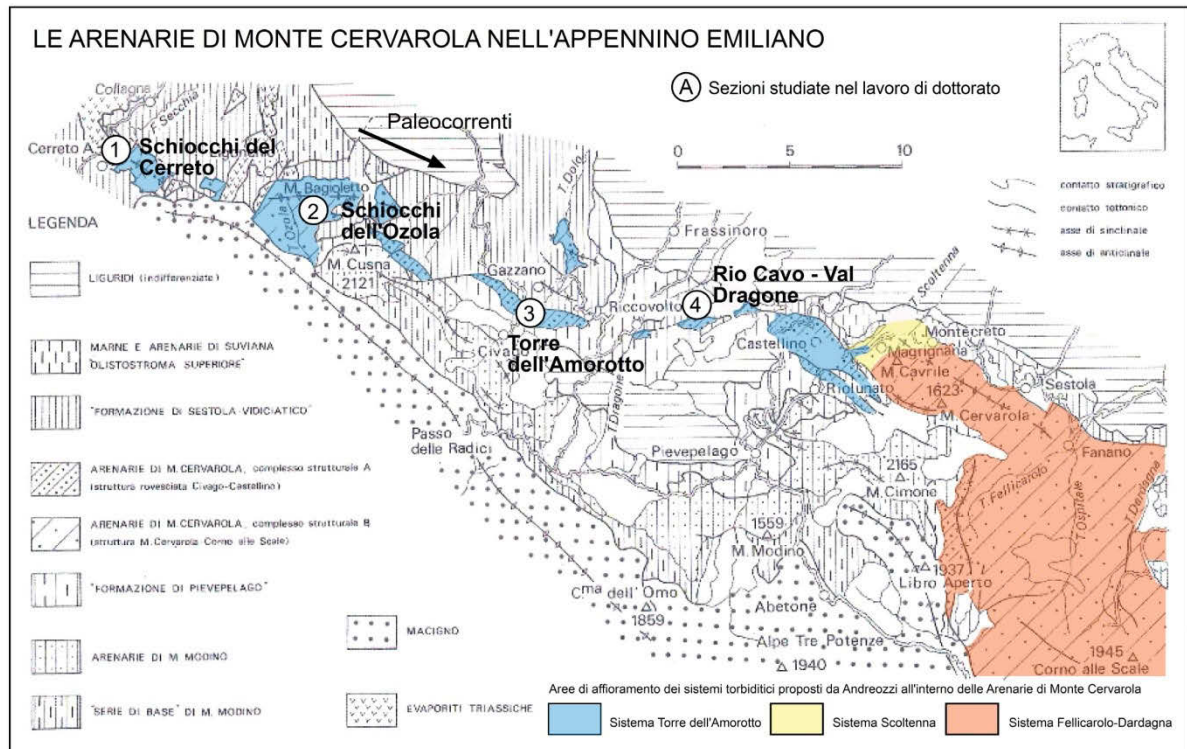


Fig. 3.9) Aree di affioramento dei sistemi torbiditici identificati all'interno delle Arenarie del Cervarola. Modificata da Andreozzi (1991), già modificata da Guenther & Reutter (1985).

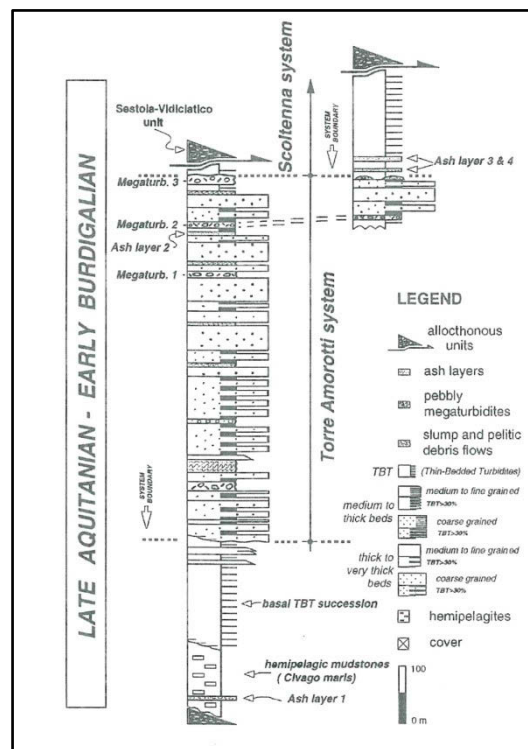


Fig. 3.10) Sezione stratigrafica schematica che rappresenta i rapporti geometrico-stratigrafici tra il sistema di Torre dell'Amorotto ed il sistema dello Scoltenna. Da Andreozzi et al. (1995).

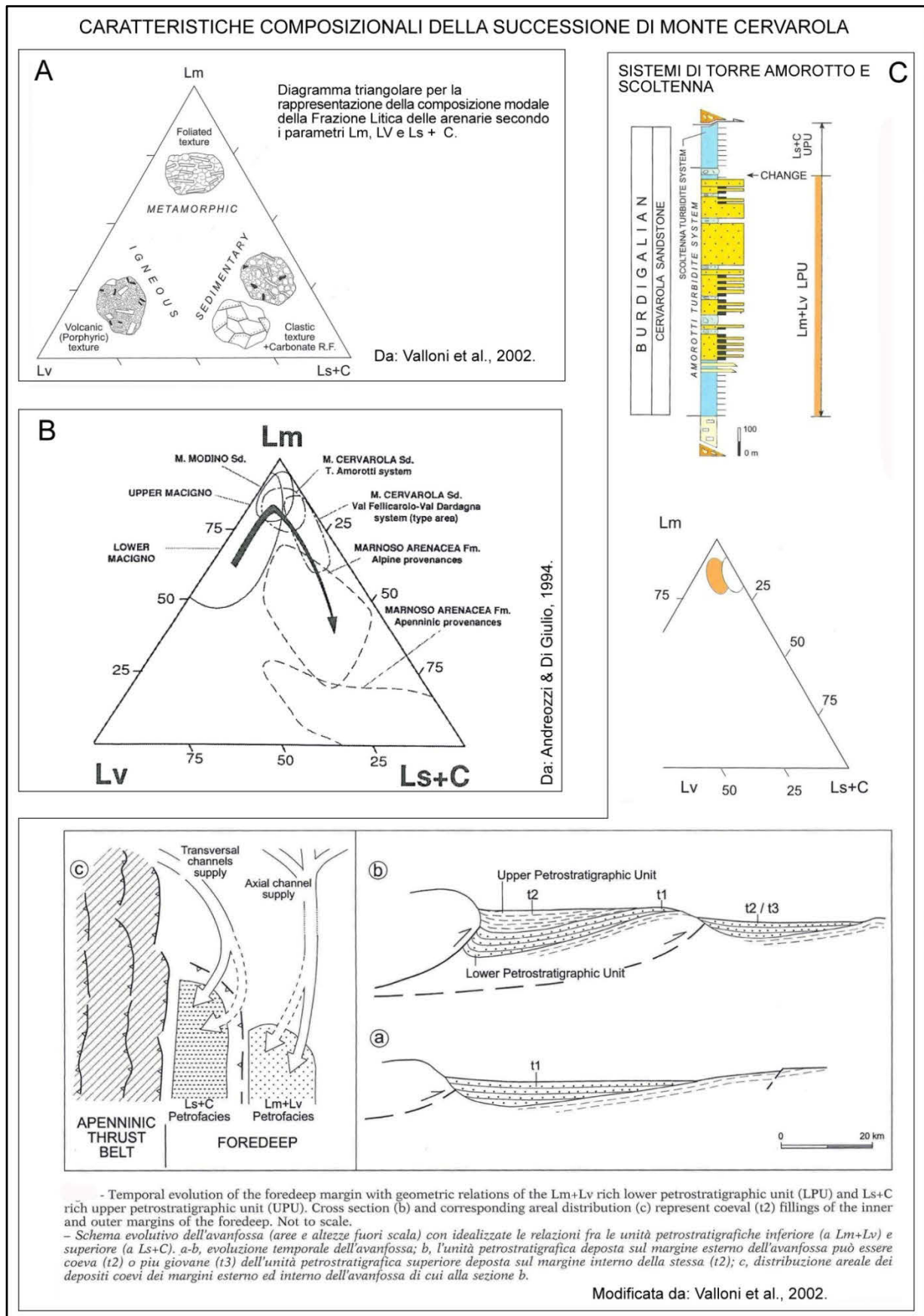


Fig. 3.11) A- Triangolo per la rappresentazione della composizione delle arenarie secondo i parametri LM, LV e Ls+C. B- Composizioni dei sistemi torbiditici Torre Amorotto e Scoltenna in relazione alle composizioni degli altri depositi di avanfossa Oligo-Miocenici. C- Variabilità composizionale tra i Sistemi Torre Amorotto e Scoltenna.

4) LE STRUTTURE CHE DEFORMANO LE ARENARIE DEL MONTE CERVAROLA

In questo capitolo verranno descritte le deformazioni che interessano le arenarie del Monte Cervarola nell'area studiata. A questo scopo sono state costruite 6 sezioni geologiche sulla base della cartografia alla scala 1:10.000 della Regione Emilia-Romagna integrate con dati raccolti durante i rilevamenti. L'area indagata è racchiusa tra l'alta Val Secchia a NW e la Val Scoltenna a SE (fig. 4.1, fig. 4.2 ed allegato1).

Le unità appartenenti alla Successione Modino-Cervarola sono caratterizzate da una tettonica intensa ed un edificio strutturale molto complesso. I complessi argillosi presenti alla base delle successioni torbiditiche hanno agito come livelli di scollamento preferenziali creando una situazione tettonica molto più complessa rispetto a quella osservabile nelle Formazioni del Macigno e della Marnoso-arenacea caratterizzate, alla base, da una successione mesozoica carbonatica (Guenther & Reutter, 1985).

In fig. 4.1 è possibile visualizzare la struttura dell'orogene appenninico nell'area indagata. Esso è costituito dall'impilamento di diverse unità tettoniche appartenenti all'insieme Tosco-Umbro che vengono sovrascorse dalle falde alloctone costituite dalle Unità Liguri e Subliguri (Plesi et al. 2002, Vescovi 2005).

I complessi rapporti geometrici tra le unità appartenenti al dominio Tosco-Umbro (Toscana, Modino, Pievepelago, Successione del Cervarola e Sestola-Vidiciatico) vengono sintetizzati nello schema presente nelle figure 4.1 e 4.2. Queste unità sono costituite essenzialmente da potenti successioni di arenarie torbiditiche (Arenaria Macigno, Arenarie di Monte Modino ed Arenarie di Monte Cervarola) intervallate da potenti depositi marnoso-argillosi (i.e., melanges basale della Successione di Monte Modino, Unità di Pievepelago ed Unità di Sestola-Vidiciatico) che hanno costituito livelli preferenziali di scollamento durante le fasi tettoniche (Guenther & Reutter, 1985). Ricordiamo che la Successione del Cervarola è caratterizzata, alla base, dall'Unità di Pievepelago che la divide dalle sottostanti Arenarie di Monte Modino, mentre, al tetto, è caratterizzata dall'Unità caotica di Sestola-Vidiciatico. L'Unità di Pievepelago è un'unità molto complessa ed intensamente deformata dalla tettonica. Essa è costituita da spesse porzioni marnose oligo-mioceniche con intervalli arenacei fini molto deformati (Arenarie di Valleorsara) e masse di materiale chiaramente esotico tipo olistostromi (Nardi & Tongiorgi, 1962; Reutter, 1969). Quest'unità è ben rappresentata nell'area di Pievepelago, dove ha uno spessore di circa 300-400m, mentre non è ben identificabile nell'alta Val Secchia (fig. 4.1).

L'area oggetto di studio può essere suddivisa in due settori ben distinti in base ai diversi rapporti geometrici tra l'Unità Modino (Arenarie di Monte Modino con la loro successione basale) e la Successione del Cervarola.

A- Un settore nordoccidentale (Val Secchia e Valle dell'Ozola) in cui le Arenarie del Cervarola vengono completamente sovrascorse da parte dell'Unità Modino, che, ricordiamo, è originariamente alla base della Successione del Cervarola.

B- Un settore sud Orientale (Val Dragone e Val Scoltenna) in cui non vi sono evidenze del sovrascorrimento delle arenarie appartenenti all'Unità Modino al di sopra della Successione del Cervarola, Unità Modino che si trova quindi, seppur molto deformata, nella originaria posizione stratigrafica.

Come vedremo, la diversità nei rapporti geometrici tra le diverse unità si ripercuote anche nelle strutture che deformano le Arenarie del Cervarola.

4.1) SETTORE NORD-OCCIDENTALE (A)

In quest'area, compresa tra la il fiume Secchia a NW ed il Monte Cusna a SE, parte dell'Unità Modino risulta essere sovrascorsa al di sopra delle Arenarie del Cervarola sino a ricoprirle completamente. Gli elementi "alloctoni" di Arenarie di Monte Modino sono rappresentati dagli affioramenti del Monte Ventasso, del Monte Cisa e di Ligonchio (fig. 4.1; Plesi et al., 2000; Vescovi, 2005). Tra l'Unità Modino sovrascorsa e le Arenarie del Cervarola è intercalata la particolare Unità tettonica delle Scaglie del Secchia (GSB in fig. 4.2): quest'ultima è caratterizzata da rocce evaporitiche triassiche della Formazione di Burano e lembi di metamorfiti e quarziti (Andreozzi et al., 1987, Chicchi & Plesi, 1991b; Lugli, 2004; Vescovi, 2005). Al di sopra di tutto l'impilamento tettonico qui descritto sono sovrascorse le Unità alloctone Liguri. In questo contesto è sorprendente notare come, in quest'area, il tetto della Successione del Cervarola appaia conservato e presenti le medesime caratteristiche in tutte le sezioni stratigrafiche studiate. Esso risulta caratterizzato da un complesso argilloso con calcari (AVC in fig. 4.2), appartenente all'Unità di Sestola-Vidiciatico, sul quale la deformazione prodotta dal sovrascorrimento delle unità sovrastanti è stata in grado di imprimere una caratteristica struttura "foliata" senza obliterare gli originali rapporti stratigrafici con la Successione del Cervarola.

In questo settore le Arenarie del Cervarola vengono esposte in finestra tettonica da una complessa struttura antiforale che si sviluppa lateralmente per circa 14 Km (fig. 4.1; Andreozzi et al., 1987;

Chicchi & Plesi, 1991), dalla finestra degli Schiocchi del Cerreto in Val Secchia (sezione A-A' in fig. 4.2) sino a quella degli Schiocchi dell'Ozola (sezione B-B' in fig. 4.2 e fig. 4.3). Questa struttura è caratterizzata da una direzione assiale variabile da N 136° nell'area del Cerreto a N 86° nell'area dell'Ozola (sezioni A-A', B-B', F-F' F'-F'' in fig. 4.2) ed è interessata da un importante sistema di faglie subverticali, aventi direzione SW-SE, che danno vita ad estesi settori tettonicamente ribassati (sezioni F-F', F'-F'' in fig. 4.2). Se si focalizza ora l'attenzione sulla struttura che espone la Successione del Monte Cervarola presso la finestra tettonica degli Schiocchi dell'Ozola (sezione B-B' in fig. 4.2 e fig. 4.3) si apprezzerà che qui sono delineabili due strutture antiformi; una posta a nord con direzione assiale E-W, più ampia e con sviluppo di un esteso fianco rovesciato, ed una posta a sud, meno ampia, con direzione assiale NW-SE ed il fianco settentrionale verticalizzato ma non rovesciato. Il margine meridionale della finestra risulta invece caratterizzato da un rovesciamento degli strati causato dallo sviluppo di una superficie di rampa a seguito del sovrascorrimento delle Unità Modino - Scaglie del Secchia al di sopra della Successione del Cervarola (Chicchi & Plesi, 1991). Dagli studi effettuati risulta essere proprio questa struttura più interna ad aver avuto uno sviluppo sinsedimentario, ben evidenziato nella sezione B-B' di fig. 4.2 dalle variazioni di facies e di spessore all'interno della Successione del Cervarola (vedasi anche il capitolo 8.3). Nella sezione B-B' di fig. 4.2 e in fig. 4.3 è possibile notare come l'anticlinale rovesciata venga interessata da una faglia verticale (Faglia di Casalino) che ribassa il blocco nord-occidentale di circa 200m. In corrispondenza di questa faglia le Arenarie del Cervarola sono state frammentate tanto da creare una fascia, della larghezza di circa 3-4m, definibile come breccia di faglia. Questa zona brecciata attualmente risulta essere molto cementata e presenta tipiche mineralizzazioni metallifere, prevalentemente a galena, che, in passato, sono state oggetto di un tentativo di sfruttamento (per ulteriori informazioni vedasi Scacchetti et al. 2015). Questa struttura appartiene al sistema di faglie subverticali ad andamento SW-NE, sopra introdotto, che deforma in modo pervasivo l'area posta nei dintorni degli Schiocchi dell'Ozola. Le sezioni F-F' ed F'-F'' di fig. 4.2, mettono in evidenza le faglie più importanti, quindi cartografabili, appartenenti a questo sistema. Dall'analisi di queste sezioni si può apprezzare che i rigetti verticali di queste faglie sono dell'ordine delle centinaia di metri ed interessano anche le unità (Scaglie del Secchia ed Unità Modino) che si trovano tettonicamente poste sotto delle Arenarie del Cervarola. Questo rapporto geometrico permette di definire che la fagliazione subverticale ad andamento anti-appenninico si è sviluppata successivamente al sovrascorrimento delle Unità Modino e Scaglie del Secchia al di sopra delle Arenarie del Cervarola. Inoltre, dall'analisi delle sezioni F-F' e F'-F'' risulta evidente come queste faglie si siano sviluppate in corrispondenza dell'area in cui avviene il cambio di orientazione (da NW-SE a E-W) dell'asse dell'anticlinale principale che deforma le Arenarie del

Cervarola. E' quindi ragionevole ipotizzare un legame genetico tra la torsione antioraria subita dalle Arenarie del Cervarola affioranti nella Val d'Ozola (Chicchi & Plesi, 1991c) e lo sviluppo del sistema di faglie subverticali ad andamento anti-appenninico.

In corrispondenza del Monte Cusna, posto all'estremità sud orientale del settore sopra descritto, le Arenarie del Monte Modino appaiono deformate secondo un'antiforme rovesciata vergente a nord-est che le porta a sovrascorrere, senza l'intercalazione delle Scaglie del Secchia, solo per un breve tratto al di sopra delle Arenarie del Cervarola (fig. 4.3). Questa struttura esposta al Monte Cusna si sviluppa verso SE per circa 10 Km sino al Passo delle Radici (fig. 4.1) (Nardi 1965, Guenther & Reutter, 1985; Chicchi & Plesi 1991 b; Plesi et al. 2002), e rappresenta la linea d'unione tra il settore appena descritto (A) ed il settore (B).

4.2) SETTORE SUD-ORIENTALE (B)

Questo settore non presenta evidenze del sovrascorrimento dell'Unità Modino al di sopra delle Arenarie del Cervarola. Quest'ultime affiorano, completamente verticalizzate o rovesciate, in una fascia compresa tra Monte Beccara (a NW) e la Val Scoltenna (a SE) e posta a nord della caratteristica placca di terreni alloctoni Liguri dell'Alpesigola e di Monte Sasso Tignoso (fig. 4.1). Presso Torre dell'Amorotto-Civago (sezione C-C' in fig. 4.2) la Successione del Cervarola risulta completamente verticalizzata ed è caratterizzata alla base, quindi a SW, da terreni argillosi con calcari (AVC), lembi di Flysch dell'Abetina Reale (ABT) e marne oligoceniche tipo Marmoreto (MMA) appartenenti all'Unità di Pievepelago. Quest'unità presenta qui uno spessore anomalo di circa 1000m, che potrebbe essere relazionato a raddoppi di origine tettonica (Fazzini, 1966; Reutter, 1969). Le argille con calcari (AVC) e lembi del Flysch dell'Abetina Reale sono presenti anche al tetto, quindi a NW, della Successione del Cervarola, ma, in questo caso, risultano appartenenti all'Unità di Sestola-Vidiciatico. La porzione meridionale della sezione C-C' (fig. 4.2) mostra le successioni delle Arenarie del Macigno (MAC) e del Modino (MOD), quest'ultima caratterizzata alla base da argille con calcari (AVC) e Marne di Marmoreto (MMA). Entrambe le successioni arenacee sono deformate secondo una struttura ad anticlinale rovesciata vergente verso NE. La struttura che deforma le Arenarie del Monte Modino, caratterizzata al nucleo dal complesso marnoso-argilloso basale del Modino, è parte della struttura ad antiforme rovesciata, già introdotta nel sottocapitolo precedente, che si sviluppa tra il Monte Cusna ed il Passo delle Radici (fig. 4.1). L'anticlinale che deforma le Arenarie del Macigno viene invece classicamente interpretata come il fronte della Falda Toscana che si può seguire dal Monte Orsaro, a NW, fino al Monte Cima

dell'Omo a SE (fig. 4.1) (Chicchi & Plesi, 1991b; Vescovi, 2005). Una relazione genetica tra le due strutture non può essere tuttavia esclusa, in particolare si potrebbe ipotizzare che le due strutture possano essere il risultato di un piegamento disarmonico dell'intera successione Macigno-Modino causato dalla presenza dell'intervallo argilloso alla base delle Arenarie di Monte Modino. In Val Dragone (sez. D-D' in fig. 4.2) le Arenarie del Cervarola appaiono rovesciate verso nord e sono caratterizzate alla base, quindi a S, da un potente livello intensamente deformato con litologie proprie dell'Unità di Pievepelago (ie: argille con calcari (AVC), Argille di Fiumalbo (FIU), Marne di Marmoreto (MMA) ed Arenarie di Valleorsara (VLR)), mentre al tetto, quindi verso nord, sono ricoperte da un complesso argilloso con calcari (AVC) appartenente all'Unità di Sestola-Vidiciatico. Dall'osservazione della sezione geologica costruita (D-D' di fig. 4.2) risulta evidente come in quest'area l'Unità di Pievepelago e la Successione del Cervarola vengano sovrascorse direttamente dalle Unità alloctone Liguri (Flysch di Monte Caio) e Subliguri (Arenarie di Petriagnicola) che formano l'isolata placca di terreni alloctoni dell'Alpesigola e di Monte Sasso Tignoso (fig. 4.1). L'ultima sezione (E-E' in fig. 4.2) è stata costruita nel versante idrografico sinistro della Val Scoltenna e mostra la Successione del Cervarola, qui rappresentata dalla Formazione di Serpiano, ripiegata più volte, scollata dal suo substrato e traslata verso nord-est a ricoprire in parte l'Unità Modino ed, in parte, un elemento più esterno della stessa Successione del Cervarola. E' ragionevole ipotizzare che l'originario substrato della Formazione di Serpiano potesse essere costituito dalle Arenarie di Monte Modino, affioranti tra Pievepelago e Riolutato, ora deformate secondo una complessa struttura positiva ricoperta da brandelli dell'Unità di Pievepelago (sez. E-E' di fig. 4.2). Il settore meridionale della sezione E-E' mostra la presenza delle Arenarie di Monte Modino con giacitura normale stratigraficamente ricoperte dall'Unità di Pievepelago. Tutto questo blocco risulta interessato, a NE, dallo sviluppo di un'importante faglia normale ad alto angolo, con andamento NW-SE, che ribassa il blocco meridionale da quello settentrionale costituito dal fianco rovesciato di una struttura antiforale sviluppata nelle Arenarie di Monte Modino (Nardi, 1964 a e b; Reutter, 1969). Le strutture che deformano le Arenarie del Monte Modino risultano assai più sviluppate in destra idrografica del torrente Scoltenna dove formano il rilievo del Monte Cimone (2165m), massima elevazione dell'Appennino Settentrionale (Nardi 1965, Reutter 1969). Nell'area della Val Scoltenna viene descritta in letteratura (Ghelardoni, 1964; Guenther & Reutter, 1985) la presenza di un lineamento tettonico trasversale all'Appennino (la Linea di Pievepelago) in grado di dislocare, con movimento sinistro, di circa 8-10 km tutte le strutture appartenenti alla falda Toscana e alla Successione Modino-Cervarola (Guenther & Reutter, 1985). I dati raccolti in questo lavoro permettono di ipotizzare un'attività sinsedimentaria di questa struttura trasversale durante la sedimentazione delle Arenarie del Cervarola (vedasi capitolo 9).

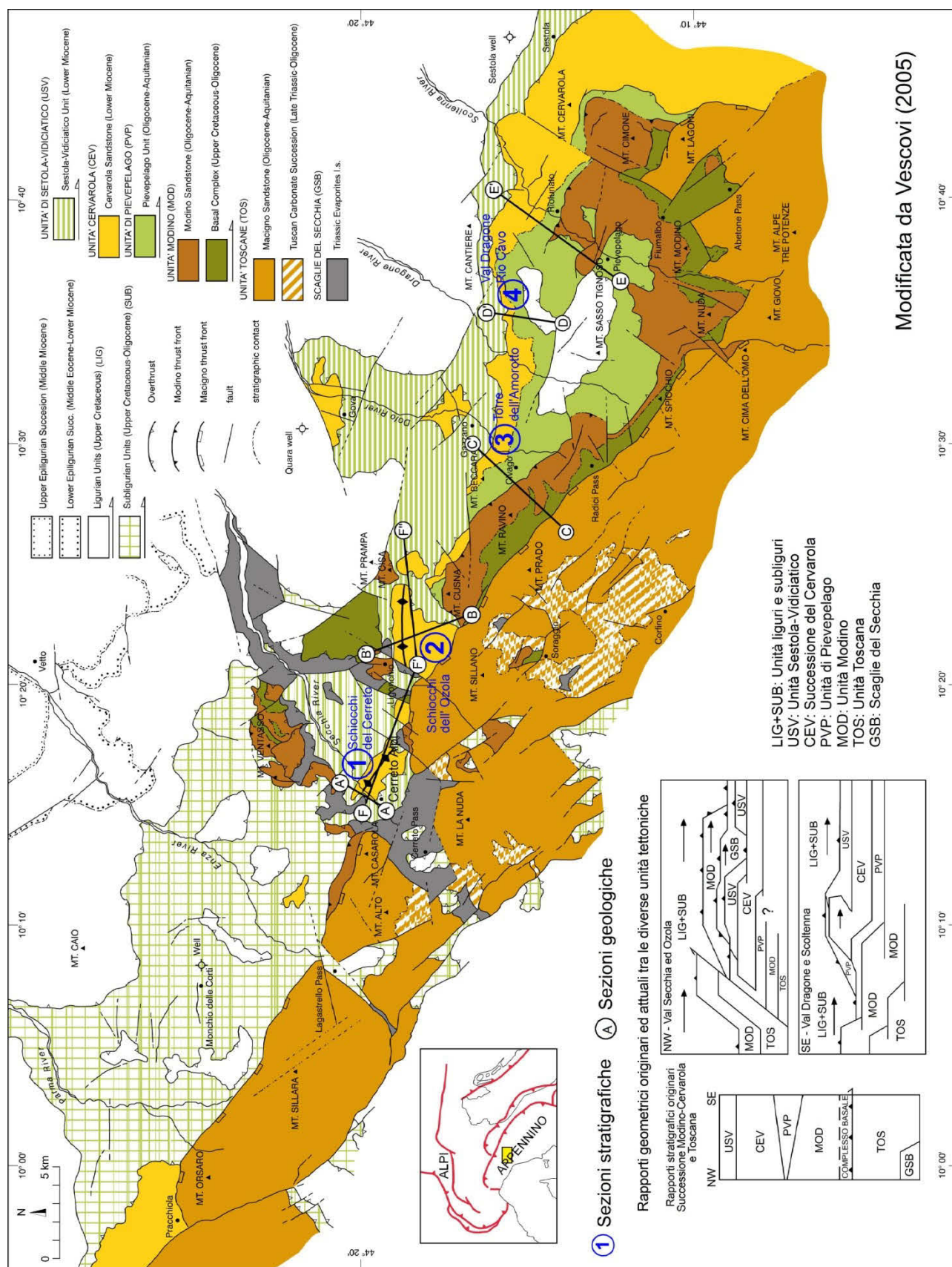


Fig. 4.1) Carta geologica dell'Appennino Emiliano con l'ubicazione delle sezioni geologiche e delle sezioni stratigrafiche misurate. Modificata da Vescovi (2005)

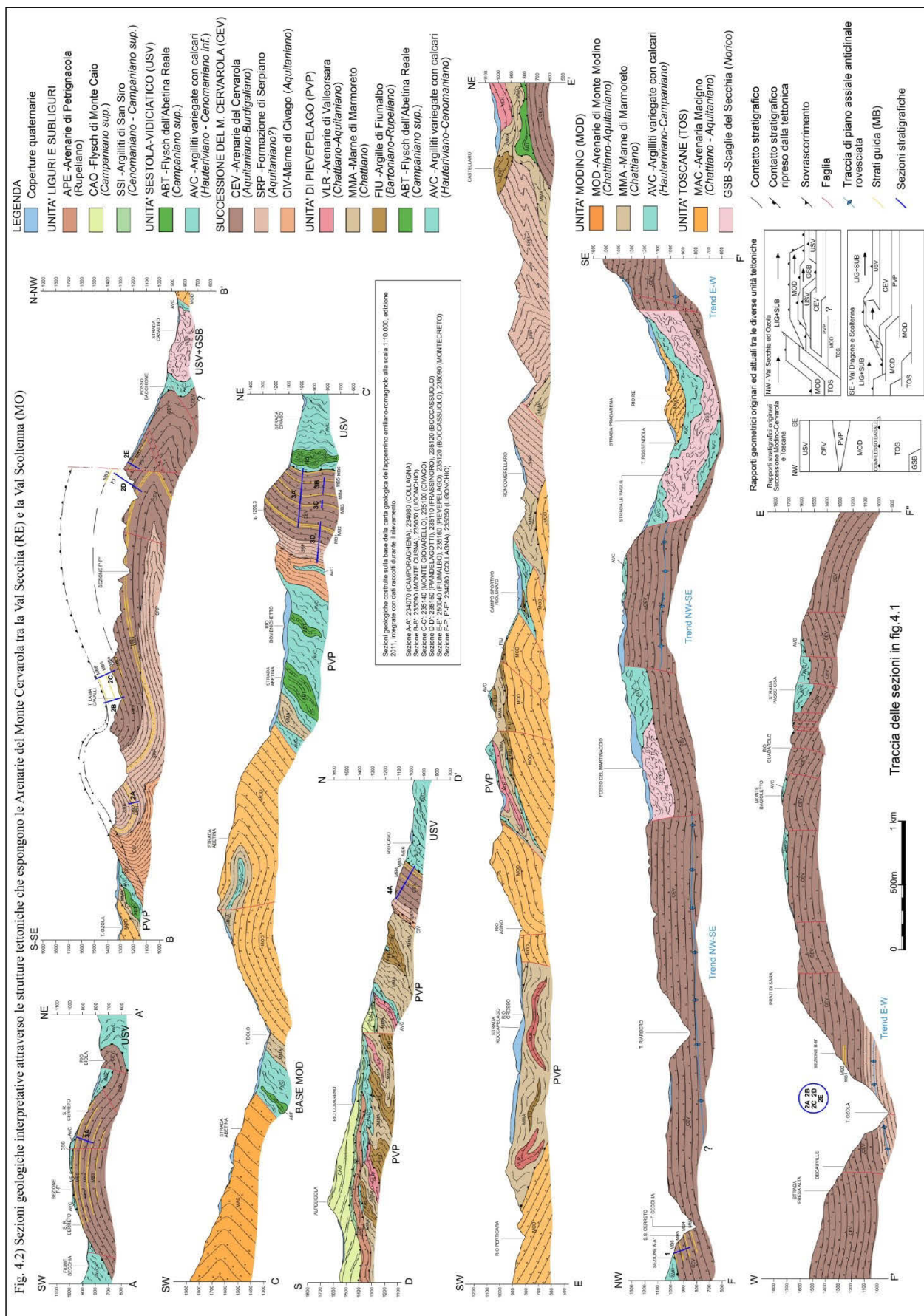


Fig. 4.2) Sezioni geologiche interpretative attraverso le strutture tettoniche che espongono le Arenarie del Monte Cervarola. Per una migliore visione si veda l'allegato 1.

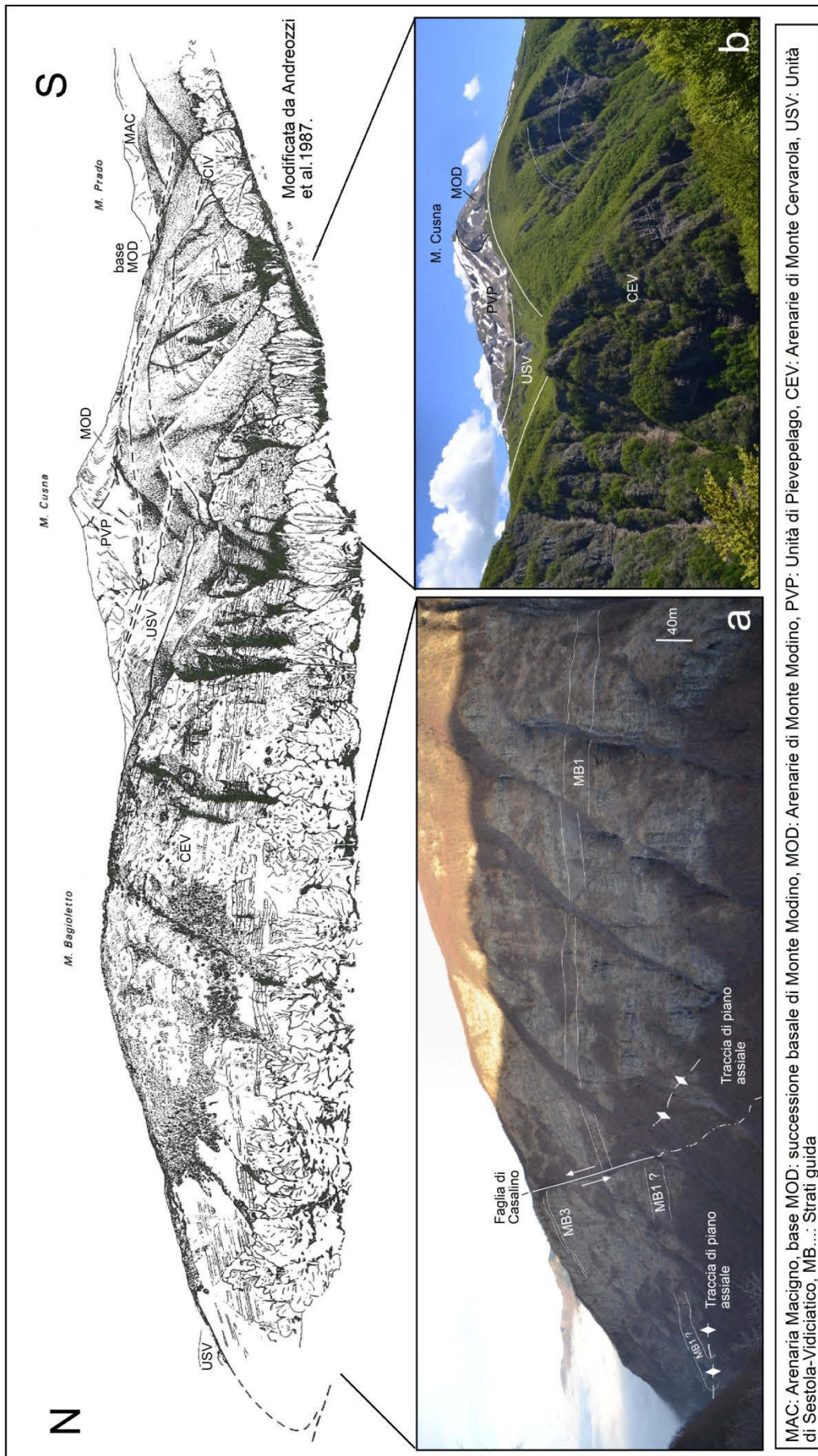


Fig. 4.3) La finestra tettonica che espone le Arenarie del Cervarola presso gli Schiocchi dell'Ozola. a) L'area settentrionale è caratterizzata dallo sviluppo di un'antiforme rovesciata avente direzione assiale circa E-W, un piano assiale poco inclinato ed un esteso fianco rovesciato purtroppo male affiorante. La struttura viene interessata da faglie sub verticali con direzione (NE-SW), come esempio la faglia di Casalino. b) Nell'area meridionale si può notare la disposizione geometrica delle unità poste geometricamente al di sopra della successione del Cervarola. Si noti l'antiforme rovesciata nelle arenarie di Monte Modino che costituiscono il Monte Cusna e la struttura anticlinale che deforma le arenarie del Cervarola nel settore meridionale della finestra tettonica. Una rappresentazione accurata della struttura è riportata nella sezione B-B' di Fig. 4.2

5) LE TORBIDITI

Il concetto di torbidite nasce dai lavori di Migliorini (1943) e Kuenen & Migliorini (1950) sulla base del confronto tra studi di terreno provenienti dai depositi del Macigno nell'Appennino settentrionale e dati di laboratorio. Questi autori interpretavano gli strati gradati a base netta come il prodotto di fenomeni di risedimentazione legati a correnti di torbida. Il termine di torbidite vero e proprio viene introdotto successivamente da Kuenen (1957) come sinonimo di strati gradati. Attualmente la maggioranza dei geologi considera come torbidite uno strato gradato a base netta deposto da una corrente di torbida e costituito da una coppia di arenaria - pelite comunemente associata a depositi emipelagici fossili di mare profondo (Mutti et al. 1999).

Il concetto di torbidite nasce in un contesto collisionale di tipo alpino e, a partire dagli anni 50, incominciano a proliferare un gran numero di lavori riguardanti le facies, i processi e gli ambienti deposizionali relativi a questi importantissimi tipi di depositi. Il primo modello di deposizione di questi sedimenti fu proposto da Bouma (1962).

La sequenza di Bouma, ancora oggi comunemente utilizzata per descrivere gli strati torbiditici (fig. 5.1), è composta da cinque divisioni stratali che rappresentano la decelerazione a cui va incontro una corrente di torbida. Anche se la sequenza di Bouma fa riferimento ad un singolo strato torbiditico, nel modello viene introdotto il concetto di "depositional cone", in cui risulta evidente la decelerazione del flusso che incide sull'organizzazione latero-verticale del deposito (fig. 5.1).

Bouma (1962) interpreta la sequenza deposizionale come un deposito tipico di corrente di torbida, che è una corrente turbolenta carica di sedimento, senza discutere in dettaglio dei processi idrodinamici che caratterizzano le correnti. I processi idrodinamici vengono affrontati successivamente da Walker (1967) il quale, tramite gli esperimenti di laboratorio di Simon et al. (1965) e Harms & Fahnestock (1965), interpreta le facies basali "a" e "b" della sequenza di Bouma come legate ad un regime di flusso superiore mentre le divisioni più sommitali "c", "d", "e" come deposte da flussi di regime inferiore.

Successivamente alla realizzazione del modello di Bouma, diversi Autori si interrogano sulla natura dei processi che generano i depositi torbiditici ed, in particolare, se la formazione dei depositi torbiditici possa essere attribuita esclusivamente alle correnti turbolente o piuttosto a processi più complessi.

Nel modello di Sanders (1965), infatti, la deposizione delle torbiditi viene interpretata come il risultato della deposizione di un flusso bipartito costituito da un flusso granulare denso basale e da un flusso diluito turbolento sovrastante (fig. 5.2). In questo modello i sedimenti più grossolani nel flusso denso basale sarebbero trasportati essenzialmente da una dispersione densa in sovrappressione spinta, in parte, dallo sforzo di taglio impartito dal flusso turbolento sovrastante dove i sedimenti

fini vengono mantenuti in sospensione dalla turbolenza (vedi anche il modello di Postma et al. 1988). Come mostrato in figura 5.2 A, la parte più grossolana del carico sedimentario trasportato dal flusso denso tenderà a concentrarsi alla testa del flusso e tenderà inoltre a depositarsi all'interno delle depressioni che vengono incontrate lungo l'evoluzione sottocorrente. Nel modello di Sanders (1965), quindi, solo la parte laminata della sequenza di Bouma verrebbe depositata da una corrente di torbida in senso stretto.

In seguito, anche il lavoro di Hampton (1972) dimostra come un debris flow può, mediante la trasformazione della testa, generare delle correnti turbolente. Middleton & Hampton (1973) sono tra i primi ad occuparsi, tramite studi di laboratorio, della complessità delle facies e dei relativi processi deposizionali riguardanti i sedimenti di acque profonde associati alle torbiditi, introducendo il concetto di "flusso gravitativo di sedimento". Nel lavoro di Middleton & Hampton (1973) si ha la conferma che gli strati gradati a base netta possono essere generati da tipologie di flussi differenti rispetto alle correnti turbolente (fig. 5.3). Con i lavori di Sanders (1965) e successivamente Middleton & Hampton (1973) si arriva perciò a comprendere che la sequenza di Bouma non è sufficiente per descrivere interamente i depositi torbiditici osservabili nei bacini deposizionali.

A tale proposito, proprio al fine di dare una descrizione la più accurata possibile delle tipologie dei depositi torbiditici, dal 1970 in avanti vengono proposti diversi schemi di facies per la descrizione dei depositi torbiditici. Tra questi schemi se ne possono distinguere di due tipologie differenti: alcuni basati essenzialmente sulla descrizione dei tipi di facies ed altri di tipo genetico. La prima tipologia, che si concentra soprattutto sulla descrizione, porta allo sviluppo degli schemi di Mutti e Ricci Lucchi, (1972; 1975). Questi schemi, che sono i primi esempi di schemi di facies predittivi, portano allo sviluppo di vari altri schemi caratterizzati da una grande proliferazione di tipi di facies come quelli di Pickering et al. (1986) e Ghibaudo (1992).

La seconda, invece, puntando più sui processi che legano una facies e l'altra, porta allo sviluppo di schemi basati sul concetto di facies tract (Aalto, 1976; Lowe, 1982; Mutti, 1992), cioè dell'insieme delle facies geneticamente legate tra loro che, all'interno di ogni sistema considerato, registrano l'evoluzione sottocorrente di un flusso gravitativo. Da un punto di vista ideale, quindi, un facies tract rappresenta l'insieme delle facies depositate da un singolo flusso gravitativo.

Lo schema utilizzato per il riconoscimento delle facies in questo lavoro di tesi è quello proposto da Mutti et al. (2003) che deriva dagli schemi di Mutti et al. (1999) e Mutti (1992).

5.1) FACIES TRACT DI MUTTI ET AL. (2003) (Fig. 5.4)

Il modello mostra le variazioni di facies che si possono osservare all'interno di uno stesso strato (o all'interno di un bedset nel senso di Campbell, 1967) e che registrano l'evoluzione di un flusso gravitativo sottocorrente.

Per questo schema sono considerate le seguenti popolazioni granulometriche:

A - da blocchi (boulder) a piccoli ciottoli (small pebbles);

B - da piccoli ciottoli a sabbia grossolana,

C - da sabbia media a sabbia fine,

D - da sabbia fine a fango.

Secondo questi autori i sedimenti sono trasportati all'interno di un flusso bipartito caratterizzato da due porzioni distinte che consistono in: 1) una parte basale densa non turbolenta, caratterizzata dalle popolazioni granulometriche più grossolane segregate orizzontalmente che viaggiano in sovrappressione e 2) un flusso turbolento sommitale in grado di trasportare in modo efficiente soprattutto le popolazioni granulometriche più fini (fig. 5.4; vedasi anche Tinterri et al. 2003). Ognuna di queste parti, perciò, è caratterizzata da una ben precisa distribuzione granulometrica. Più precisamente, le due popolazioni più grossolane A e B tendono ad essere trasportate principalmente nel flusso basale denso in sovrappressione; una parte della popolazione B e la popolazione C possono essere trasportate inizialmente nel flusso denso basale, ma successivamente possono venire progressivamente incorporate nel flusso turbolento attraverso la trasformazione della testa del flusso basale; la popolazione D, invece, è sempre trasportata come carico sospeso nel flusso turbolento. Queste quattro popolazioni granulometriche vengono deposte dal flusso che decelera in vari tipi di facies ben distinte. In generale, perciò, si può affermare che ogni facies è deposta da una parte ben precisa del flusso in grado di trasportare una ben precisa classe granulometrica. Questo modello, in particolare, rappresenta il facies tract di una corrente di torbida unidirezionale ideale che non ha subito fenomeni di riflessione. Il prodotto finale perciò è costituito da un facies tract caratterizzato dalla progressiva diminuzione di granulometria sottocorrente.

Le principali facies dello schema di Mutti et al. (2003), (fig. 5.4), possono essere così descritte: La facies F2 è costituita da un paraconglomerato. Essa, quindi, è rappresentata da sedimenti immaturi e molto mal classati, dove la classe granulometrica più grossolana A è immersa in una matrice relativamente più fine. Esso rappresenta il deposito di un flusso iperconcentrato (nel senso di Mutti, 1992) o di un flusso denso in sovrappressione. Idealmente questo può essere considerato un

flusso madre in grado di trasportare tutte le granulometrie delle altre facies ed è presumibile pensare che, se questo flusso si blocca, le facies sottocorrente siano scarsamente sviluppate o addirittura assenti.

La facies F3 è composta da un ortoconglomerato. Questo deposito è generalmente ben selezionato ed è formato dalla classe granulometrica più grossolana (A). Normalmente questi ortoconglomerati passano verso l'alto in modo brusco a sedimenti fini (classe D), il che indica un processo di bypass delle altre classi granulometriche (B, C e D). Con il termine bypass si indica la capacità di un flusso di deporre una certa classe granulometrica e continuare la sua corsa sottocorrente.

Le facies F2 ed F3 sono interpretate come depositi relativi al corpo e alla testa del flusso denso conglomeratico. I flussi densi conglomeratici hanno un alto potere erosivo, testimoniato dall'abbondanza di clastici pelitici presenti in questo tipo di facies. Questi clasti pelitici possono essere progressivamente disgregati all'interno del flusso basale e venire incorporati nel flusso turbolento superiore. La facies F5, invece, è rappresentata da arenarie grossolane e molto grossolane scarsamente classate che possono essere massive o leggermente gradate. Essa rappresenta i depositi legati a flussi densi arenacei che riescono a bypassare i depositi conglomeratici prossimali. Questa facies può formare strati spessi e caratterizzati da una elevata estensione laterale, tanto che possono essere tracciati per molte chilometri nella direzione di evoluzione del flusso. Come nei flussi relativi alle facies precedenti, il potere di erosione è concentrato alla testa ed è testimoniato dalla presenza di clasti pelitici. Inoltre, la costante presenza di strutture da sfuggite d'acqua tende a suggerire per questi depositi un trasporto e una deposizione in condizioni di sovrappressione.

Le facies F6 ed F7 sono quelle che segnano la transizione da un flusso denso ad uno dominato dalla turbolenza.

La Facies F6 è composta da un'arenaria grossolana o molto grossolana derivante essenzialmente dalla rielaborazione delle parti più distali delle facies F5 da parte del flusso turbolento che bypassa (fig. 5.4). Essa si presenta generalmente come una facies ben classata con laminazioni oblique e geometria a megaripples. Essa è la facies da bypass per eccellenza, indicante una brusca decelerazione del flusso, che spesso risulta caratterizzata da un brusco passaggio verso l'alto a facies fini tipo F9 depositate dalla coda diluita della corrente di torbida che bypassa. Questa superficie, come nel caso della facies F3, rappresenta una superficie di bypass in senso stretto. La facies F7 è costituita da arenarie grossolane caratterizzate da sottili tappeti di trazione ed indica tassi di decelerazione minori rispetto alla facies F6. Questa facies registra la deposizione di quella parte di flusso che Mutti et al. (2003) hanno chiamato "*near bed suspension*" cioè quella zona ad alta densità che si viene a formare alla base del flusso turbolento a causa della rapida deposizione delle arenarie grossolane e medie. E' da ricordare, infatti, che il flusso turbolento che bypassa la

zona di deposizione degli F5 è molto efficiente a trasportare soprattutto la classe granulometrica D (da sabbia fine a fango). La facies F7 passa, attraverso un progressivo aumento dei tassi di sedimentazione, alla facies F8 che è costituita principalmente da un'arenaria media massiva. Quest'ultima corrisponde alla facies basale (a) di Bouma in senso stretto ed è depositata da un flusso turbolento in cui gli alti tassi di sedimentazione sopprimono qualsiasi forma di trazione e quindi di sviluppo di lamine.

La facies F9, infine, è formata dai sedimenti più fini rappresentati dalla classe granulometrica D (sabbia fine a fango) che vengono depositati nella porzione più distale del sistema torbido. Questa facies materializza praticamente la sequenza incompleta di Bouma (Tb-e). La parte laminata di arenarie fine è deposta attraverso processi di decantazione più trazione, mentre la divisione pelitica Te di Bouma si deposita essenzialmente per decantazione.

In un discorso generale riguardante la formazione dei depositi torbido è necessario discutere due concetti molto importanti: il meccanismo di innesco della corrente di torbida ed il grado di efficienza del flusso da cui dipende il tipo di facies tract.

5.2) MECCANISMI D'INNESCO

Questo tema è stato discusso in diversi lavori come, ad esempio, quelli di Dott (1963), Pickering et al. (1989), Normark & Piper (1991), Kneller (1995), Piper & Normark (2001) e Mutti et al. (1999, 2009). In generale i principali meccanismi di innesco delle correnti torbida sono: 1) le tempeste, 2) gli sftamenti e gli slump legati a terremoti o ad alti tassi di sedimentazione che si possono avere lungo i fronti deltizi e 3) i flussi iperpicnali legati a sistemi fluvio deltizi dominati da piene fluviali. In quest'ultimi tipi di ambienti le correnti di torbida possono derivare direttamente dall'evoluzione sottocorrente dei flussi iperpicnali oppure attraverso gli sftamenti che possono interessare i fronti deltizi al momento dell'entrata in mare di piene fluviali e relativi flussi iperpicnali (Milliman & Syvitski, 1992; Mutti et al., 1999).

Nei modelli della stratigrafia sequenziale avanzati da Van Wagoner et al. (1988) e Wilgus et al. (1988) i sistemi torbido si trovano alla base delle sequenze deposizionali; essi costituirebbero il cosiddetto basin floor fan e sarebbero legati ad un brusco abbassamento relativo del livello del mare al di sotto del margine di piattaforma. Tuttavia, negli studi recenti di terreno condotti in bacini collisionali, i sistemi torbido si ritrovano alla base degli allogruppi in cui le inconformità sono riconducibili ad un controllo tettonico (Mutti et al., 1988 e 1999).

Questo fatto conferma come le torbiditi, in bacini collisionali, siano relazionate ad abbassamenti relativi del mare dominati dalla tettonica. Questa, infatti, tenderebbe a favorire non solo la creazione di pendio ma anche la produzione di sedimento necessaria per lo sviluppo dei flussi gravitativi di sedimento.

5.3) EFFICIENZA DEL FLUSSO

Per efficienza di una corrente di torbida si intende la capacità del flusso di trasportare il proprio carico sedimentario il più lontano possibile e di selezionarlo in facies distinte ognuna delle quali è caratterizzata da specifiche strutture sedimentarie e popolazioni granulometriche. L'efficienza del flusso che trasporta il sedimento si riflette sulle caratteristiche del facies tract, le cui tipologie di facies variano a seconda dell'efficienza della corrente di torbida. Questo concetto è stato ripreso in diverse pubblicazioni tra le quali: Mutti & Johns (1978), Mutti (1992), Pickering et al. (1989), Allen & Allen (1990), Mutti et al. (1994), Richards et al. (1998). L'efficienza di un flusso può dipendere dalla quantità di materiali fini trasportati (Mutti; 1979, 1992) ma in generale, a parità di condizioni, può dipendere dalla capacità del flusso basale denso di trasformarsi e quindi di trasferire le varie classi granulometriche al flusso turbolento sovrastante. Il processo di trasformazione di un flusso avviene in corrispondenza della zona di testa come riportato nei lavori di Mutti et al. (1999, 2003), Tinterri et al. (2003) e Mohrig & Marr (2003).

Nel lavori di Mutti et al. (1999, 2003) i depositi torbiditici vengono classificati in base al loro grado di efficienza in tre tipologie differenti: flussi ad alta efficienza, flussi efficienti e flussi poco efficienti (fig. 5.5). Questi flussi a diversa efficienza portano alla formazione di tre diversi facies tract i quali presentano un grado di selezione delle classi granulometriche tanto più elevato quanto più è alta l'efficienza del flusso. I flussi ad efficienza elevata e molto elevata hanno la capacità di trasformarsi e di segregare i materiali dando vita a facies tract caratterizzati da un maggior numero di facies rispetto ai flussi a bassa efficienza.

Intendendo sempre le correnti di torbida come flussi bipartiti (parte densa basale e porzione turbolenta sommitale) l'efficienza deve essere considerata separatamente per le due componenti del flusso. L'efficienza del flusso denso granulare basale dipende dal gradiente di velocità che controlla il tasso di sfuggita d'acqua e dalla quantità di fini contenuti nel flusso originario (parental flow), che ostacolano la sfuggita d'acqua. Nel flusso diluito turbolento invece l'efficienza dipende dall'energia turbolenta del flusso e dalla quantità di fini (popolazioni C e D) che derivano dal flusso granulare denso basale e dall'erosione che avviene nella zona di testa.

Nei flussi altamente efficienti le popolazioni granulometriche grossolane vengono completamente segregate all'interno delle facies F3 ed F5. I sedimenti fini vengono invece trasportati

principalmente in sospensione all'interno del flusso turbolento e depositati ad elevate distanze rispetto alle facies più prossimali, dando vita alle facies di tipo F8 ed F9 (fig. 5.5).

Nei flussi ad efficienza intermedia solamente i sedimenti più grossolani (popolazione granulometrica A) vengono segregati all'interno delle facies F3, mentre i sedimenti appartenenti alla popolazione granulometrica B (piccoli pebbles-sabbia grossolana) tendono a creare depositi mal classati di tipo F5. Parte dei sedimenti grossolani depositati dal flusso denso basale vengono poi rielaborati dal flusso diluito turbolento sovrastante dando origine alle facies tipo F6, caratterizzate dalla tipica struttura a megaripples e dalla laminazione obliqua dovuta alla migrazione dei megaripples sottocorrente (fig. 5.5). E' presumibile ritenere che flussi ad alta efficienza, nella maggior parte dei casi, possano essere generati principalmente da flussi iperpicnali che presentano una certa stabilità nel tempo e in misura minore anche da fenomeni di slump (vedasi Mutti et al. 1999).

Nel caso di flussi a bassa efficienza avviene soltanto una parziale segregazione delle differenti granulometrie presenti nel flusso, questo porta ad avere depositi con un limitato numero di facies e caratterizzate da scarsa classazione. In questi casi viene a mancare la capacità del flusso denso basale di trasformarsi in modo efficiente e di trasferire i sedimenti più fini al flusso turbolento sommitale e quindi i depositi risultanti hanno un'estensione nettamente inferiore a quella dei depositi torbiditici generati da flussi ad alta efficienza. I facies tract relativi a questi flussi sono solitamente caratterizzati da facies grossolane del tipo F3 ed F5 con scarsa classazione (fig. 5.5). Le facies più distali sono di tipo F9b, tipologia di F9 mal sviluppata a causa della mancata incorporazione di fini provenienti dal flusso denso basale, poco energetico e perciò incapace trasformarsi e di erodere i fini dal fondo. E' presumibile ritenere che i flussi a bassa efficienza possano essere generati da franamenti sottomarini di piccole dimensioni o da flussi iperpicnali limitati nel tempo (vedasi, Mutti et al. 2003).

5.4) I SISTEMI TORBIDITICI

Di pari passo agli schemi sulle facies, a partire dalla fine degli anni 60, si sviluppano modelli sull'ambiente di deposizione delle torbiditi; incominciano cioè a svilupparsi i primi schemi di conoide sottomarina. Normark (1970) studiando i depositi attuali del borderland californiano e Mutti & Ricci Lucchi (1972) e Mutti & Ghibaudo (1972) studiando sedimenti fossili provenienti dalle catene collisionali appenniniche e pirenaiche, hanno introdotto i primi modelli di conoide di mare profondo. L'obiettivo principale di questi autori era quello di creare un modello deposizionale applicabile ai diversi tipi di sedimenti torbiditici.

Tuttavia, il confronto fra le conoidi fossili e quelle attuali presenti sui fondali marini (CONFAN I e II del 1982 e del 1988) ha portato alla crisi dei modelli classici sviluppati tra il 1960 e il 1980 e all'introduzione del concetto di sistema torbidity, applicabile sia ai sistemi fossili che agli attuali. Da questo momento in poi gran parte degli studi furono portati avanti attraverso il riconoscimento gerarchico delle varie unità stratigrafico deposizionali: a) facies, b) associazioni di facies c) elementi deposizionali e d) sistemi deposizionali (Mutti & Normark, 1987 e 1991). In particolare un sistema torbidity è caratterizzato da un ben determinato numero di elementi deposizionali ognuno caratterizzato da una ben precisa associazione di facies.

Secondo Mutti & Normark (1987, 1991), vedasi anche Mutti et al. (1999; 2003; 2009), Normark et al. (1993) e Piper & Normark (2001) i principali elementi deposizionali di un sistema torbidity sono: 1) le grandi erosioni sottomarine a grande scala 2) canali, 3) depositi di overbank, 4) depositi di transizione canale-lobo, 5) lobi e 6) piana bacinale o basin plain (fig. 5.6). Questi elementi deposizionali possono essere comuni sia ai sistemi attuali che a quelli fossili. Recentemente Mutti et al. (2009) suggeriscono che anche i depositi caotici e le megatorbiditi possono essere incluse negli elementi deposizionali di un sistema torbidity dal momento che possono rappresentare porzioni volumetriche importanti di questi sistemi.

Un sistema torbidity, in ogni caso, può essere visto come un sistema fluviale nel senso di Schumm (1981), dal momento che è caratterizzato da una zona di alimentazione, una di trasferimento e una di deposizione (Mutti et al. 1999).

In un sistema torbidity le zone di trasferimento sono rappresentate essenzialmente dai canali (fig. 5.7). Questi possono essere caratterizzati da facies grossolane tipo F2 ed F3 (Mutti, 1992) se il canale ha funzionato da via di transito vero e propria (canali erosivi e transizionali di Mutti & Normark, 1987), o da facies relativamente più fini di lobo come F5, F8 ed F9 che registrano la disattivazione del sistema torbidity. In questo caso i flussi diventano progressivamente meno efficienti tendendo a depositare direttamente nelle zone di trasferimento dando vita a canali deposizionali (Mutti & Normark, 1987).

A valle delle zone di trasferimento abbiamo la zona di transizione lobo-canale che funge da raccordo con le zone deposizionali rappresentate dai lobi e dai depositi di basin plain (fig. 5.7). La zona di transizione canale-lobo è la zona in cui il flusso denso sabbioso passa da zone confinate a zone non confinate attraverso una rottura di pendio e per questo essa risulta caratterizzata soprattutto da facies tipo F5 ed F6 in cui spesso si può riscontrare la presenza di mud-draped scour dovuti fenomeni di salto idraulico (vedasi Mutti e Normark, 1987, 1991). Le zone di deposizione, infine, sono rappresentate, come accennato sopra, dai lobi e dai depositi di piana bacinale (basin plain) (fig. 5.7).

I primi sono caratterizzati da pacchi di strati con elevati rapporti arenaria/pelite e da grandi estensioni laterali costituite soprattutto da facies tipo F7 ed F8, mentre, nei secondi, i rapporti arenarie/pelite sono nettamente inferiori pur presentando anch'essi strati con grande estensione areale.

La facies predominante nella piana bacinale è l'F9 e qui risultano comuni le strutture sedimentarie legate a fenomeni di ponding e rebound (nel senso di Pickering & Hiscott, 1985). Questi fenomeni, come sarà meglio spiegato più avanti, sono particolarmente diffusi nella porzione più distale dei bacini di avanfossa (Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011).

Il lavoro di terreno sui sistemi torbiditici, perciò, si basa sull'esatto riconoscimento di questi elementi deposizionali sulla base di modelli che si basano non su considerazioni fisiografiche e morfologiche (vedasi ad esempio Richards et al., 1998 e Bouma, 2000) ma bensì sul corretto riconoscimento delle facies ed associazioni di facies che li caratterizzano.

Piper & Normark (2001), infatti, mettono in evidenza molto bene queste contraddizioni giungendo alla conclusione che attualmente non esiste un modello universale per i sistemi torbiditici. Questi autori propongono con forza l'utilizzo di una metodologia di lavoro del tipo proposta da Mutti & Normark (1987 e 1991) che si basa sul corretto riconoscimento gerarchico delle varie unità stratigrafiche deposizionali sulla base di criteri il più possibile oggettivi come facies, associazioni di facies ed elementi deposizionali. Piper & Normark (2001) concludono che solo attraverso l'applicazione di questa metodologia, sia nei depositi attuali che in quelli fossili, si potrà, eventualmente nel futuro, arrivare alla realizzazione di un modello universale.

5.5) IL CONTROLLO TOPOGRAFICO NELLE CORRENTI DI TORBIDA

La configurazione geomorfologica e tettonica del bacino incide fortemente sulla tipologia e sulla distribuzione delle facies, modificando, talvolta in maniera importante, il facies tract di un flusso ideale precedentemente descritto (Mutti et al. 2003).

L'influenza della tettonica sulla sedimentazione è stata discussa da diversi Autori (Rupke, 1976; De Jager, 1979; Ricchi Lucchi & Valmori, 1980; Ricci Lucchi, 1986; Marjanac, 1990; Pickering & Hiscott, 1985; Remacha et al., 1998 e 2005; Remacha & Fernandez, 2003; Kneller, 1995; Edwards et al., 1994; Haughton, 1994; Kneller & McCaffrey, 1999; Mutti et al., 2003; Lucente, 2004; Muzzi Magalhaes & Tinterri, 2010; Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011; Tinterri & Tagliaferri, 2015) i quali mostrano come le variazioni nelle caratteristiche del flusso indotte dalla topografia producano vistosi effetti sulla tipologia degli strati e delle facies che vengono deposti.

I principali effetti legati alla morfologia del bacino sono:

- a) numerose variazioni di paleocorrenti riscontrabili all'interno di uno strato, legate a fenomeni di riflessione della parte turbolenta del flusso (riflessione, deflessione e ponding);
- b) presenza di particolari tipologie di strati (slurry e sandwich beds), non descritti nel facies tract ideale di una corrente di torbida.
- c) associazioni di facies (tipi di strato) che indicano un controllo topografico nella dinamica dei flussi torbiditici.

a) Fenomeni di riflessione, deflessione e ponding

I fenomeni di riflessione di un flusso torbiditico divengono noti grazie al modello proposto da Pickering & Hiscott (1985) (fig. 5.8) i quali, utilizzando il concetto di ponded basin introdotto da Van Andel & Komar (1969), propongono, per la prima volta, un modello ideale per gli strati deposti in bacini confinati. Questi autori, all'interno di un singolo strato torbiditico, hanno osservato diverse direzioni del flusso nella porzione arenacea ed uno spessore anomalo di pelite nella porzione sommitale. La porzione arenacea risulta caratterizzata da un'alternanza di strutture molto complesse: laminazioni oblique, climbing ripples, lamine convolute e diversi livelli a pseudonoduli nella porzione superiore. Questa serie di alternanze viene messa in relazione da Pickering & Hiscott (1985) al fenomeno di ponding, cioè il continuo rimbalzo, in diverse direzioni, della parte turbolenta del flusso all'interno di un bacino confinato. Il prodotto finale, denominato dagli autori contained and reflected bed (strato riflesso), è uno strato generalmente molto spesso a causa dell'impossibilità del flusso di ridistribuire il proprio carico sedimentario in un'area più estesa. Gli intervalli di pelite molto spessi al tetto degli strati, unitamente ai continui cambi di paleocorrenti delle strutture sedimentarie presenti nella porzione di arenaria fine (facies F9) degli strati, sono tra le caratteristiche più diagnostiche dei fenomeni di ponding (fig. 5.8).

Il processo di ponding, per la caratteristica di agire sulla parte turbolenta del flusso, risulta generalmente ben sviluppato nelle porzioni più distali (basin plain) dei sistemi torbiditici (Remacha et al. 2005), tuttavia, processi di ponding sono stati descritti anche in posizioni più prossimali dei bacini torbiditici (Tinterri & Muzzi Magalhaes, 2011) in condizioni di elevato confinamento tettonico.

Il processo di ponding, inteso come la continua riflessione del flusso in più direzioni in un bacino confinato su più lati, è la situazione più estrema a cui un flusso turbolento può andare incontro. In alcuni casi meno estremi, però, il flusso può essere soggetto ad una sola riflessione laterale (deflessione) prodotta, ad esempio, da una struttura tettonica positiva che controlla un margine del bacino (Tinterri & Muzzi Magalhaes, 2011) (fig. 5.9). Gli strati torbiditici che derivano dalla

deposizione di flussi che hanno subito questo processo di deflessione appaiono caratterizzati da spessori più normali ma da strutture sedimentarie, sviluppate soprattutto nella facies F9, con direzioni delle paleocorrenti deviate rispetto alla direzione generale di apporto. Questa deviazione delle paleo correnti, generalmente, mette in evidenza gli allineamenti tettonici che hanno provocato la riflessione. In alcuni casi, il sommarsi di eventi di riflessione all'interno del flusso turbolento, può portare allo sviluppo di un flusso combinato (componente unidirezionale + componente oscillatoria) ed al conseguente sviluppo, nello strato torbiditico, di strutture tipo hummocky tipiche di ambienti dominati da flussi oscillatori (Tinterri, 2011).

b) Strati tipo Slurry e Sandwich

Si tratta, come sopra accennato, di tipologie di strati con facies che non trovano una locazione nella facies tract di Mutti et al. (2003) sopra introdotto.

La facies definita Slurry è stata descritta da lungo tempo in letteratura (Wood & Smith, 1958; Van Vliet, 1978; Ricci Lucchi & Valmori, 1980; Talling et al. 2004, 2012; Lowe & Guy, 2000; Haughton et al. 2009; Muzzi Magalhaes e Tinterri, 2010), ed in generale indica un'arenaria mal classata ricca in fango con strutture da liquefazione e clasti pelitici. Nei depositi di avanfossa dell'Appennino settentrionale, questo tipo di facies è stato individuato nella Marnoso-arenacea come parte intermedia di strati tripartiti costituiti da: una parte basale di arenaria massiva o con lamine mal sviluppate, una intermedia tipo slurry ed una sommitale sottile caratterizzata da arenaria molto fine laminata (Ricci Lucchi e Valmori, 1980; Amy e Talling, 2006; Tinterri & Muzzi Magalhaes, 2011). Questa tipologia di strato, frequentemente osservata in zone distali di piana bacinale, viene relazionata alla trasformazione del flusso torbiditico precedentemente arricchito in materiale fine tramite processi erosivi (Lowe e Guy, 2000; Haughton et al. 2003, 2009; Talling et al., 2004; Amy e Talling, 2006; Sumner et al., 2009). Secondo Tinterri & Muzzi Magalhaes (2011) la presenza di questi strati tenderebbe ad aumentare alla base delle unità stratigrafiche tettonicamente controllate dove la morfologia accidentata del bacino favorisce i fenomeni di impatto delle correnti di torbida e conseguentemente i fenomeni erosivi. Il termine sandwich è stato introdotto da Ricci Lucchi (1978) e Ricci Lucchi e Valmori (1980) essenzialmente per identificare gli strati costituiti da una base ed un tetto ben classati ed una porzione intermedia caratterizzata da un grado di classazione molto inferiore o caotica. Attualmente questo termine viene utilizzato per indicare strati arenacei caratterizzati, nella parte intermedia, da un allineamento ben definito di clasti pelitici strappati dal substrato (Tinterri comunicazione personale). Anche questi strati, comunque, testimoniano fenomeni di impatto del flusso e conseguente erosione imputabili alla presenza di una morfologia complessa del bacino.

c) Associazioni di facies che mostrano un controllo topografico nelle dinamiche del flusso.

Nei recenti lavori di stratigrafia fisica condotti sui depositi torbiditici della Marnoso-arenacea (Muzzi Magalhaes & Tinterri, 2010; Tinterri & Muzzi Magalhaes, 2011; Tinterri & Tagliaferri, 2015; Tagliaferri & Tinterri, 2015) è stato messo in evidenza come la topografia influenzi fortemente la tipologia degli strati che vengono depositi da una corrente di torbida. Nei lavori sopracitati è stata introdotta una metodologia di lavoro molto efficace che permette di ricostruire la morfologia del bacino sedimentario e la sua evoluzione, in base alla distribuzione laterale e verticale delle diverse tipologie di strato osservate.

Ogni tipologia di strato è caratterizzata da facies o associazioni di facies ben precise che mostrano le dinamiche a cui è andato incontro il flusso torbiditico. Chiaramente sistemi torbiditici con diversi gradi di efficienza daranno luogo a tipologie di strato differenti così come, uno stesso sistema torbiditico, può essere caratterizzato da tipologie di strato differenti in base all'elemento deposizionale considerato (es. lobo o basin plain).

A titolo di esempio si riportano in fig. 5.10 le sei tipologie di strato riconosciute da Tinterri & Tagliaferri (2015) nel sistema torbiditico di Firenzuola e Parettaio (Formazione Marnoso-arenacea).

Tra le diverse tipologie di strato qui introdotte occorre soffermarsi sugli strati di tipo C poiché la loro abbondante presenza all'interno di una successione torbiditica sarebbe diagnostica di un restringimento del bacino causato da un importante controllo tettonico.

Si tratta di strati da spessi a molto spessi costituiti da una porzione di arenaria grossolana-molto grossolana massiva (facies F5) sormontata da una porzione caratterizzata da tappeti di trazione piano paralleli mal sviluppati (Facies F7) o da megaripples (facies F6) (fig. 5.11). Al tetto questi strati sono caratterizzati da una porzione in arenaria fine-silt (facies F9) mal sviluppata. Questa tipologia di strato viene interpretata da Tinterri & Tagliaferri (2015) come il prodotto di una brusca decelerazione di un flusso bipartito che subisce un fenomeno di “decoupling”. Il flusso denso basale decelera bruscamente deponendo la parte grossolana massiva (facies F5) mentre il bypass della parte turbolenta forma le strutture trattive sommitali. Con alti tassi di decelerazione del flusso si formeranno strutture trattive sommitali tipo megaripples (facies F6) mentre, con tassi di decelerazione più limitati, si formeranno facies con tappeti di trazione del tipo F7 (vedasi anche Mutti et al. 2003). Le repentine decelerazioni tipiche dei flussi che generano questa tipologia di strato possono generare dei salti idraulici causa della formazione di facies del tipo mud draped scour (sensu Mutti e Normark, 1987).

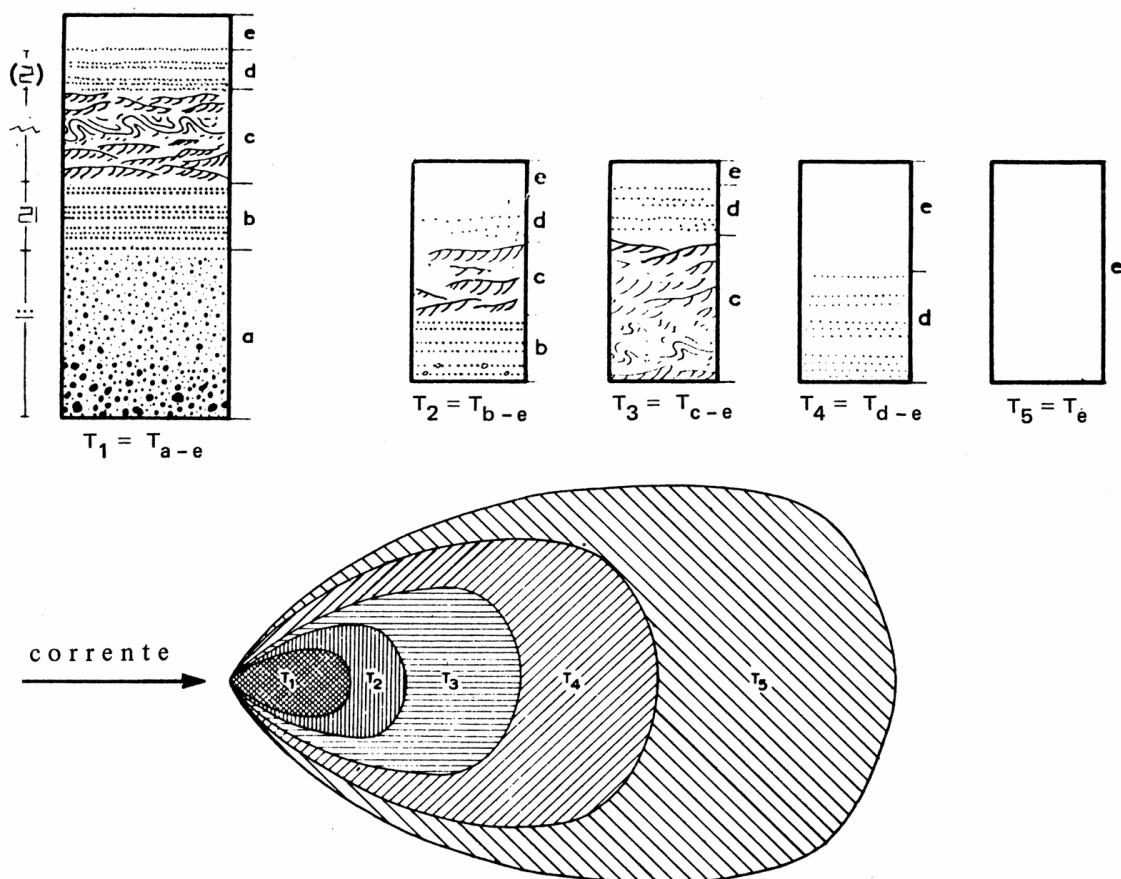


Fig. 5.1) La sequenza di Bouma ed il suo sviluppo sottocorrente (Bouma, 1962)

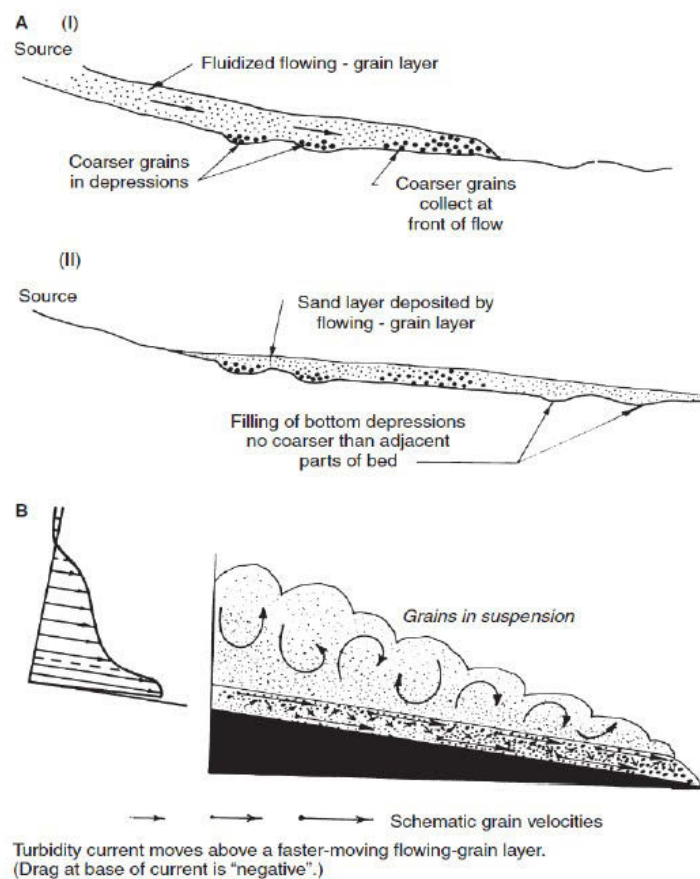


Fig. 5.2) A- Flusso granulare denso liquefatto, B- Profilo di velocità di una corrente di torbida bipartita (Sanders, 1965).

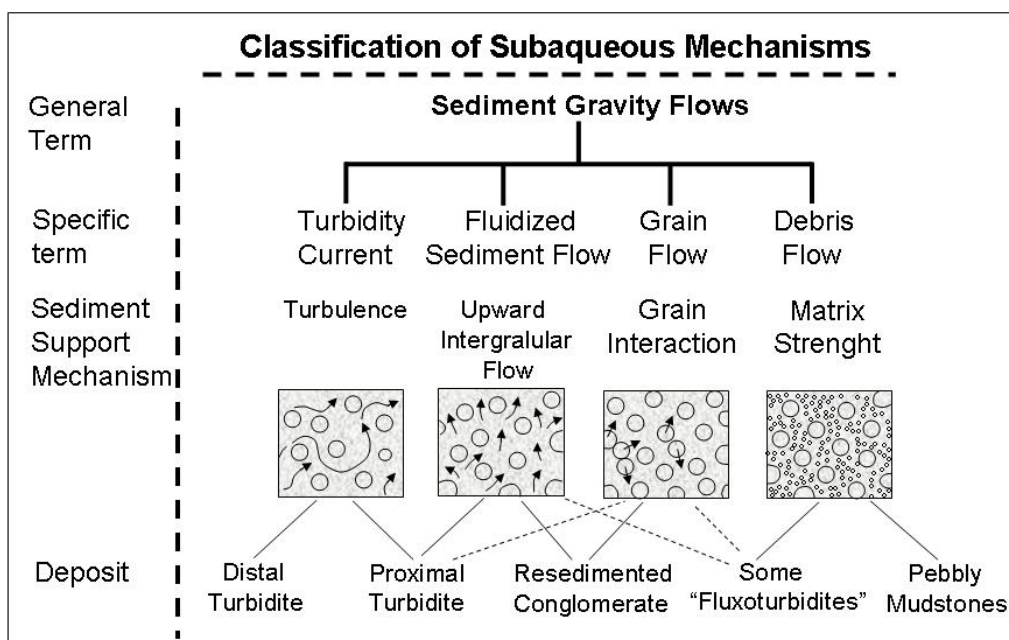


Fig. 5.3) Classificazione dei flussi gravitativi di sedimento e dei relativi meccanismi di sostentamento delle particelle (Middleton & Hampton, 1973)

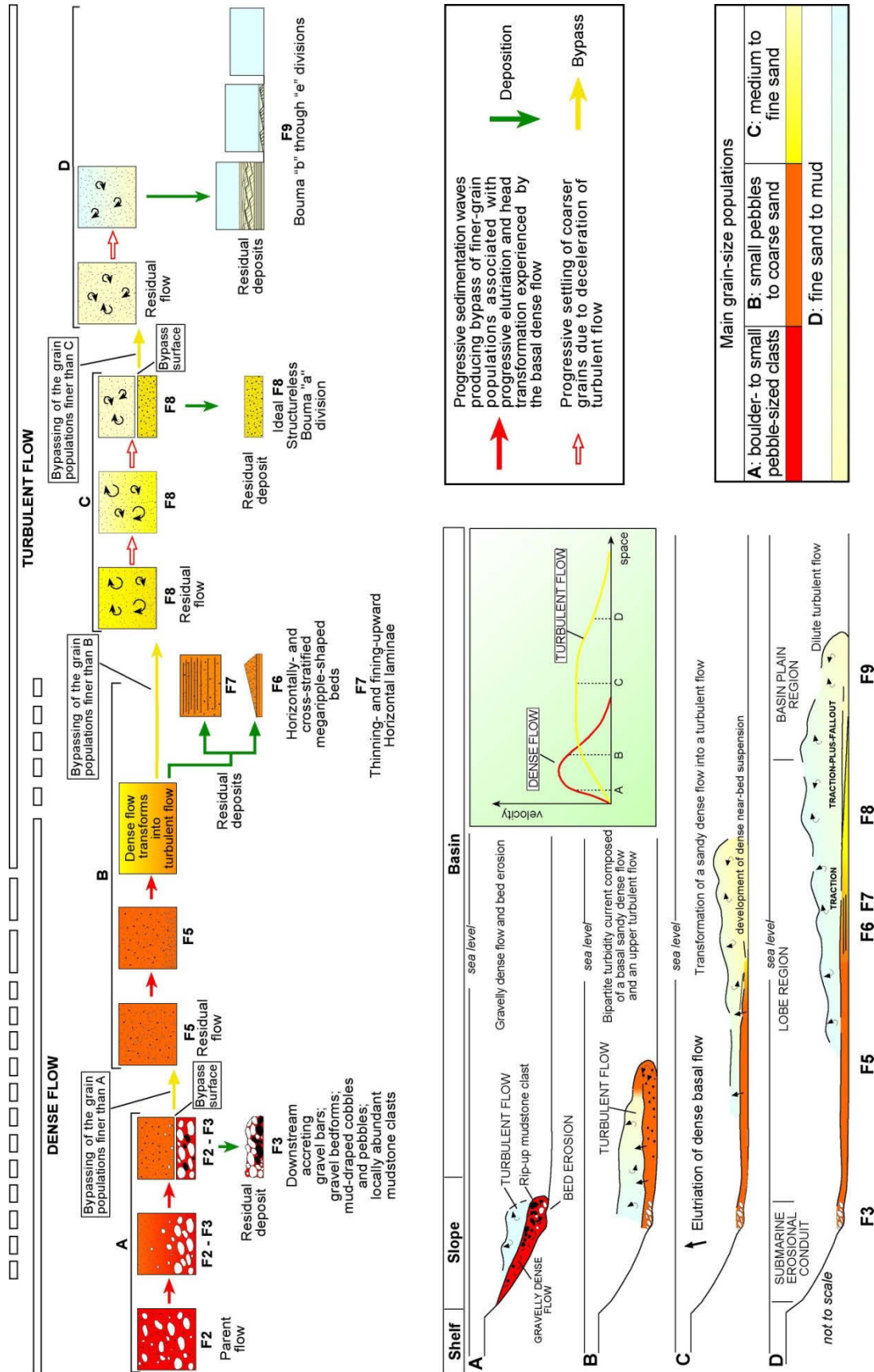


Fig. 5.4) Facies tract relativo ad un flusso torbiditico ad alta efficienza ed evoluzione sottocorrente di un flusso ad alta efficienza (Mutti et al., 2003).

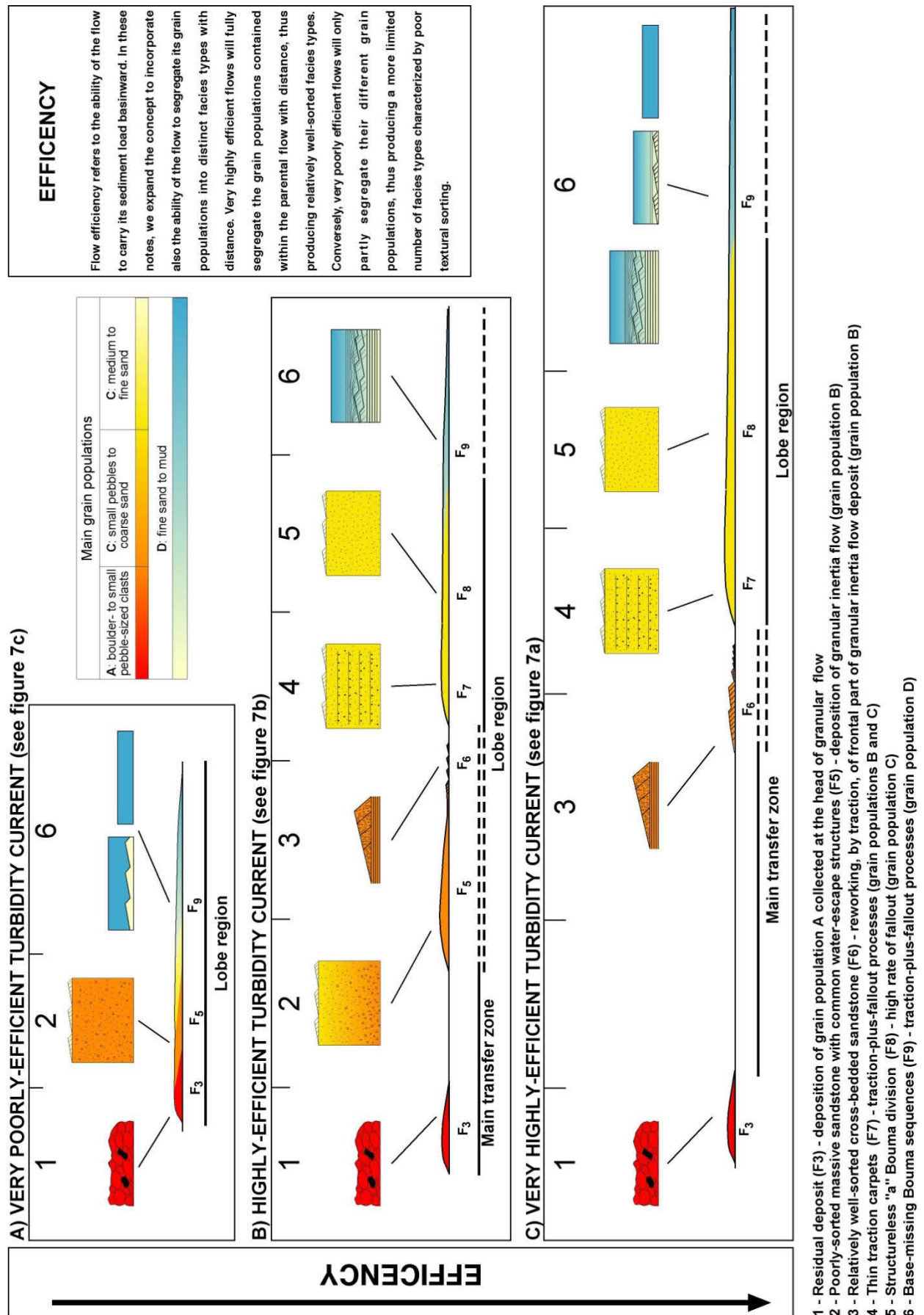


Fig. 5.5) Tipologie di facies tract in funzione del grado di efficienza del flusso torbido (da Mutti et al., 1999).

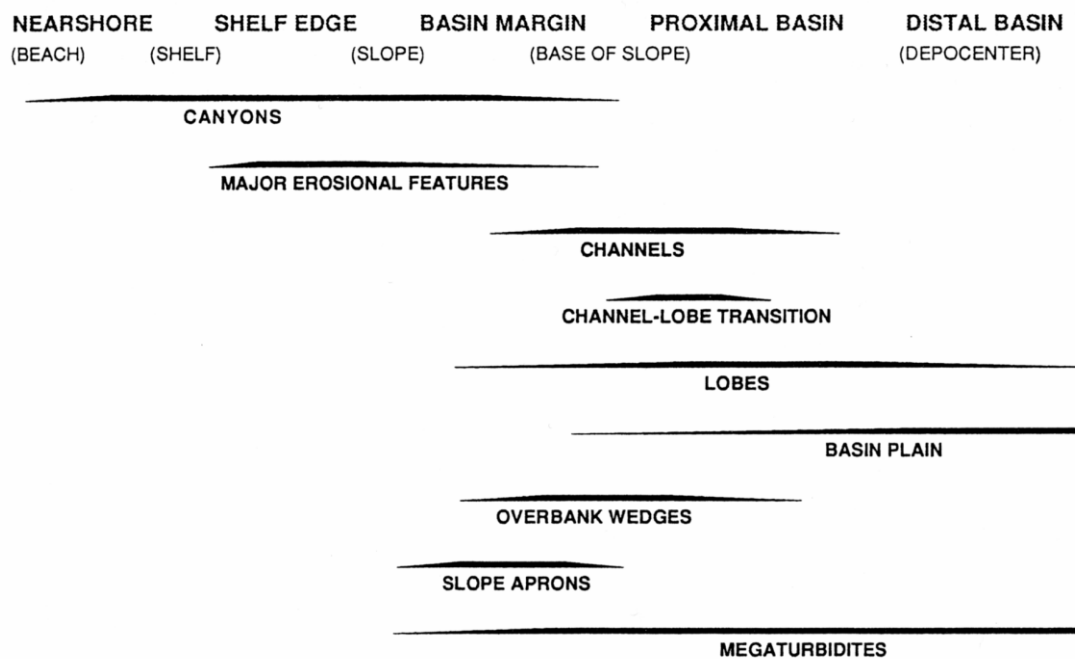


Fig. 5.6) I principali elementi deposizionali di un sistema torbiditico (da Mutti & Normark, 1991).

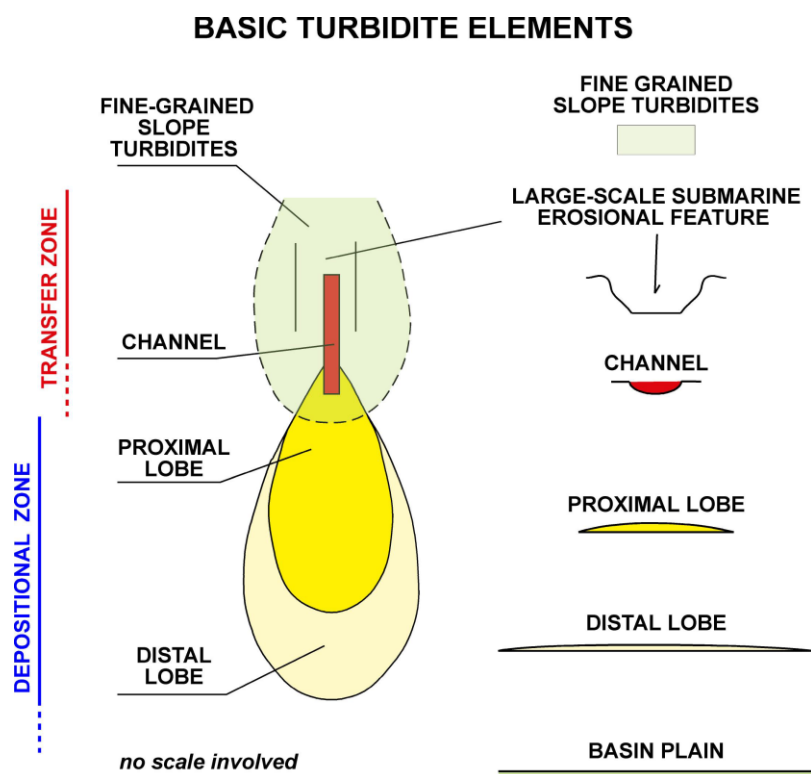


Fig. 5.7) Rappresentazione schematica dei principali elementi deposizionali di un sistema torbiditico (da Mutti et al., 1999).

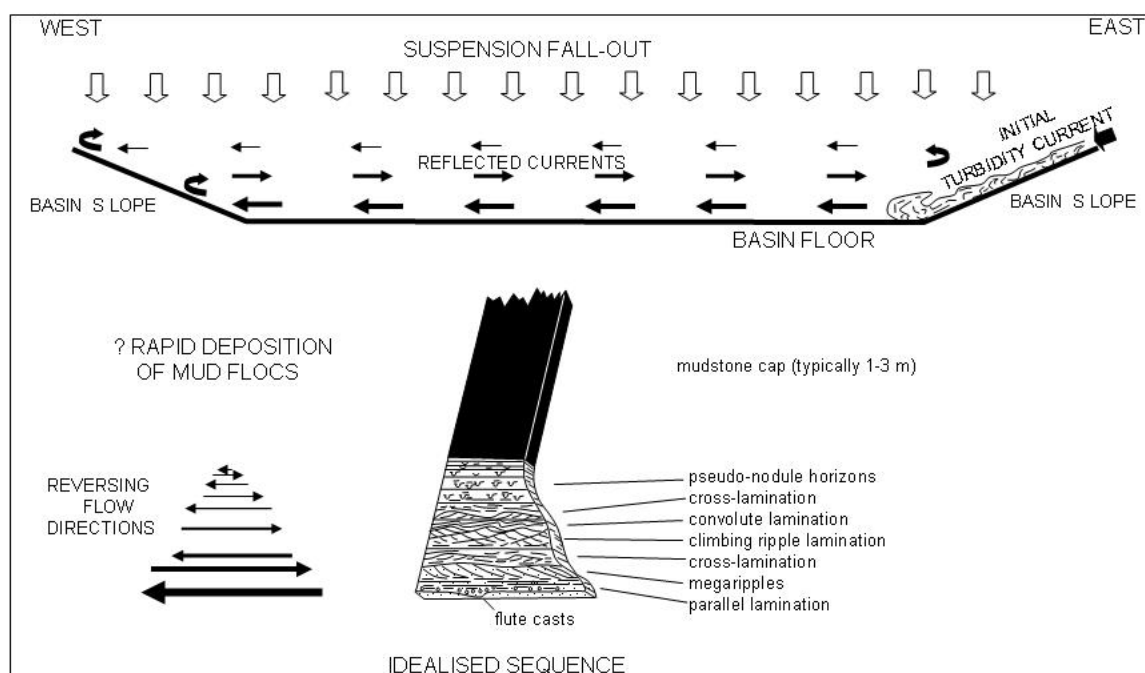


Fig. 5.8) Modello deposizionale e sequenza di facies ideale di uno strato legato a fenomeni di ponding (da Pickering & Hiscott, 1985). Gli strati sono prodotti da riflessioni multiple del flusso legate ai continui rimbalzi lungo i margini del bacino.

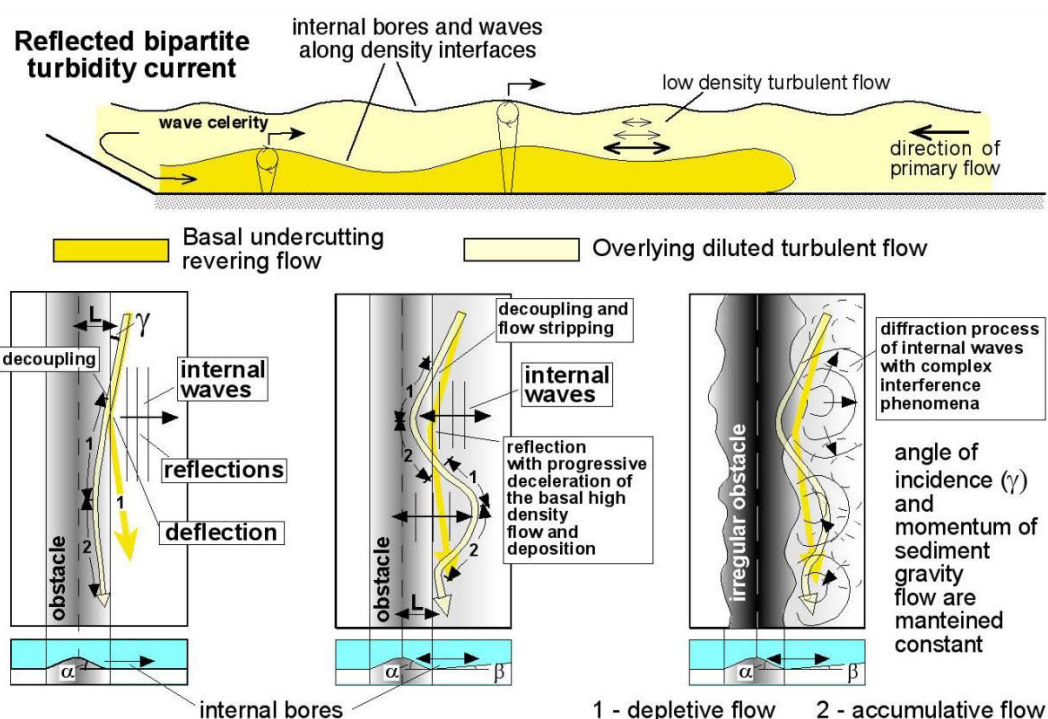


Fig. 5.9) Processi di riflessione a cui può essere soggetta la porzione turbolenta di un flusso torbidity bipartito (da Tinterri et al. in stampa).

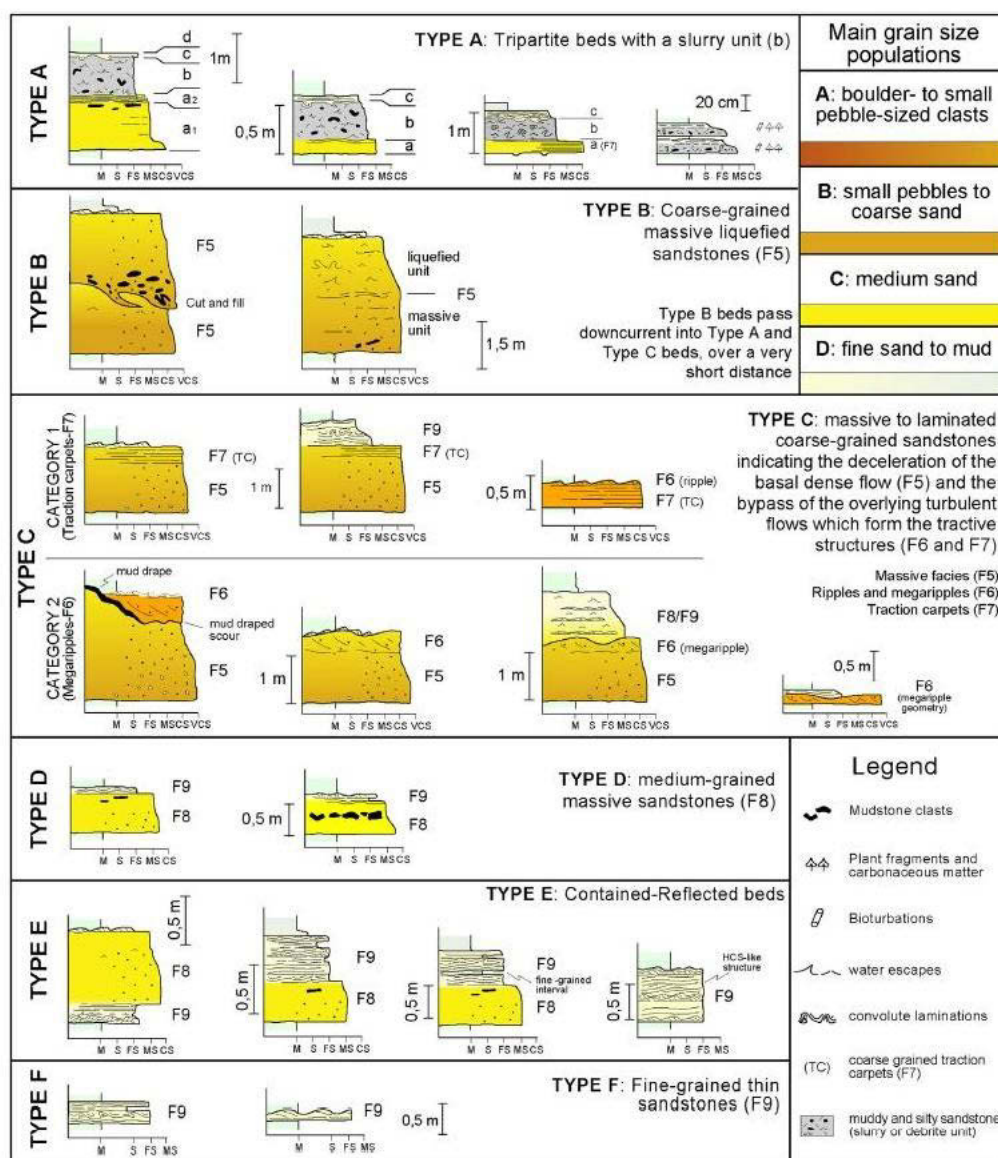


Fig. 5.10) Esempio di tipologie di strato presenti nel sistema torbiditico del Paretaio (Marnoso-arenacea), (da Tinterri e Tagliaferri, 2015).

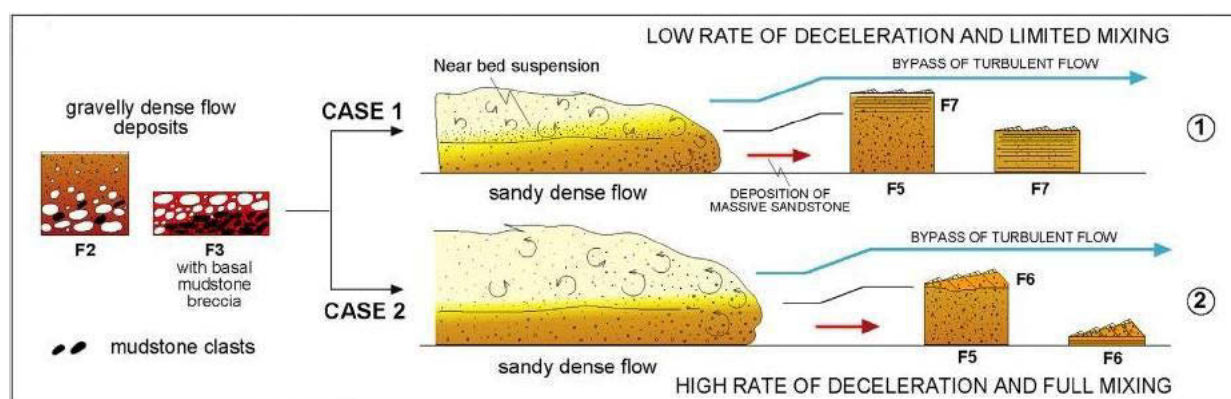


Fig. 5.11) Il diagramma mostra i processi in grado di formare le due sequenze di facies tipiche degli strati del tipo C (fig. 5.10). Nel caso 1 la facies F5 è sormontata da tappeti di trazione (facies F7) indicativi di basso tasso di decelerazione. Nel caso 2 la facies F5 viene sormontata da strutture a megaripples indicativi di un tasso di decelerazione più elevato (da Tinterri e Tagliaferri, 2015; vedasi anche Mutti et al. 2003).

6) SEZIONI E PANNELLI STRATIGRAFICI

Durante il dottorato di ricerca è stata effettuata la misurazione strato a strato e l'analisi di facies di circa 2000m di successione torbiditica all'interno del sistema torbiditico di Torre dell'Amorotto nella Formazione delle Arenarie di Monte Cervarola. Le sezioni sono state misurate in modo tale da permettere una visualizzazione delle variazioni dei depositi sottocorrente per una distanza di circa 30Km, passando dalla sezione più nord occidentale (Schiocchi del Cerreto, sezione 1) a quella più sud orientale (Rio Cavo-Val Dragone, sezione 4) con le esposizioni intermedie degli Schiocchi dell'Ozola (sezioni 2) e di Civago-Torre dell'Amorotto (sezioni 3) (figg. 6.1, 6.2, 6.3, 6.4; allegati 2 e 3). Nella fase di lavoro in affioramento è stato misurato lo spessore degli strati soffermandosi sulla descrizione degli aspetti di ogni singolo strato quali: gerarchie stratali (nel senso di Campbell, 1967), geometrie stratali, strutture sedimentarie, granulometrie, grado di classazione delle varie facies.

Di seguito verranno descritte le caratteristiche generali (ubicazione, il modo in cui affiorano, intervallo stratigrafico ricoperto) di tutte le sezioni misurate, mentre una descrizione accurata delle caratteristiche sedimentologiche verrà effettuata nei capitoli successivi. Ricordiamo che l'intera successione stratigrafica è stata suddivisa in 6 unità stratigrafiche differenti, sulla base delle variazioni delle principali caratteristiche sedimentarie, che purtroppo, per le condizioni di affioramento, non sono rappresentate in tutti i siti studiati.

Le diverse sezioni sono state correlate grazie alla presenza di sei particolari eventi torbiditici (paraconglomerati con spessore variabile dai 3 ai 29m) che, per le particolari caratteristiche sedimentologiche (spessore e facies) e per la loro estensione a livello bacinale, sono stati utilizzati come principali strati guida. La correlazione ha seguito un ordine gerarchico; prima si sono correlati i megastrati, principali strati guida, e, a seguire, si sono correlati gli strati più sottili (vedasi Ricci Lucchi e Valmori, 1980; Remacha e Fernandez, 2003 e Muzzi Magalhaes e Tinterri, 2010).

Con i dati raccolti sono stati costruiti due pannelli stratigrafici che permettono una visualizzazione d'insieme di tutte le sezioni misurate. Il primo, riportato in fig. 6.4, mostra le sezioni disposte parallelamente rispetto alle paleocorrenti e quindi una variazione dei depositi lungo l'asse del bacino. In tale pannello è importante notare la sezione stratigrafica 3, misurata in Val Dolo, che con il suo spessore di circa 1000m permette di valutare l'intera Successione delle Arenarie di M. Cervarola. Le sezioni riportate nel secondo pannello (fig. 6.5), invece, sono disposte perpendicolarmente rispetto all'andamento delle paleocorrenti ed hanno il fine di mostrare eventuali variazioni laterali di facies dei depositi torbiditici.

Sezione 1 – Schiocchi del Cerreto

E' la sezione più prossimale (sez.1) e si trova presso la profonda incisione, denominata Schiocchi del Cerreto, scavata dal fiume Secchia a Nord dell'abitato di Cerreto Alpi (fig. 6.2) (per l'ubicazione si veda anche la sezione A-A' in fig. 4.1). La sezione è stata misurata in due spezzoni principali: 1) la porzione basale è stata misurata lungo lo stretto sentiero che taglia a mezzacosta, in sinistra idrografica, l'incisione degli Schiocchi; 2) la porzione sommitale, invece, è stata misurata nell'affioramento che si incontra sulla destra salendo lungo la statale del Cerreto, in prossimità di uno slargo stradale, ed, in parte, nell'incisione prodotta da un torrentello immediatamente a nord dello slargo stradale (fig. 6.2).

La sezione in totale ha uno spessore di 150m e ricopre solo l'unità stratigrafica sommitale (unità 3). Essa è dominata da strati arenacei molto spessi con granulometria da molto grossolana a grossolana che presentano sia facies massiccia (facies F5) che laminata obliquamente (facies F6). Al suo interno sono presenti 3 strati guida: l'MB4, l'MB5 e l'MB6 (fig. 6.4). Nella sezione viene esposto il contatto sommitale delle Arenarie del Cervarola con l'Unità di Sestola-Vidiciatico caratterizzata, almeno immediatamente sopra al contatto, da un complesso caotico argilloso con calcari. Il tetto della Successione del Cervarola è costituito da un sottile intervallo di circa 1m composto da straterelli sottili in arenaria fine posti al di sopra dello strato guida MB6 (29m di spessore), che vengono poi ricoperti dal complesso argilloso con calcari dell'Unità di Sestola-Vidiciatico (fig. 6.6A).

Sezioni 2 – Schiocchi dell'Ozola

Questo gruppo di sezioni (2A, 2B, 2C, 2D, 2E) è stato misurato nella spettacolare esposizione delle Arenarie del Cervarola presso gli Schiocchi dell'Ozola, toponimo che indica la profonda incisione prodotta dal Torrente Ozola a sud dell'abitato di Ligonchio (fig. 6.2). Le sezioni qui misurate hanno uno spessore totale di 670m e permettono di ricoprire un intervallo stratigrafico di circa 500m, dall'unità stratigrafica 1b sino al tetto della successione (fig. 6.4). In questo sito sono inoltre state misurate anche due coppie di sezioni (2A - 2E e 2B - 2C) che coprono il medesimo intervallo stratigrafico (circa 150m). Queste coppie di sezioni hanno il fine di mostrare le variazioni laterali (perpendicolari alle paleocorrenti) delle facies torbiditiche e sono riportate nel pannello di fig. 6.5. L'articolata distribuzione sul terreno dei vari spezzoni di sezione è dovuta, in parte, alle difficili condizioni di affioramento (pareti verticali che non possono essere sempre utilizzate per il rilevamento) ed, in parte, alle complicazioni tettoniche. La distribuzione delle diverse sezioni misurate può essere osservata, oltre che nella carta di fig. 6.2, anche nella sezione geologica B-B' di

fig. 4.2 dove sono riportati anche gli strati guida (in giallo) utilizzati per le correlazioni. La successione torbiditica espone generalmente facies caratterizzate da arenarie molto grossolane-grossolane e medie (facies F5, F8 e due eventi in facies ortoconglomeratica F3) intervallate però da pacchi di strati da sottili a medi di arenaria fine (facies F9). Nell'area degli Schiocchi dell'Ozola è ben evidente un'importante variazione laterale di facies, rappresentata nella sezione geologica B-B' di fig. 4.2 e confermata dall'analisi di facies effettuata sulle sezioni misurate perpendicolarmente rispetto alle paleocorrenti (vedasi capitolo 8.3). Nel sito sono stati riconosciuti tutti gli strati guida dall'MB1 all'MB6, tuttavia, per le condizioni di affioramento, rimane una porzione di successione non misurata, dello spessore quantificabile in circa 50m, all'interno dell'unità stratigrafica 2b (fig. 6.4). Nel sito è ben esposto il contatto sommitale con l'Unità di Sestola-Vidiciatico che presenta le medesime caratteristiche descritte per la sezione degli Schiocchi del Cerreto (fig. 6.6A). Infine, occorre ricordare che le vicende tettoniche hanno portato la Successione del Cervarola affiorante presso gli Schiocchi dell'Ozola a compiere una rotazione antioraria di circa 30°-40° (Chicchi & Plesi, 1991c) di cui bisogna tenere conto nel momento in cui si analizzano strutture sedimentarie come, ad esempio, le strutture di fondo.

Sezioni 3 – Torre dell'Amorotto

Le sezioni del gruppo 3 provengono dagli affioramenti di Torre dell'Amorotto creati dall'erosione del Torrente Dolo a nord dell'abitato di Civago (fig. 6.3). In questo sito è stato possibile misurare l'intero spessore della Successione, circa 1000m, dalla base al tetto. Rammentiamo che qui la successione risulta verticalizzata in modo tale che la base si trova a SW ed il tetto a NE. Le misure sono state effettuate lungo il margine della strada che conduce a Civago (sezione 3A) e lungo l'alveo del Torrente Dolo (sezioni 3B, 3C e 3D), (vedasi fig. 6.3 e sezione C-C' di fig. 4.2). Come già accennato, è stato qui possibile descrivere l'intera Successione del Cervarola la quale è stata suddivisa in 6 unità stratigrafiche (1a, 1b, 1c, 2a, 2b e 3). Tale successione posa su un corpo caotico costituito da breccie calcaree immerse in una matrice argilloso-pelitica scura appartenente all'Unità di Pievepelago. Per i primi 200m la successione è costituita essenzialmente da Marne scure (Marne di Civago, unità 1a) nelle quali è intercalato un olistostroma dello spessore di circa 80m (Brecce del Rio Rumale in Plesi et al. 2002) avente caratteristiche del tutto simili al corpo caotico su cui posa la Successione (fig. 6.6B). Quindi, tramite l'intercalazione di sottilissimi strati di arenaria fine-silt, vi è il passaggio graduale alla Formazione di Serpiano, o unità 1b (spessore di circa 150m), costituita da strati, da sottili a medi, di arenaria fine (facies F9 di Mutti et al., 2003) caratterizzati dall'abbondante presenza di lamine convolute (unità 1b in fig. 6.4). Il passaggio alle Arenarie del Cervarola è indicato dalla presenza di un potente strato, caratterizzato da arenarie grossolane e da

strutture da impatto, situato alla base dell'unità stratigrafica 1c. Le sovrastanti arenarie del Cervarola presentano uno spessore misurato di circa 650m e sono caratterizzate da un progressivo aumento dello spessore degli strati e delle granulometrie medie e grossolane (facies F8 ed F5 di Mutti et al., 2003). Sono inoltre assai frequenti strati caratterizzati al tetto da un abbondante spessore in arenaria fine con variazioni nel verso delle paleocorrenti, caratteristiche ascrivibili a processi di ponding (sensu Pickering e Hiscott, 1985). Anche in questa zona sono stati riconosciuti tutti gli strati guida dall'MB1 all'MB6 e risulta ben evidente il contatto sommitale della Successione con l'Unità di Sestola-Vidiciatico, che presenta le medesime caratteristiche descritte nei siti precedenti (fig. 6.6A).

Sezione 4 – Rio Cavo

Questa sezione è stata misurata presso l'incisione prodotta da Rio Cavo, un affluente di destra del Torrente Dragone che scende dal rilievo dell'Alpesigola (fig. 6.3). Si tratta della sezione più distale tra quelle misurate, localizzata nell'area più sud orientale della zona studiata. In questa sezione, che copre uno spessore di circa 280m, sono ben riconoscibili soprattutto le unità sommitali 2b e 3 (fig. 6.4) mentre invece le unità sottostanti, pur essendo presenti, sono qui caratterizzate da facies molto fini, tipo Serpiano e Marne di Civago, profondamente intaccate da deformazioni tettoniche. L'insieme di questi fattori determina l'impossibilità di condurre su queste unità una misurazione strato a strato. La sezione misurata, comunque, è dominata da strati di arenaria fine (facies F9), mentre la presenza di strati di arenaria media e grossolana è qui decisamente scarsa. Sono presenti e ben affioranti gli strati guida MB4, MB5 ed MB6. I primi due presentano spessori rispettivamente di 3m (MB4) e di 190 cm (MB5), spessori decisamente ridotti se confrontati con quelli (dell'ordine dei 10m) mostrati nelle sezioni misurate sopracorrente e precedentemente descritte (fig. 6.4). Lo strato guida sommitale mostra invece uno spessore di circa 22m, in linea con quanto osservato nelle sezioni più prossimali. Nel pannello di fig. 6.4 viene mostrato, e correlato con le altre sezioni, anche lo strato guida MB3. Tuttavia, occorre specificare che questo strato guida non è ben affiorante e la sua esistenza è stata ipotizzata grazie alla presenza del potente strato di arenaria medio-grossolana ben affiorante al tetto dell'MB3 ed in qualche modo geneticamente legato ad esso (si veda il capitolo 7.2 per un maggior approfondimento). Ricordiamo, inoltre, che, anche dove le successioni sono ben affioranti, gli strati guida paraconglomeratici tendono a costituire livelli preferenziali per lo sviluppo di coperture, proprio per la loro natura paraconglomeratica che li rende meno cementati rispetto agli strati arenacei. Anche nella sezione 4 viene esposto il contatto sommitale tra la Successione del Cervarola e l'Unità di Sestola-Vidiciatico, che, anche in questo caso, presenta le medesime caratteristiche osservate nelle sezioni precedentemente descritte.

Le correlazioni effettuate, grazie alla presenza dei 6 livelli guida, permettono di sviluppare alcune considerazioni sulle variazioni di spessore nell'unità 3, l'unica ad essere coperta da tutte le sezioni misurate. Un generale aumento di spessore viene mostrato spostandosi dalla sezione più prossimale (sezione 1) alla sezione 3, mentre tra quest'ultima e la più distale sezione 4, appare evidente la chiusura stratigrafica che appare ancor più drastica nella sottostante unità 2b (fig. 6.4). Le caratteristiche sedimentarie che spiegano queste variazioni di spessore verranno descritte in dettaglio nei capitoli successivi.

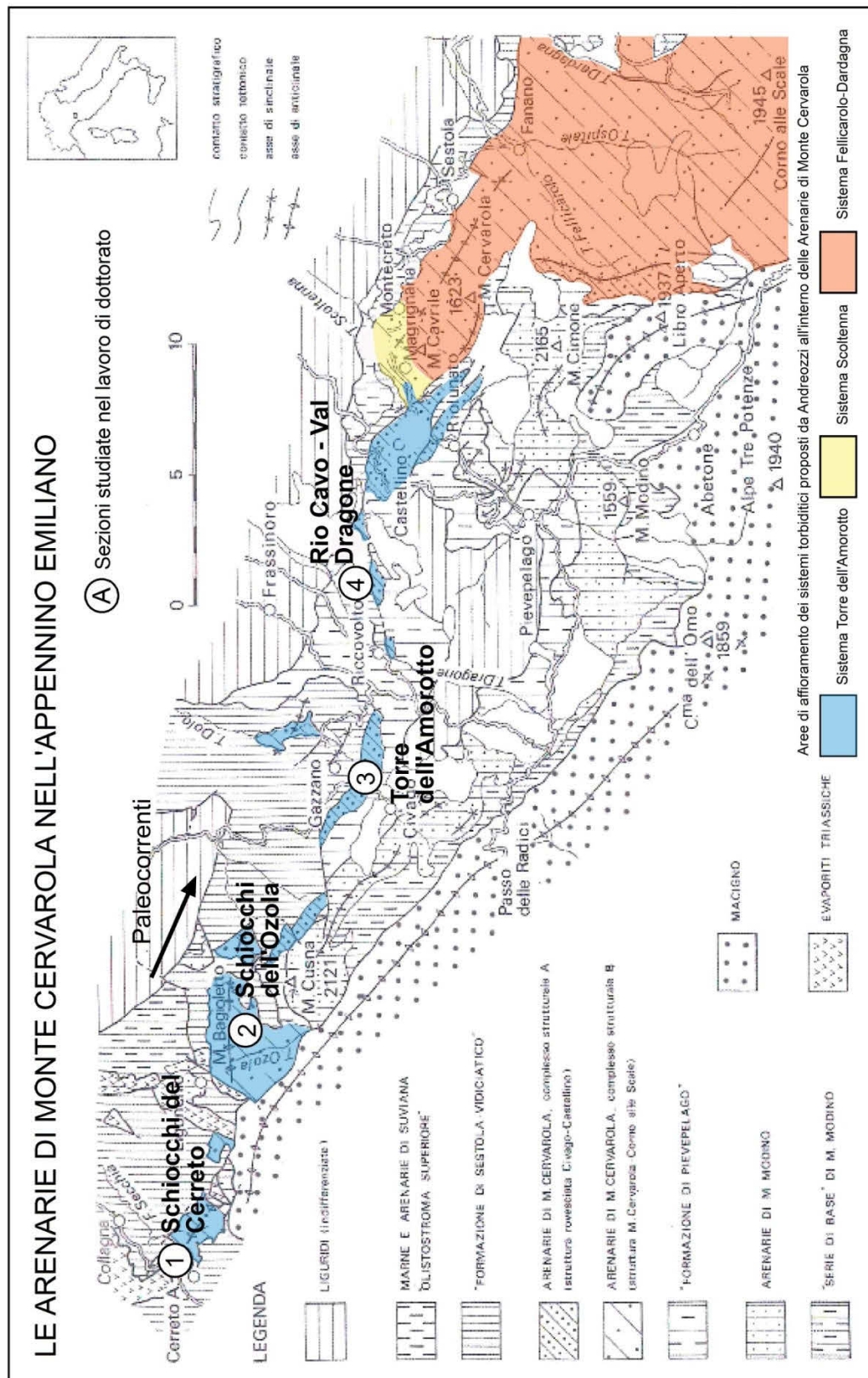


Fig. 6.1) Ubicazione delle sezioni misurate all'interno del sistema torbiditico di Torre dell'Amorotto. Modificata da Andreozzi (1991), già modificata da Guenther & Reutter (1985).

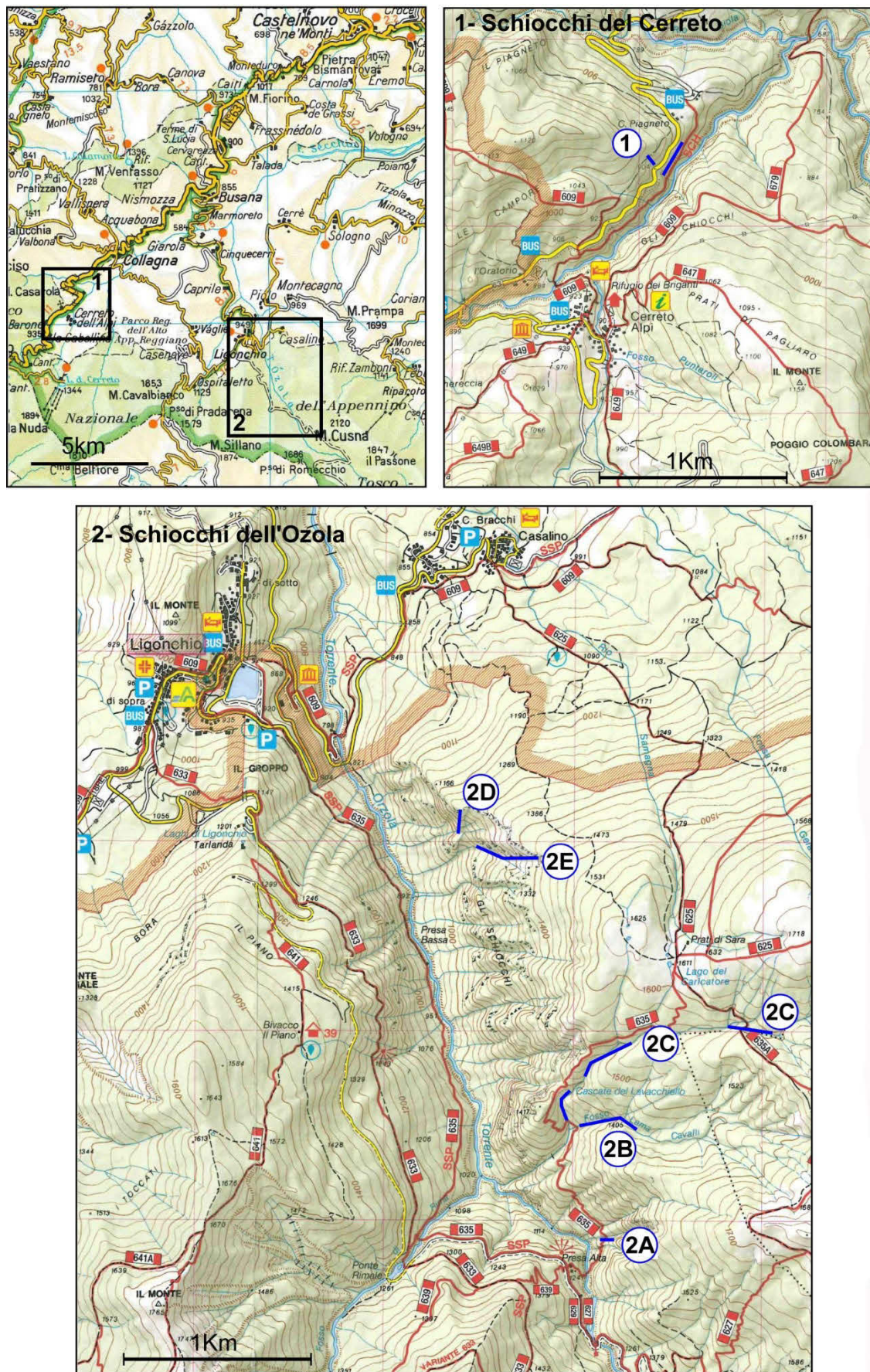


Fig. 6.2) Carte topografiche con l'ubicazione delle sezioni stratigrafiche misurate presso gli Schiocchi del Cerreto e gli Schiocchi dell'Ozola. Modificata da: carta escursionistica dell'Appennino Tosco-Emiliano alla scala 1:25.000.

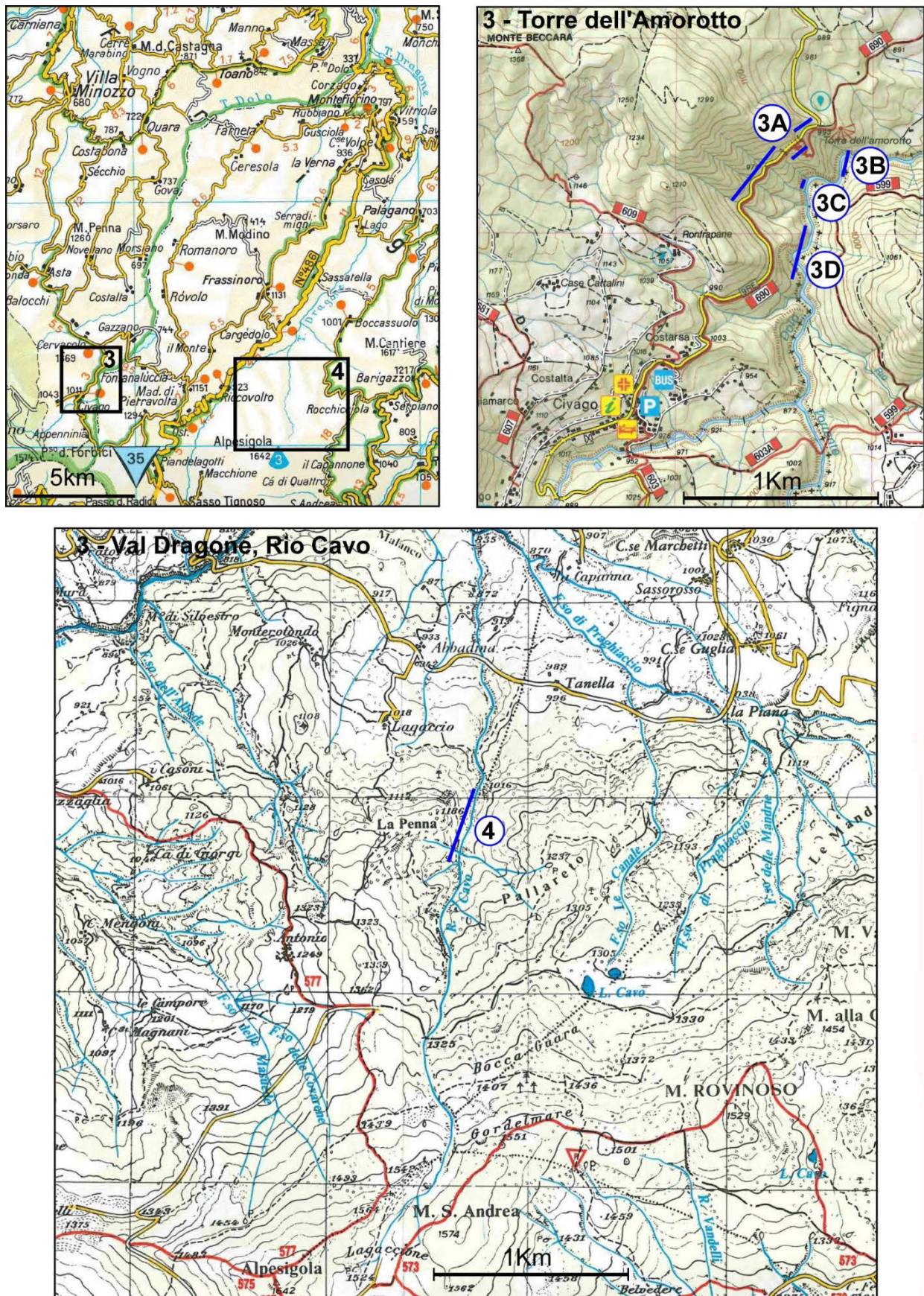
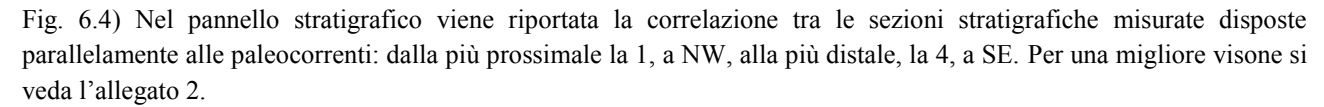


Fig. 6.3) Carte topografiche con l'ubicazione delle sezioni misurate a Torre dell'Amorotto, presso Civago, e nel Rio Cavo in Val Dragone. Modificate da: carta escursionistica dell'Appennino Tosco-Emiliano alla scala 1:25.000.



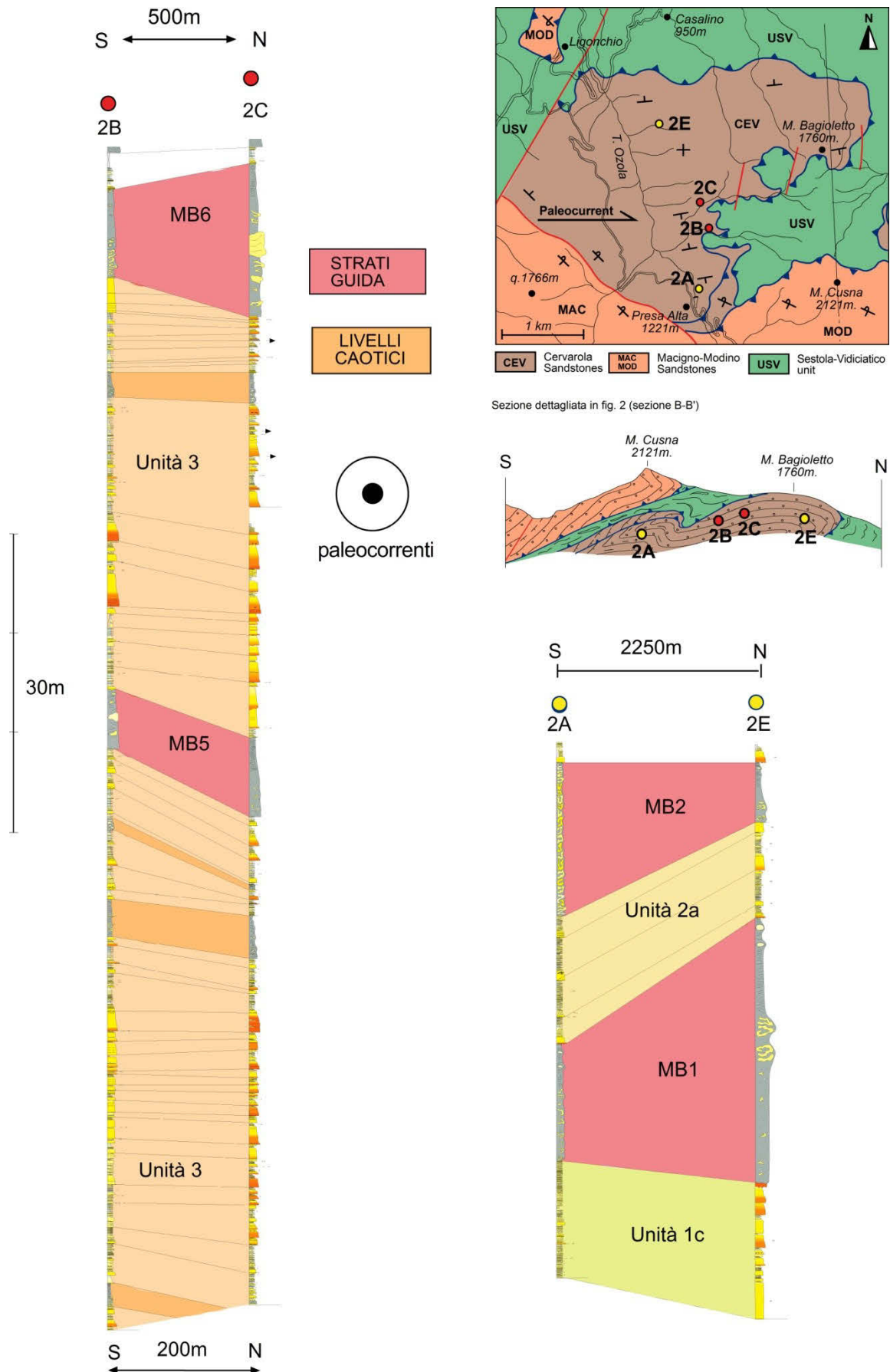


Fig. 6.5) Pannello stratigrafico delle sezioni stratigrafiche misurate e correlate perpendicolarmente rispetto alle paleocorrenti nell'affioramento degli Schiocchi dell'Ozola. Per una migliore visione si veda l'allegato 3A.

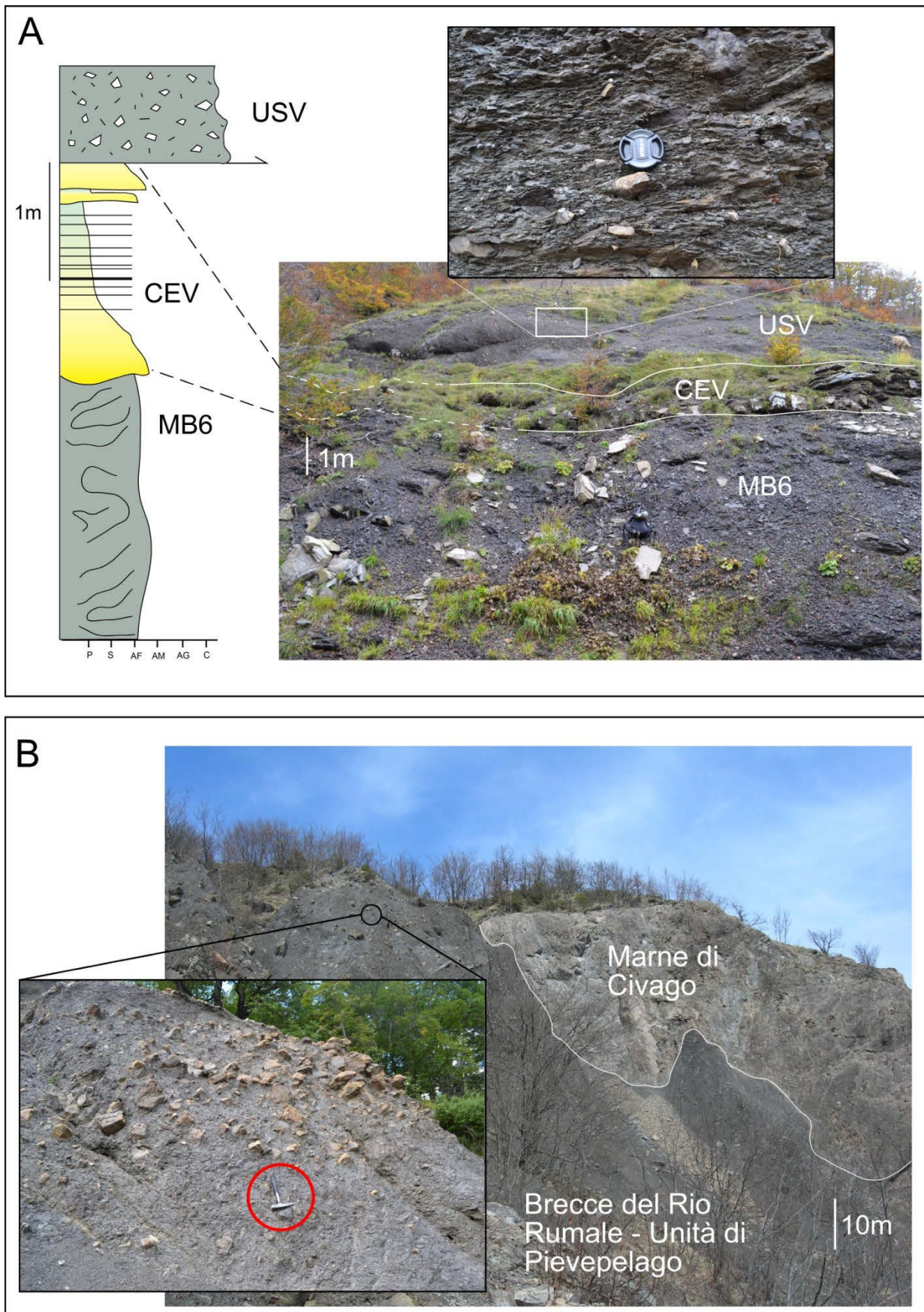


Fig. 6.6) A- Il contatto di tetto tra le Arenarie del Cervarola (CEV) e l'Unità di Sestola Vidiciatico (USV) presso gli Schiocchi dell'Ozola (sezione 2C). B- Il contatto basale tra le Breccie del Rio Rumale e le Marne di Civago nell'incisione prodotta dal T. Dolo a nord di Civago (sezione 3D)

7) ANALISI DI FACIES: SCHEMA DI FACIES RELATIVO AL SISTEMA TORBIDITICO DI TORRE DELL'AMOROTTO

Nella successione torbidity esaminata sono state riconosciute tutte le tipologie di facies presenti nello schema di facies di Mutti et al. (1999; 2003), dalla facies del tipo F2, che caratterizza i livelli paraconglomeratici utilizzati come strati guida, sino alla facies del tipo F9 esemplificata dagli strati di arenaria fine laminati. Per l'analisi di facies si è utilizzata una metodologia di lavoro già impiegata da Tinterri & Muzzi Magalhaes (2011) e Tinterri & Tagliaferri (2015) sui depositi di avanfossa della Formazione Marnoso-arenacea. Questa metodologia consiste nel mettere in relazione le diverse tipologie di strato riconoscibili all'interno del sistema torbidity studiato con particolari condizioni dinamiche a cui è stata soggetta la corrente di torbida al momento della deposizione. Considerando che la dinamica del flusso torbidity è fortemente legata alle condizioni morfologiche del bacino, questa metodologia, in pratica, ci consentirà di mettere in relazione la distribuzione delle varie tipologie di strato con la morfologia del bacino. L'analisi di facies delle sezioni misurate e dei relativi pannelli stratigrafici ha permesso di ricostruire uno schema di facies proprio per i depositi torbidity del sistema di Torre dell'Amorotto (fig. 7.1).

Gli strati depositi all'interno di questo bacino, ad esclusione dei livelli guida paraconglomeratici e dei livelli caotici a slump, possono essere raggruppati in sei categorie principali (fig. 7.1), a loro volta suddivise in ulteriori sotto-categorie, ciascuna delle quali riflette particolari condizioni dinamiche a cui è stato soggetto il flusso torbidity al momento della deposizione. La possibile evoluzione sottocorrente dei depositi di un flusso torbidity all'interno di questo sistema è stata ricostruita nel facies tract proposto in fig. 7.2.

7.1) LE TIPOLOGIE DI STRATO

Strati tipo 1: Sono caratterizzati da una porzione spessa o molto spessa di arenaria grossolana – molto grossolana massiccia (F5). In base alla presenza di una porzione basale ortoconglomeratica (Facies F3) vengono suddivisi in strati tipo 1a in cui una facies conglomeratica tipo F3 è presente (fig. 7.3A), e strati tipo 1b dove, invece, questa facies non è presente (fig. 7.3B). Questi strati possono presentare al loro interno due tipi di strutture trattive:

a) lamine piane mal sviluppate (facies F7) che solitamente caratterizzano la porzione in arenaria grossolana (fig. 7.1)

b) strutture trattive tipo megaripples, generalmente poste al tetto della porzione in arenaria grossolana, in cui si possono riconoscere laminazioni oblique che, a volte, presentano una tipica geometria a festoni (F6) (fig. 7.3 D,E,F). Questi strati con facies F6 al tetto corrispondono alla categoria 1c e, generalmente, passano verso l'alto a depositi laminati di arenaria fine (F9 o Tbe di Bouma) molto sottili e mal sviluppati.

La tipologia di strato 1c caratterizza generalmente intervalli stratigrafici con un rapporto arenaria-pelite molto elevato e può essere interpretata come legata alla rapida decelerazione delle parti dense di flussi bipartiti, con conseguente bypass delle parti sommitali turbolente (fig. 7.2). Questo fenomeno è alla base della formazione delle facies trattive (F6) al tetto dell'F5 la cui formazione appare controllata anche dal grado di decelerazione del flusso torbido (vedasi Tinterri e Tagliaferri, 2015). Quest'ultimo, se particolarmente elevato, può anche essere responsabile della formazione di mud draped scours (nel senso di Mutti e Normark, 1987, 1991) legati a fenomeni di salto idraulici. La presenza di questa tipologia di strato, generalmente indicativa di una transizione lobo canale (nel senso di Mutti e Normark, 1987, 1991), può essere favorita dalle decelerazioni che caratterizzano i bacini particolarmente ristretti (Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011; Tinterri & Tagliaferri, 2015). In definitiva, gli strati del tipo 1 vengono essenzialmente depositi dalla porzione densa del flusso torbido.

Strati tipo 2: Rappresentano un'evoluzione sottocorrente degli strati tipo 1 e sono caratterizzati da una porzione di arenaria grossolana massiccia che risulta essere molto meno sviluppata. In base alle caratteristiche esposte possono essere suddivisi in strati del tipo 2a e 2b (fig. 7.1).

Gli strati del tipo 2a sono caratterizzati alla base da una porzione più o meno spessa di arenaria grossolana massiva (F5) che può presentare lamine mal sviluppate (facies F7) mentre, verso l'alto, sono contraddistinti da uno spessore relativamente elevato delle facies di arenaria media massiccia (F8) e di arenaria fine laminata (F9) (fig. 7.4A).

Gli strati del tipo 2b sono invece caratterizzati alla base da un ridotto spessore (da qualche cm a massimo 20-25 cm) di arenaria grossolana con strutture a megaripples (facies F6) che passa, verso l'alto, a depositi laminati di arenaria fine (F9) (fig. 7.4 B,C,D).

Entrambe le tipologie di strato evidenziano una progressiva chiusura della facies F5 sottocorrente. Gli strati del tipo 2b, con lo sviluppo della facies F6, registrano un bypass delle granulometrie medie e fini di sedimento, mentre gli strati del tipo 2a, caratterizzati da uno spessore elevato dalle facies di arenaria media massiccia (F8) e di arenaria fine laminata (F9), possono indicare condizioni nelle quali tende a predominare la deposizione piuttosto che il bypass. Gli strati di tipo 2a, quindi,

potrebbero indicare un grado di efficienza meno elevato rispetto ai 2b, dal momento che i flussi che depositano questi strati, pur separando bene le classi granulometriche, non permetterebbero un bypass efficiente delle sabbie medie e fini.

Strati tipo 3: Questi strati indicano la zona deposizionale delle sabbie medie e fini trasportate dai flussi turbolenti che hanno bypassato le aree di deposizione degli strati di tipo 1 e 2 (fig. 7.2). Questi strati, perciò, sono costituiti da facies massive F8 e laminate F9. Anche in questa categoria possono essere distinti due tipologie di strati, che sono gli strati tipo 3a e 3b (fig. 7.1).

Gli strati di tipo 3a sono caratterizzati dalle facies in arenaria media massiva (facies F8, equivalente al Ta di Bouma) che passano verso l'alto ad un ridotto spessore di arenaria fine laminata (F9) (fig. 7.5A).

Dall'analisi delle facies, però, si può osservare come alcuni di questi strati, definiti di tipo 3b nello schema di fig. 7.1, possano presentare, al tetto, spessori particolarmente elevati della porzione di arenaria fine laminata e pelitica (Facies F9) (7.5 B,C). In particolare, in questi strati si possono osservare evidenti variazioni di paleocorrenti tra le strutture di fondo (flute e groove casts), i ripples e le convolute vergenti. Tra le caratteristiche tipiche degli strati di tipo 3b vi è anche quella di mostrare tra la parte di arenaria media, massiva (F8) o laminata (F8b), e quella di arenaria fine laminata (F9) uno o più sottili livelli di frustoli vegetali che vengono depositati dalle code delle correnti di torbida che subiscono ripetuti fenomeni di riflessione (vedasi Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011; Tinterri e Tagliaferri, 2015). Gli strati di tipo 3b, perciò, mostrano delle sequenze di facies tipiche degli strati da ponding (continua riflessione del flusso contro i margini del bacino) e riflessione, come è stato descritto in altri contesti caratterizzati da un confinamento tettonico (Cloridorme Formation (Canada) – Pickering e Hiscott, 1985; Formazione Marnoso-arenacea - Muzzi Magalhaes & Tinterri, 2010; Gruppo di Hecho nei Pirenei - Remacha et al. 2005; Bacino di Sorbas (Spagna meridionale) – Haughton, 1994). In fig. 7.5 D viene mostrato uno strato della tipologia 3a caratterizzato da una particolare tipologia di bioturbazione definita Ophiomorpha che, naturalmente, può interessare tutte le tipologie di strato.

Strati di tipo 4: Questi strati sono costituiti essenzialmente da arenarie fine laminate (Facies F9) e, perciò, sono formati da strutture da decantazione più trazione prodotte dalla parte turbolenta delle correnti di torbida. Tali strati possono essere suddivisi in due categorie, strati di tipo 4a e 4b (Fig. 7.1). I primi (4a) mostrano una tipica sequenza Tb-e di Bouma senza mostrare particolari evidenze di ponding e riflessioni. I secondi (4b), invece, possono essere caratterizzati da spessori elevati e da particolari variazioni verticali delle strutture in cui si possono osservare delle alternanze tra lamine

piane, ripples, convolute vergenti e livelli liquefatti a pseudonoduli (fig. 7.6 A,B) (vedasi Pickering e Hiscott, 1985; Remacha et al. 2005; Muzzi Magalhaes e Tinterri, 2010). Tali sequenze di facies sono riconducibili a fenomeni di ponding e riflessione come già descritto per gli strati di tipo 3b. Gli strati di tipo 4a e 4b caratterizzano soprattutto le zone più distali di basin plain del bacino, in particolare, la tipologia 4b tende a predominare soprattutto nelle aree del bacino tettonicamente confinate soggette al fenomeno di ponding. Tuttavia queste tipologie di strato possono anche caratterizzare gli alti morfologici risultando quindi abbondanti anche in aree più prossimali del bacino.

Strati di tipo 5: E' una particolare tipologia di strati sottili (da 0,5 a 5cm) costituiti da livelli di arenaria molto fine con alternanze di lamine piane, ripples e lamine convolute (fig. 7.1). In particolare questi strati vengono generalmente ritrovati all'interno di intervalli pelitici di colore scuro dello spessore variabile da alcuni decimetri fino a 3m (fig. 7.7). Un accurato studio di questo tipo di strato, effettuato in una sezione ben affiorante lungo il torrente Dolo presso Torre dell'Amorotto (sezione 3), ha permesso non solo di osservare le caratteristiche delle facies ma anche di determinare la direzione delle paleocorrenti nei diversi livelli di arenaria fine. Tali paleocorrenti generalmente mostrano la medesima direzione parallela all'asse del bacino, ma sono molto comuni i cambi di paleocorrenti in direzione opposta rispetto a quella generale diretta verso sud-est. Risulta quindi ragionevole ipotizzare che anche questa tipologia di facies sia da ricondurre a fenomeni di ponding subiti dalla porzione turbolenta delle correnti di torbida (fig. 7.7).

Strati di tipo 6: Questa categoria comprende tutti gli strati che presentano evidenze di impatto delle correnti di torbida sui depositi sottostanti. Come evidente in fig. 7.1 questi strati vengono suddivisi nei sottotipi 6-1, 6-2, 6-3, 6-4 sulla base della granulometria e del tipo di strato che impatta (fig. 7.8 A, B, C, D). Tra questi vi sono strati tripartiti con una porzione intermedia caotica costituita da lembi di strato erosi ed inglobati all'interno del flusso (fig. 7.8 B,D). Molto spesso la porzione intermedia, caratterizzata dalla struttura da impatto, può risultare poco o pressoché indeformata ed è riconoscibile solo perché risulta contraddistinta, alla base, da un livello di arenaria grossolana iniettata lungo strato che, generalmente, segue l'andamento della stratificazione.

Nel gruppo 6-4, infine, sono rappresentati anche strati conosciuti in letteratura come "strati a slurry" caratterizzati da una porzione intermedia di arenaria medio-fine immersa in una matrice fangosa ricca in intraclasti pelitici e materia organica (vedasi Muzzi Magalhaes and Tinterri, 2010, Talling et al. 2012; Haughton et al. 2009 cum biblio). Tali strati, pur rivestendo una grande importanza in altri contesti di avanfossa come quello della Formazione Marnoso-arenacea, all'interno della successione sedimentaria studiata risultano molto rari. Il fatto importante è che questi strati tendono

a caratterizzare soprattutto le piane bacinali distali e derivano da decelerazioni di flussi particolarmente ricchi in fini la cui erosione è favorita dalla presenza di morfologie controllate dalla tettonica nelle zone più sopracorrente (Muzzi Magalhaes and Tinterri, 2010; Tinterri e Tagliaferri, 2015). La scarsa presenza degli strati a “slurry” potrebbe fare ritenere che il grado di confinamento delle Arenarie del Cervarola fosse particolarmente elevato, in modo tale da ostacolare l’evoluzione dei flussi e l’erosione sopracorrente dei granulometrie più fini. Naturalmente la loro scarsa presenza è anche da imputare al fatto che l’area indagata in questo lavoro è posta in un settore dell’avanfossa più prossimale rispetto a quello studiato nella Formazione Marnoso-arenacea dagli Autori sopra citati.

7.2) STRATI GUIDA E LIVELLI CAOTICI

Strati Guida: I depositi indicati come “strati guida” nel pannello stratigrafico introdotto nel capitolo precedente sono essenzialmente dei paraconglomerati (Facies F2 dello schema di facies di Mutti et al. 1999) con spessore variabile da 3 a 28m (fig. 7.9). Questi depositi mostrano variazioni laterali di facies evidenti anche a breve distanza (fig. 7.10).

Possono esibire la caratteristica facies paraconglomeratica con ciottoli aventi dimensioni medie variabili tra i 2mm ed i 10 cm (ma eccezionalmente fino a 70cm di diametro) immersi in una matrice arenaceo-fangosa grigio scura (fig. 7.11A,C). In questa facies sono presenti anche lembi di successioni arenaceo-pelitiche, di varie dimensioni, appartenenti alla successione arenacea del Cervarola, che evidenziano il grande potere erosivo di questi eventi catastrofici. Talora i paraconglomerati espongono una gradazione normale e, in questo caso, sono caratterizzati al tetto da una porzione da spessa a molto spessa di sedimento fine. Risultano infine frequenti, all’interno della facies paraconglomeratica, anche particolari lembi arrotondati di materiale siltico dal caratteristico colore giallastro che, solitamente, si posizionano verso il tetto dello strato guida (fig.7.11D).

L’altra facies è costituita essenzialmente lembi di strato strappati dal substrato, completamente deformati, nei quali la matrice paraconglomeratica può essere scarsa o assente. In questo caso gli strati assumono l’aspetto tipico di depositi che Mutti et al. (2006) hanno associato a flussi tipo “blocky flow” (figg. 7.9, 7.10). Tali depositi sembrano caratterizzare soprattutto le aree marginali del bacino poste in prossimità di alti morfologici (fig. 7.10 A).

In tutti i casi esaminati il tetto degli strati guida è risultato essere caratterizzato da uno strato di arenaria medio-fine con geometrie lenticolari, brecce di impatto basali e grande abbondanza di lamine convolute che può essere interpretato come il deposito di una corrente di torbida accessoria

o affiliata (nel senso di Mohrig e Marr, 2003) derivante dalla trasformazione della testa dei flussi densi responsabili della deposizione dei paraconglomerati (fig. 7.11B).

L'esame della distribuzione laterale delle due facies principali che caratterizzano gli strati guida (paraconglomerato vs depositi associati a flussi tipo "blocky flow") ci ha permesso di proporre un modello deposizionale che può essere osservato in fig. 7.11E. Nel modello, il flusso ad alta densità che trasporta la porzione paraconglomeratica della facies F2 è caratterizzato al fronte da una sorta di effetto "bulldozer" come descritto in vari lavori come quelli di Major e Iverson, (1999), Mutti et al. (1999), Butler & McCaffrey (2010). Questo processo permette al flusso denso di scalzare e strappare grandi quantità di materiale arenaceo-pelitico dal substrato durante la sua evoluzione sottocorrente. Il flusso denso, tuttavia, non appare essere in grado di inglobare completamente il materiale eroso che, così, tende ad accumularsi al suo fronte. Si può inoltre ipotizzare che il moto stesso del flusso denso faccia in modo che il materiale ammassato al suo fronte possa, gradualmente, scivolare ai lati, quindi verso i margini del flusso, andando a formare le facies del tipo "blocky flow" sopra descritte (fig. 7.11E). Tale fenomeno, infine, sembra essere favorito dalla presenza di alti morfologici come può essere osservato negli spaccati delle figure 7.9 e 7.10 dove le facies tipo "blocky flow" tendono a comparire soprattutto nelle zone caratterizzate da tali alti.

Sono previsti, comunque, ulteriori studi a riguardo di alcuni aspetti che rimangono ancora oscuri di questi paraconglomerati, come ad esempio: la loro genesi e la loro evoluzione.

Livelli caotici: Con il termine di livelli caotici (Mass transport deposits, MTD) vengono indicati essenzialmente dei depositi del tipo "slumps" concentrati in gran parte nell'unità stratigrafica 3 (fig. 6.4). Questi depositi espongono spessori variabili e sono costituiti essenzialmente da materiale intraformazionale in facies fini (arenaria fine, silt e pelite), tipiche delle tipologie di strato 4a, 4b e 5, con evidenze di "soft sediment deformation". Presentano spessori assai variabili, da qualche decimetro sino a 20m; variazioni di spessore importanti si possono registrare anche con spostamenti laterali limitati. Occasionalmente si possono determinare delle vergenze all'interno delle strutture deformative che indicano direzioni di trasporto verso NE. Questi depositi vengono interpretati come il risultato della destabilizzazione di porzioni di successione poste sulle aree di alto morfologico che bordavano il margine interno del bacino.

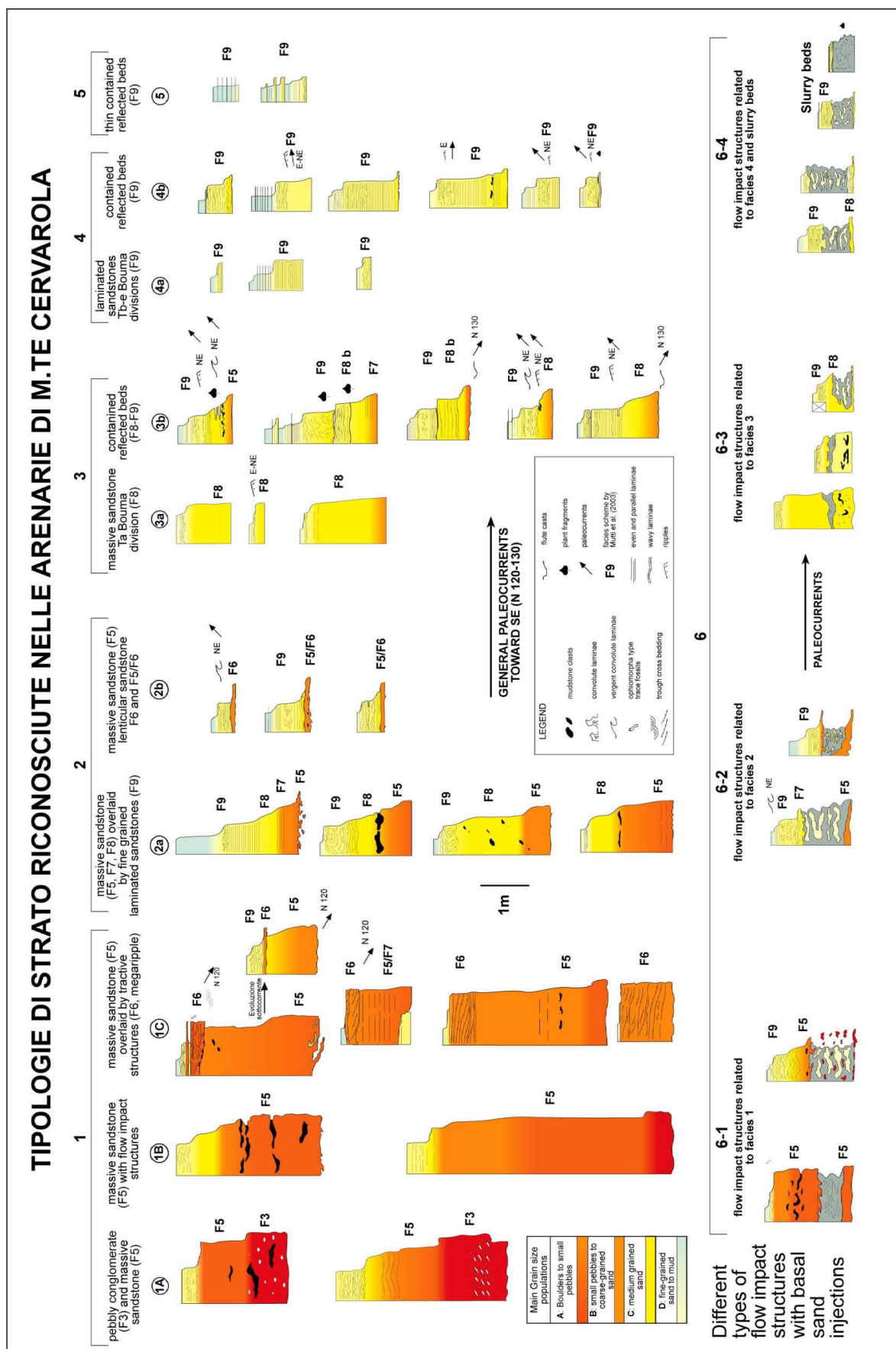


Fig. 7.1) Tipologie di strato riconosciute nelle Arenarie del Monte Cervarola. Le facies interne agli strati (es...F5, F8) si riferiscono allo schema di facies di Mutti et al. (1999, 2003).

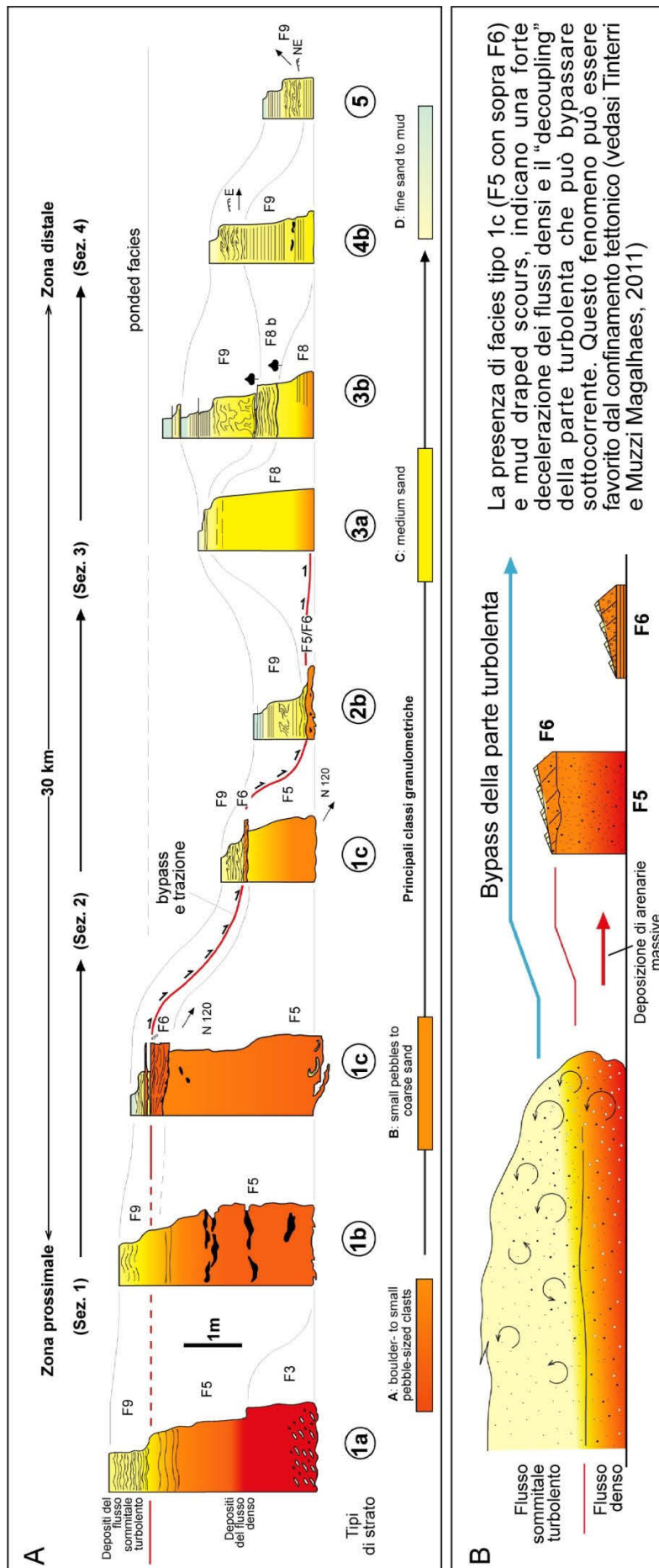


Fig. 7.2) A: Proposta di una possibile evoluzione sottocorrente (*facies tract*) dei depositi torbiditici appartenenti alle Arenarie del Cervarola nel sistema torbiditico di Torre dell'Amorotto. B: Modello concettuale che mostra il processo di "decoupling" del flusso ed il bypass della parte turbolenta, modificata da Tinterri & Tagliaferri (2015).

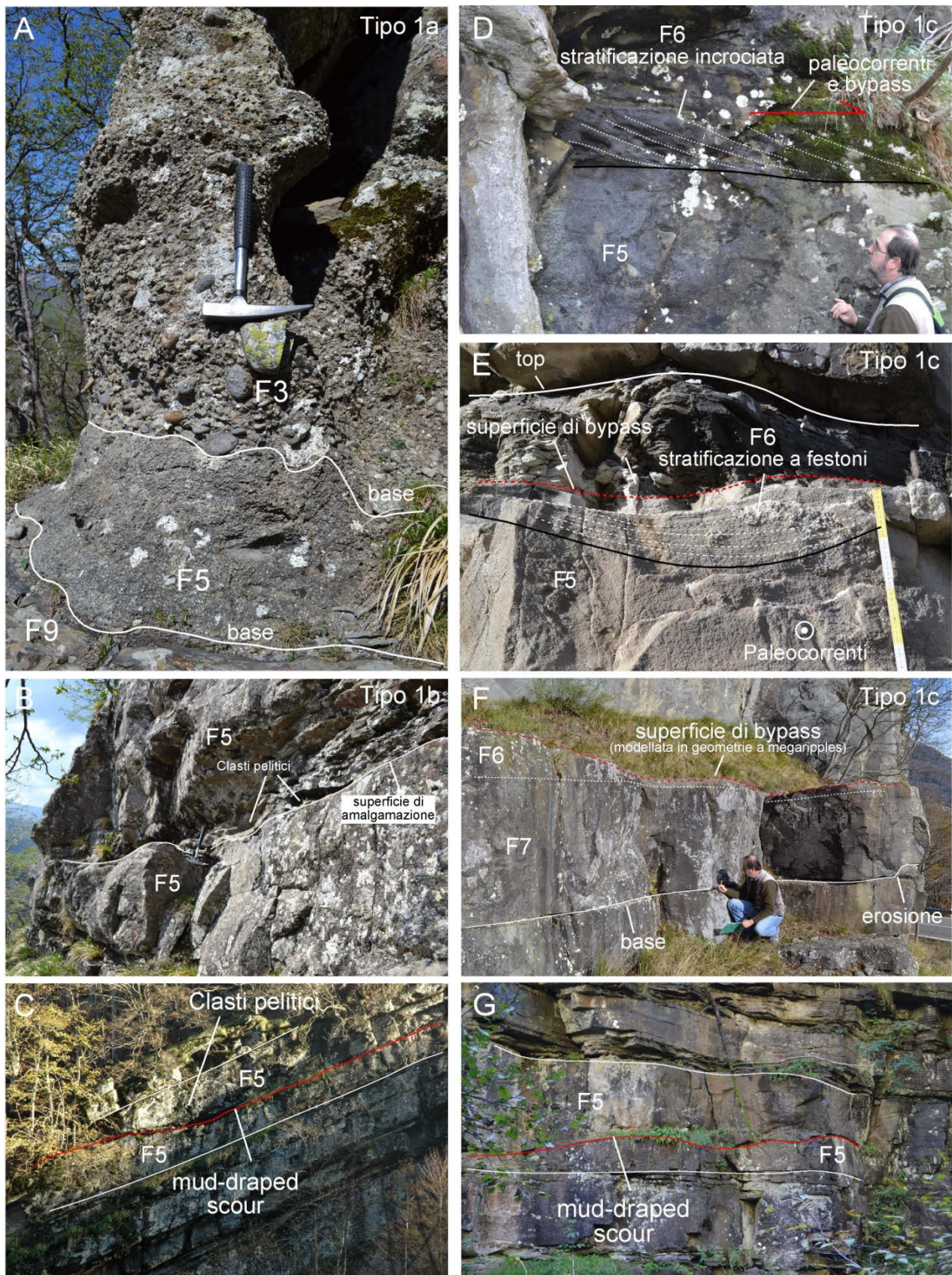


Fig. 7.3) Alcuni esempi degli strati del tipo 1a, 1b ed 1c e di "mud draped scour" affioranti presso gli Schiocchi del Cerreto e gli Schiocchi dell'Ozola.



Fig. 7.4) Alcuni esempi degli strati del tipo 2a (A) e degli strati del tipo 2b (B,C,D).

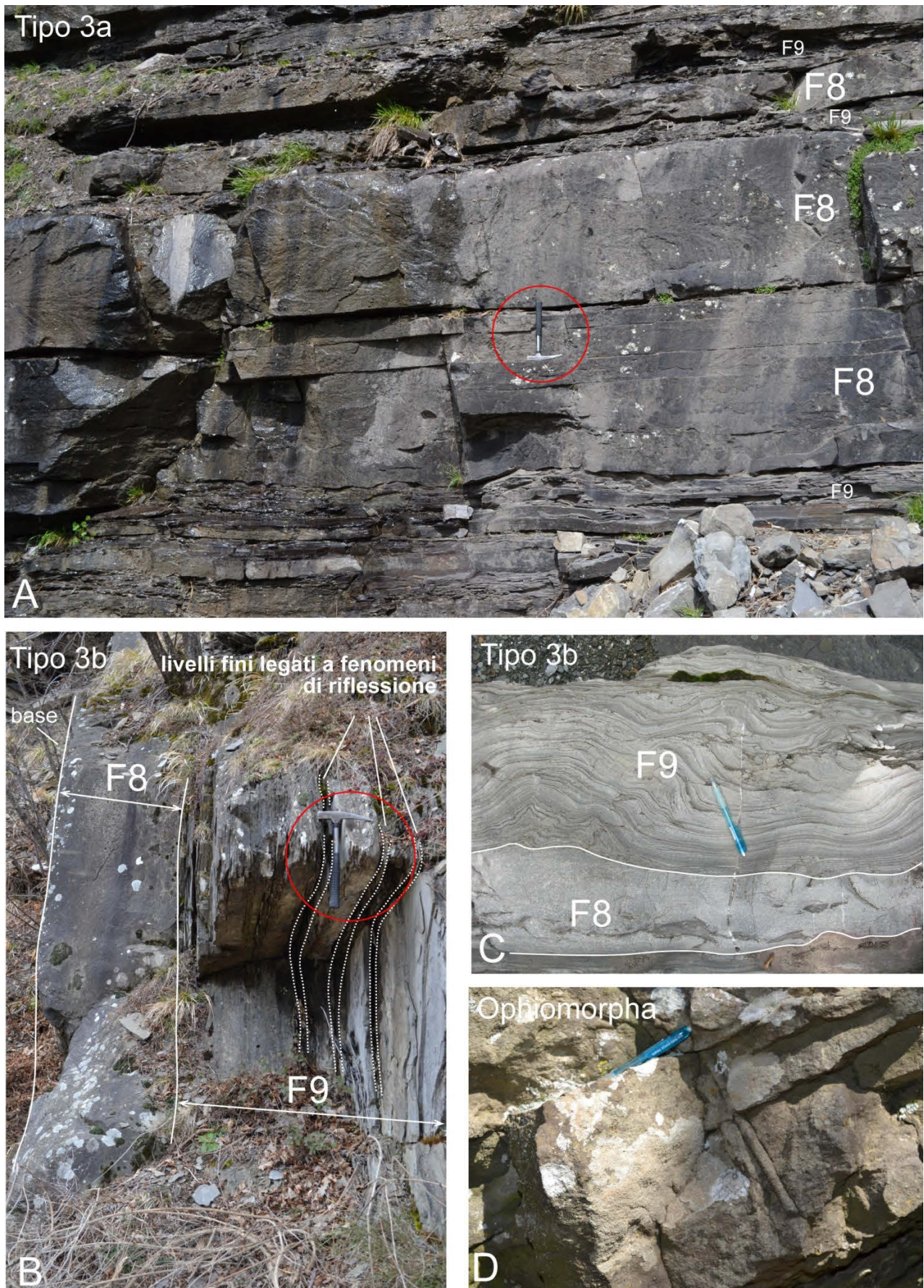


Fig. 7.5) Esempi di strati di tipo 3: A) strati di tipo 3a, essenzialmente costituiti da arenaria media massiva; B,C) strati di tipo 3b caratterizzati da una porzione in arenaria fine con fenomeni di riflessione; D) tracce fossili tipo Ophiomorpha.

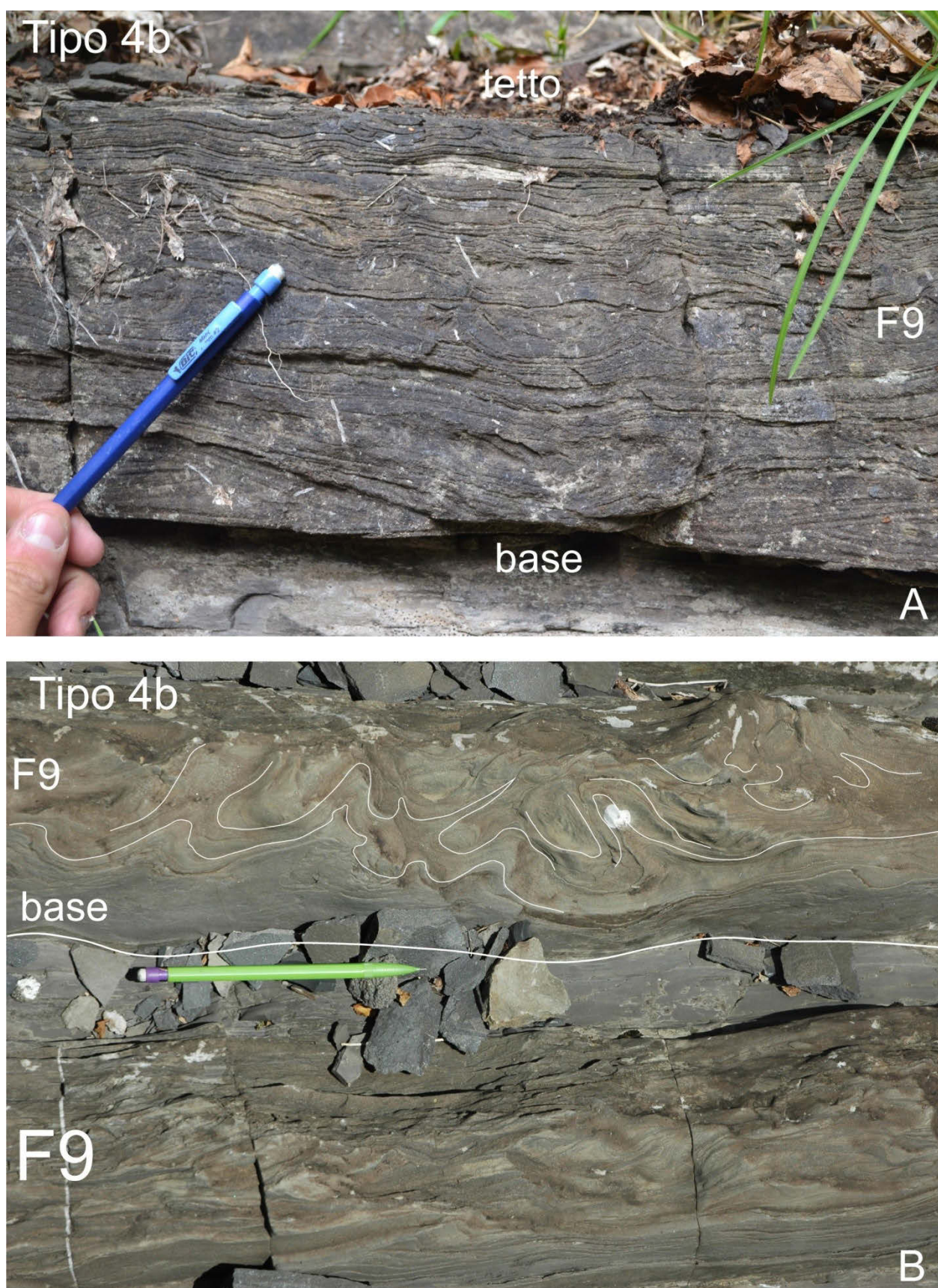


Fig. 7.6) Due esempi di strati in arenaria fine del tipo 4b caratterizzati da diverse strutture sedimentarie (ripple e convolute).

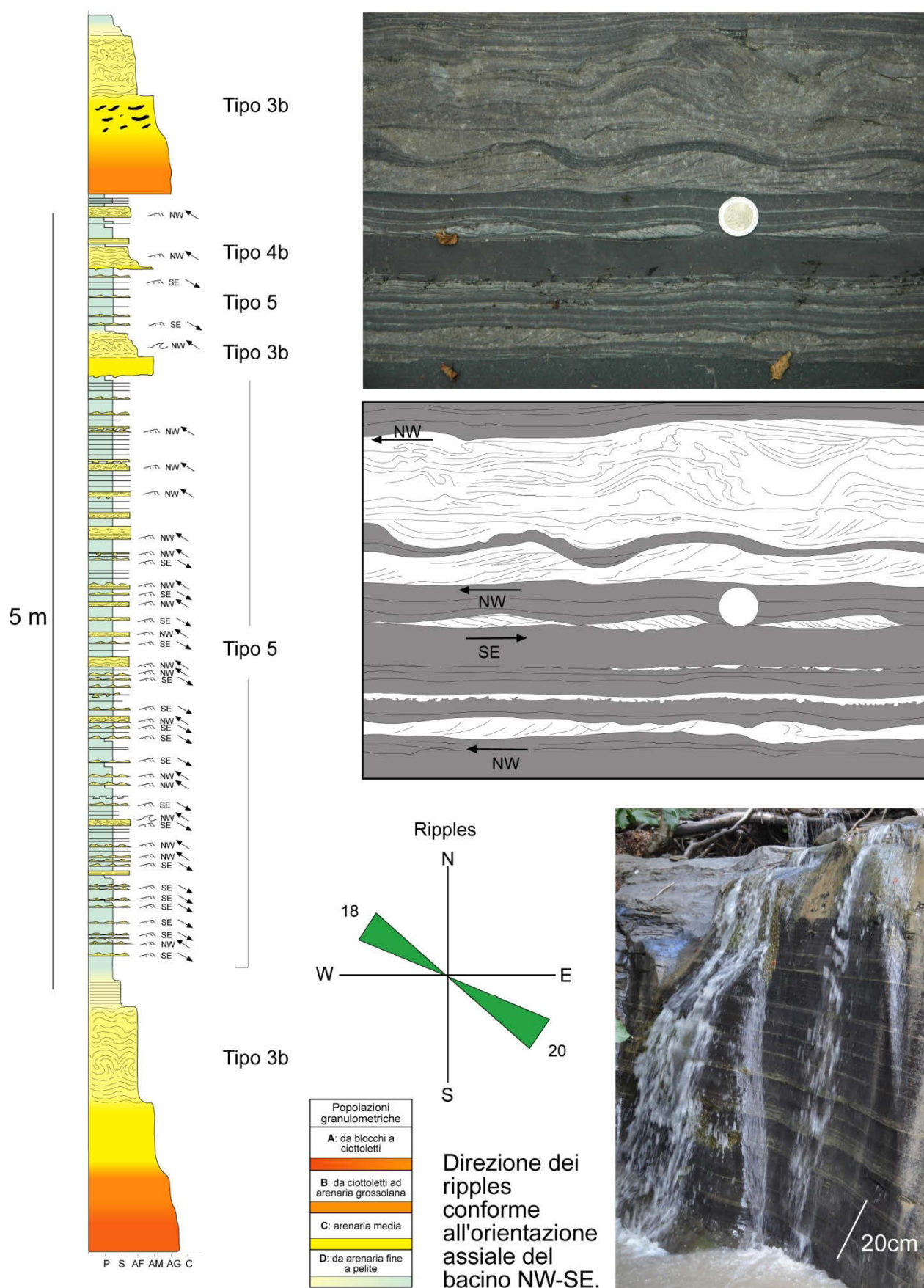


Fig. 7.7) Caratteristiche sedimentologiche ed aspetto degli strati fini del tipo 5. Le direzioni opposte delle paleocorrenti potrebbe essere indicative del processo di ponding.



Fig. 7.8) Alcuni esempi di tipologie di strato 6 caratterizzate da strutture da impatto e porzioni intermedie caotiche.

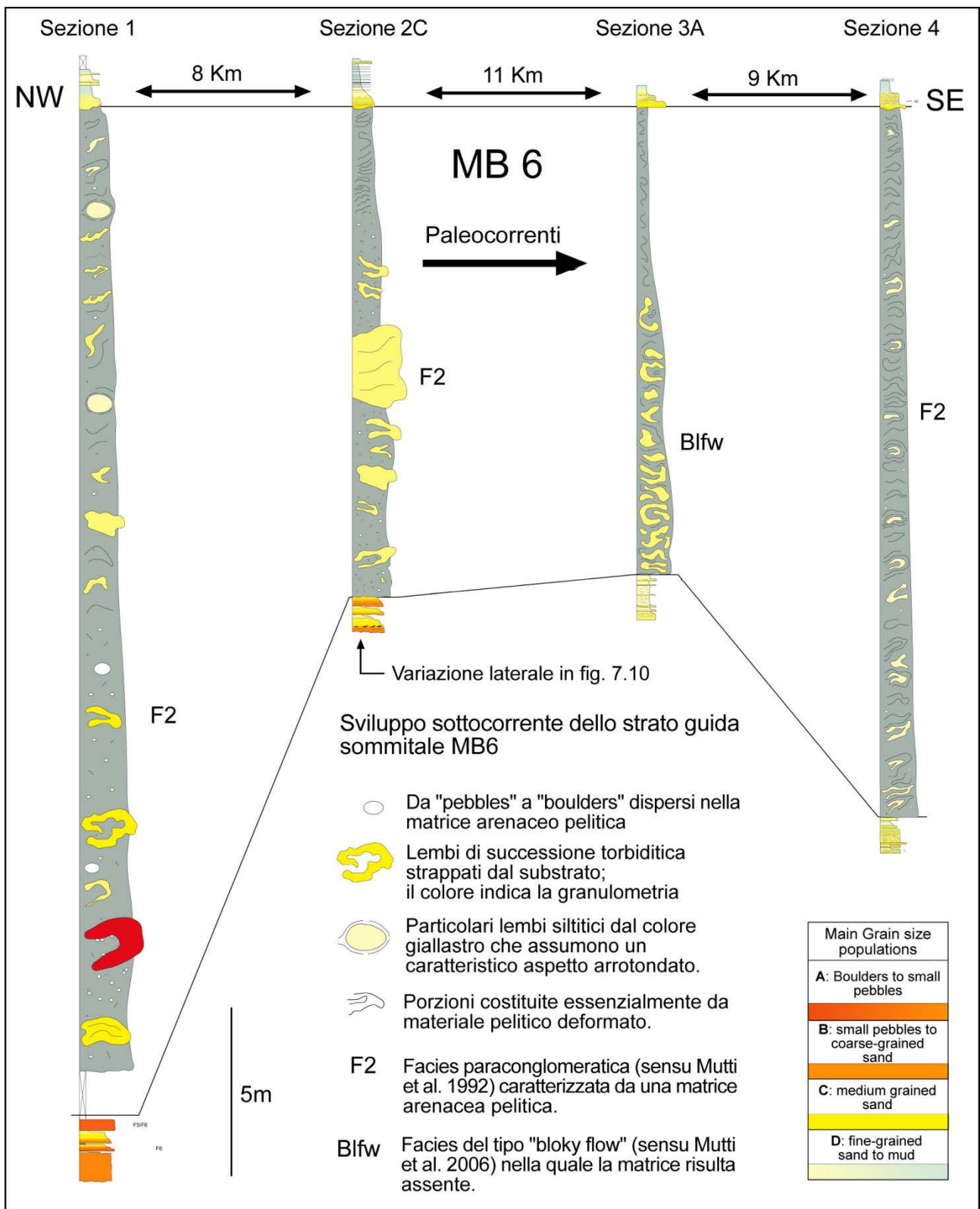


Fig. 7.9) Caratteristiche sedimentologiche e variazione sottocorrente delle facies che caratterizzano lo strato guida sommitale MB 6. Da notare che questo megastrato presenta anche importanti variazioni laterali di facies che sono descritte in fig. 7.10.

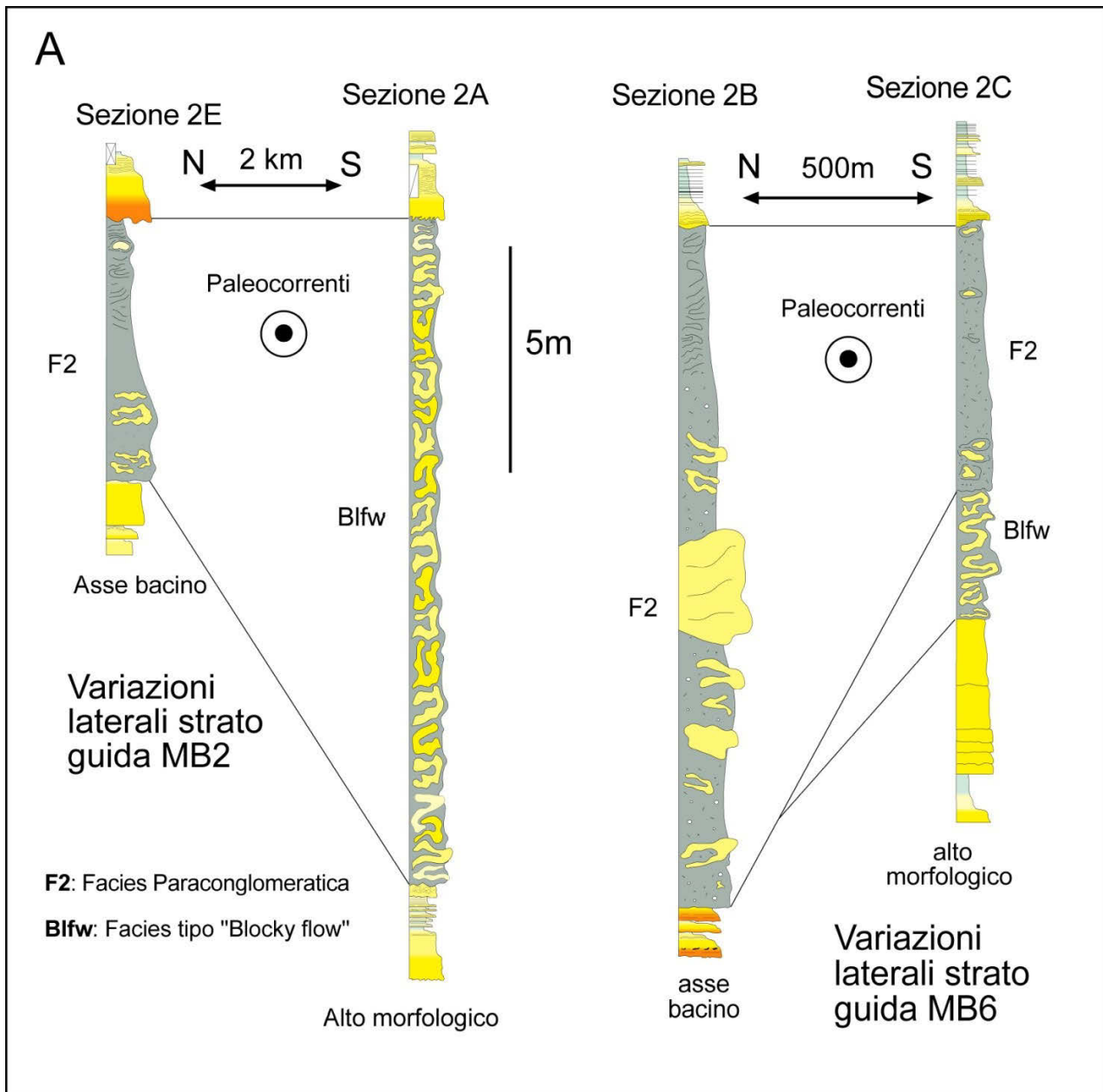


Fig. 7.10) A-Correlazioni laterali tra gli strati guida MB2 ed MB6 che evidenziano la variabilità laterale tra la facies paraconglomeratica (facies F2) e quella tipo "blocky flow". B- Esempio dell'MB5 affiorante in facies paraconglomeratica presso gli Schiocchi del Cerreto. C- Esempio dello strato guida MB6 affiorante presso Torre dell'Amorotto in facies tipo "blocky flow".

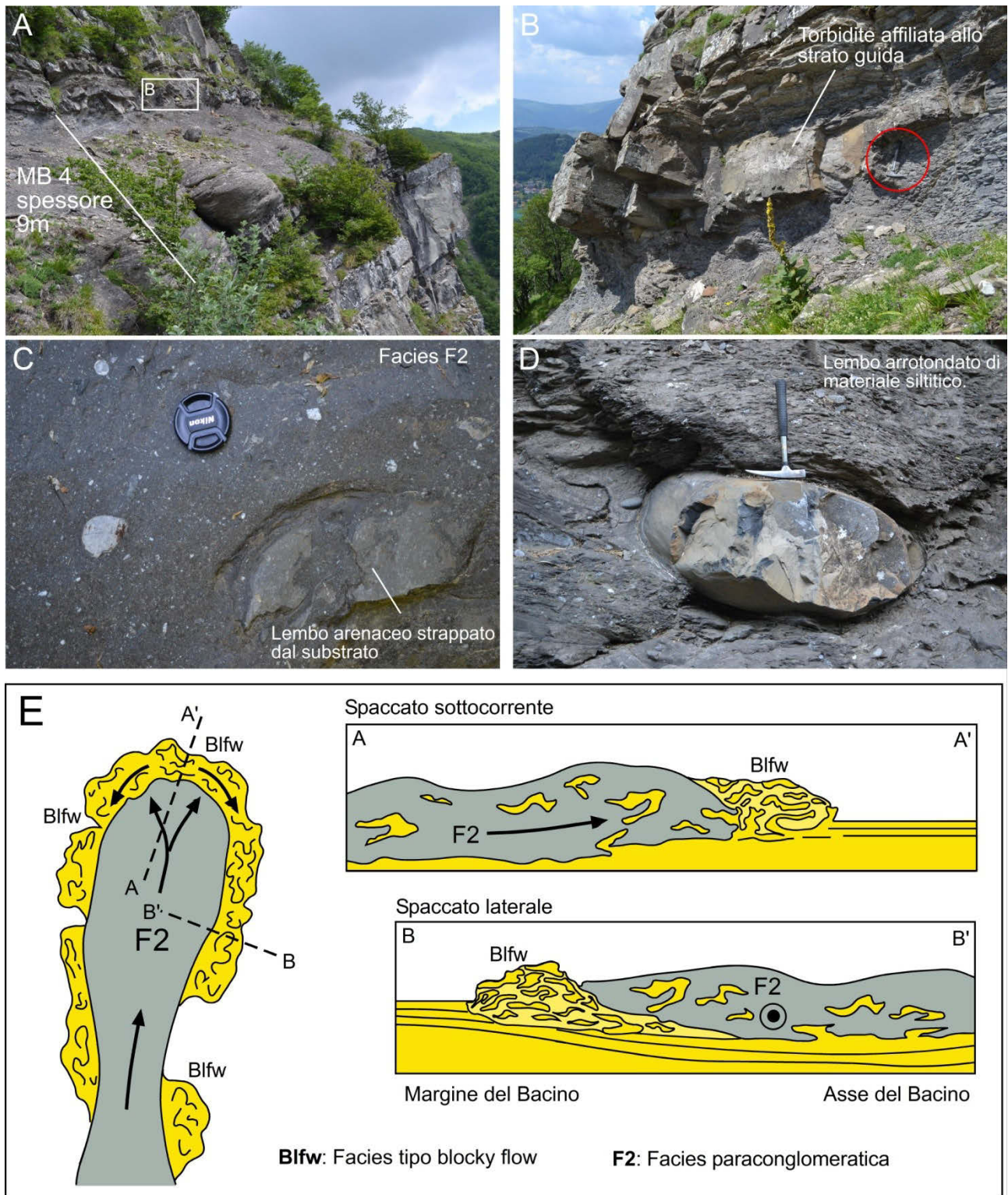


Fig. 7.11) **A**- Visione d'insieme dello strato guida MB 4 affiorante presso gli Schiocchi dell'Ozola, in questo sito lo strato è in facies paraconglomeratica (F2). **B**- La torbidite affiliata (sensu Mohrig e Marr, 2003) allo strato guida MB4. **C**- Esempio della facies paraconglomeratica (F2) caratterizzata da ciottoli immersi in una matrice arenaceo-pelitica contenente anche lembi di strato strappati dal substrato. **D**- Uno dei caratteristici lembi arrotondati di materiale siltitico giallastro presenti all'interno della facies paraconglomeratica. **E**- Proposta di un modello evolutivo che tenta di spiegare la rapida variazione laterale di facies osservata all'interno degli strati guida (vedasi figure 7.9 e 7.10).

8) DISTRIBUZIONE DI FACIES, TIPI DI STRATO E ORIENTAZIONE DELLE PALEOCORRENTI

In questo capitolo verrà descritta la distribuzione delle caratteristiche sedimentologiche (tipologie di strato e orientazione delle paleocorrenti) osservate nelle diverse sezioni misurate. Ogni strato misurato (in totale sono circa 2900) è stato riconosciuto appartenere ad una ben determinata tipologia tra quelle introdotte nel capitolo precedente. Così facendo è stato possibile calcolare in percentuale le distribuzioni latero-verticali delle diverse tipologie di strato per ciascuna unità stratigrafica; tali percentuali sono poi state rappresentate tramite istogrammi. L'utilizzo di questa metodologia ci ha permesso quindi di effettuare una descrizione oggettiva delle diverse unità stratigrafiche basata su dati analitici: conteggio degli strati appartenenti alle diverse tipologie.

Alla distribuzione delle tipologie di strato è stata associata anche un'analisi delle paleocorrenti relazionate a diverse strutture sedimentarie: a) strutture di fondo tipo flute e groove casts; b) strutture da decantazione + trazione (ripples) che indicano la direzione di movimento della porzione turbolenta del flusso; c) lamine convolute vergenti derivate dalla deformazione di strutture da decantazione + trazione operata dall'espulsione del fluido (acqua) contenuto all'interno del flusso al momento della deposizione. La vergenza delle lamine convolute provocata dallo sforzo al taglio della corrente normale o riflessa, indica, anche in questo caso, la direzione di movimento della porzione turbolenta del flusso (vedasi Tinterri et al. in stampa, per maggior dettagli).

Infine è stato calcolato, per ogni unità stratigrafica, il rapporto tra il contenuto in arenaria e quello in pelite, indicato come A/P e rappresentato tramite un diagramma a torta.

Di seguito verrà data, dapprima una descrizione della distribuzione verticale delle facies (che sottintende anche una variazione nel tempo), quindi si passerà a descrivere la loro distribuzione sottocorrente e laterale. Il tutto col fine di dare una visione per quanto possibile tridimensionale delle caratteristiche sedimentologiche dell'area presa in esame.

8.1) DISTRIBUZIONE VERTICALE DELLE FACIES DELL'INTERA SUCCESSIONE STRATIGRAFICA STUDIATA (SEZIONE 3)

In fig. 8.1 viene mostrata la distribuzione verticale delle caratteristiche sedimentologiche nella sezione di Civago-Torre dell'Amorotto (sezione 3 in figg. 6.3, 6.4) che, ricordiamo, è l'unica a coprire l'intero intervallo stratigrafico dalla base al tetto della Successione. L'unità basale 1a, costituita dalle Marne di Civago, non viene considerata nella figura, in quanto non è stata soggetta ad analisi di facies essendo un deposito marnoso relativamente uniforme. L'unità 1b, equivalente

alla Formazione di Serpiano, è costituita essenzialmente da strati di arenaria fine e pelite (tipo 4a, 4b e 5) che ne determinano una bassa percentuale in arenaria (35%) (fig. 8.1B). Caratteristica peculiare di questa unità è l'abbondanza di strati del tipo 4b (da riflessione) che mostrano paleocorrenti completamente riflesse con direzioni verso NW (ripples in fig. 8.1A), quindi opposte rispetto alla direzione di alimentazione del bacino diretta invece verso SE. L'unità 1c vede la prima comparsa di strati da impatto (tipo 6) e di strati con porzione in arenaria media e grossolana (2a, 2b, 3b) che, tuttavia, rimangono decisamente in minoranza rispetto agli strati caratterizzati da facies fini (4a, 4b e 5). Le strutture di fondo, groove e flute casts, mostrano direzioni dei flussi verso SE, mentre i ripples, depositi dalla porzione turbolenta del flusso, indicano direzioni dapprima verso NW, come nell'unità sottostante, mentre successivamente tendono ad orientarsi verso NE. La direzione nord-orientale dei ripples e delle convolute vergenti diventa, a partire da questa unità, una caratteristica peculiare di tutta la successione, imputabile alla deviazione subita dalla parte turbolenta del flusso torbido che impatta contro una struttura morfologicamente rilevata posta nel margine sud-occidentale del bacino. L'unità 2a presenta le medesime caratteristiche della 1c, si nota solo un lieve aumento delle tipologie di strati caratterizzate da arenaria media e grossolana (2a, 2b, 3a, 3b), aumento che invece diventa drastico passando all'unità 2b. Quest'ultima unità, infatti, mostra una percentuale di arenaria superiore all'80% ed è contraddistinta da facies in arenaria media e grossolana massive (strati del tipo 2a e 3a) oltre che da una grande abbondanza di strati 3b, diagnostica di una fase dominata dai fenomeni di ponding. Il trend "coarsening upward", fin qui descritto, tende a sfumare leggermente con il passaggio all'unità sommitale 3, caratterizzata da una percentuale di arenaria dell'80%, simile a quella dell'unità sottostante (fig. 8.1B). In quest'unità tendono a prevalere gli strati di arenaria media massiva (tipo 3a) e di arenaria fine laminata (4a) oltre che rimanere presenti gli strati da ponding del tipo 3b. Nella descrizione verticale delle facies sedimentarie occorre, infine, citare anche la presenza verso il tetto della successione di tracce fossili (bioturbazioni) tipo *Ophiomorpha* (fig. 7.5). L'*Ophiomorpha* è una particolare traccia fossile che caratterizza i fronti deltizi (Mutti et al. 2003, 2009), quindi la sua presenza verso il tetto della successione potrebbe indicare un sollevamento del bacino.

In definitiva, risulta evidente come la Successione del Cervarola nel sistema di Torre dell'Amorotto mostri un trend thickening e coarsening-up con un progressivo aumento del rapporto arenaria-pelite e delle facies massive in arenaria media e grossolana del tipo 2a e 3a, oltre che la comparsa degli strati del tipo 1c. Questa variazione di facies appare del tutto simile a quella osservabile in altre successioni sedimentarie come quelle della Formazione Marnoso-arenacea e delle Arenarie di Annot (Tinterri & Muzzi Magalhaes, 2011; Tinterri et al., 2012; Tinterri e Tagliaferri, 2015), dove questo trend verticale è messo in relazione ad un progressivo restringimento tettonico del bacino

con il conseguente aumento dei tassi di decelerazione dei flussi torbidity. Di particolare importanza, infine, è la variazione verticale della porzione basale, tra le unità 1a e 2a (Marne di Civago, Formazione di Serpiano, Arenarie del Cervarola), della successione studiata che risulta, ancora una volta, molto simile alle successioni basali descritte dagli autori sopracitati nella Marnoso-arenacea e nelle Arenarie di Annot. Questo trend verticale viene, in tutti i casi, interpretato come una relazione di onlap sul margine di scarpata interno dell'avanfossa. Da questo punto di vista, quindi, anche formazioni come le Marne di Civago o la Formazione di Serpiano possono essere viste semplicemente come variazioni laterali e verticali della successione torbidity del Cervarola contro il margine interno del bacino.

8.2) VARIAZIONI VERTICALI E SOTTOCORRENTE DELLE FACIES RELATIVE ALLE UNITÀ STRATIGRAFICHE INDIVIDUATE

Nella figura 8.2 vengono mostrate le tipologie di strato, i rapporti A/P e l'orientazione delle paleocorrenti, per tutte le sezioni esaminate, al fine di avere un quadro completo delle caratteristiche sedimentologiche delle diverse unità stratigrafiche. Purtroppo, per le condizioni di affioramento, non è stato possibile coprire l'intera successione in tutte le sezioni misurate. Inoltre, nella visione delle orientazioni delle paleocorrenti, si deve tener presente che la sezione 2 potrebbe essere stata soggetta ad una rotazione antioraria di circa 30-40° causata degli eventi tettonici successivi alla deposizione (Chicchi & Plesi, 1991b). Può inoltre essere utile ricordare che la sezione 1 è posta a NW ed è la più proximale, mentre le altre occupano posizioni via via più sud orientali (quindi sottocorrente) sino alla sezione 4 che è la più distale.

L'unità stratigrafica 3, rappresentata in tutte quattro le sezioni misurate, è quella che permette di osservare la variazione sottocorrente delle facies nel modo più completo possibile. In questa unità si può notare come, da depositi dominati da facies grossolane F3, F5 ed F6 (strati del tipo 1b, 1c e 2a) nella sezione 1, si passi alla sezione 4 dominata essenzialmente da facies fini del tipo F9 (strati tipo 4 e 5) (fig. 8.2). Tale variazione sottocorrente viene messa in evidenza anche dall'analisi della percentuale di arenaria nelle sezioni studiate, percentuale che passa da valori superiori al 90% nelle zone proximale (sezione 1) a valori del 50% nelle zone più distali (sezione 4). La drastica diminuzione della porzione arenacea tra la sezione 3 (80%) e la sezione 4 (50% circa) può essere relazionata anche ad altri processi, oltre a quello della naturale evoluzione sottocorrente dei flussi torbidity esposto nel facies tract proposto (fig. 7.2). La sezione 4, infatti, risulta essere dominata da strati di arenaria fine laminata (tipo 4a, 4b e 5) che sono interpretati come depositi dalla parte turbolenta del flusso su alti morfologici ed in aree caratterizzate da riflessioni e ponding. Anche le paleocorrenti della sezione 4 mostrano strutture di fondo (groove e flute casts) verso E-SE e ripples

con direzioni verso NW, tipici di flussi turbolenti riflessi. E' quindi ipotizzabile che la sezione 4 sia stata deposta nelle vicinanze di una struttura positiva che bordava il bacino a SE, come del resto risulta abbastanza evidente dall'assetto strutturale della zona, discusso nel capitolo 1, caratterizzato dallo sviluppo di una struttura tettonica trasversale (linea di Pievepelago) situata nel margine sud-orientale dell'area indagata. Questa interpretazione viene ancor più avvalorata se si confrontano le sezioni 3 e 4 nell'unità 2b (fig. 8.2): nella sezione 3 abbiamo la massima percentuale di strati del tipo 3b, tipici del processo di ponding, assieme ad un'abbondante presenza di strati caratterizzati da arenaria media e grossolana massiva (tipo 2a e 3a) tipici di aree depocentrali, mentre la sezione 4 è caratterizzata dalla presenza di strati fini e sottili del tipo 4a, 4b e 5 con paleocorrenti (ripples e convolute) che mostrano una riflessione quasi totale della porzione turbolenta del flusso.

Per quanto riguarda la variazione verticale delle facies, è già stato messo in evidenza nel capitolo precedente un generale aumento di granulometria nella sezione 3. Questo trend risulta evidente anche nella sezione 2 che mostra, tra le unità 2a e 2b, un aumento di granulometria evidenziato, oltre che dall'aumento della percentuale in arenaria, anche da una variazione delle tipologie di strato (fig. 8.2). Da un'unità 2a, caratterizzata da strati in arenaria media massiva (tipo 3a), si passa all'unità 2b in cui la maggior parte degli strati, caratterizzati alla base da arenaria grossolana, ricade nella tipologia 2a. Questo trend sfuma leggermente nell'unità 3, dove si può notare una diminuzione della porzione arenacea ed un nuovo incremento di abbondanza degli strati del tipo 3a (arenaria media), che tornano ad essere in maggioranza rispetto agli strati di tipo 2a (arenaria grossolana). Occorre però specificare che l'intervallo stratigrafico che copre l'unità 3 nella sezione 2 è stato misurato in una posizione laterale rispetto alle sottostanti unità 2a e 2b, in un'area che, come si spiegherà nel capitolo successivo, è posta nelle immediate vicinanze di una struttura attiva che bordava il bacino a SE e che quindi poteva andare a modificare la tipologia delle facies deposte dai flussi torbidity. Considerando però che anche nella sezione 3 è evidente una simile riduzione del trend "coarsening upward" all'interno dell'unità stratigrafica sommitale, non è da escludere che un progressivo restringimento del bacino abbia costretto i flussi torbidity a deporre gran parte del loro carico di arenaria grossolana e molto grossolana in un'area più prossimale, nella fattispecie quella descritta dalla sezione 1. L'unità sommitale 3, infatti, risulta caratterizzata nella sezione 1 da strati di arenaria grossolana e molto grossolana delle tipologie 2a ed 1c. La tipologia 1c, in particolare, caratterizzata dallo sviluppo delle facies trattive (F6) al tetto della porzione massiva in arenaria grossolana, viene interpretata come legata alla rapida decelerazione delle parti dense di un flusso bipartito con conseguente bypass delle parti sommitali turbolente e deposizione in loco delle porzioni in arenaria grossolana, come spigato nel capitolo 7.1 relativo ai tipi di strato.

8.3) VARIAZIONI LATERALI (PERPENDICOLARI ALLE PALEOCORRENTI) DELLE FACIES

L'ottima esposizione delle Arenarie del Cervarola presso gli Schiocchi dell'Ozola ha permesso di effettuare uno studio sulle variazioni laterali (perpendicolari alle paleocorrenti) delle facies torbiditiche. Le sezioni misurate lungo i torrenti Lavachiello (sezione 2B di fig. 8.3) e Lama Cavalli (sezione 2C di fig. 8.3), coprono circa 150m della porzione sommitale della successione (unità 3), e sono poste ad una distanza variabile tra i 200 ed i 500m. Esse evidenziano un generale aumento del rapporto arenaria-pelite spostandosi dalla sezione meridionale (la 2B), caratterizzata da una percentuale in arenaria del 63%, a quella più settentrionale, la 2C, che mostra una percentuale in arenaria dell'81 %. L'analisi della variazione delle tipologie di strato mostra interessanti differenze tra le due sezioni. La sezione 2B risulta essere caratterizzata da granulometrie medie e fini e da tipologie di strato deposte da flussi turbolenti soggetti a fenomeni di ponding e riflessione (3b, 4b e 5) oltre che da strati di arenaria media massiva (tipo 3a) in facies F8, mentre mancano quasi completamente le granulometrie grossolane. La sezione 2C, invece, mostra un'abbondante presenza di strati con porzione massiva in arenaria grossolana (tipo 2a) e media (tipo 3a) mentre le tipologie di strato tipiche dei processi di ponding e riflessione sono meno abbondanti ed identificate essenzialmente dagli strati di tipo 3b e 5. La situazione descritta può essere spiegata se si ammette che la deposizione della porzione densa (grossolana) del flusso avvenga preferenzialmente nell'area posta a nord (sezione 2C) mentre l'area meridionale (sezione 2B), morfologicamente più elevata, può essere raggiunta solo dalle porzioni turbolente dei flussi torbiditici soggette ai fenomeni di riflessione ed in grado di trasportare le granulometrie medie e fini. Questa interpretazione è rinforzata anche dalle paleocorrenti relative ai ripples nella sezione 2B che mostrano, oltre a direzioni verso E, congruenti con quelle delle strutture di fondo, anche direzioni verso NE riconducibili al fenomeno di riflessione della porzione turbolenta contro l'alto morfologico che bordava la parte sud-occidentale del bacino. Le sezioni 2A e 2E (fig. 8.3) sono poste ad una distanza di 2250m e permettono, grazie alla presenza di due "megabed" paraconglomeratici, il confronto di una piccola porzione di successione posta al passaggio tra le unità stratigrafiche 1c e 2a. La porzione di successione appartenente all'unità 1c, essendo posta al di sotto del paraconglomerato MB1 (spesso tra 15 e 28m), non risulta influenzata, in termini di distribuzione sia delle facies che degli spessori, dalla morfologia di quest'ultimo. In questo confronto, comunque, è ancor più visibile il drastico cambiamento tra la sezione posta a sud (sez. 2A), costituita da un gran numero di strati sottili di sedimento fine (facies F9) nelle tipologie di strato 4a e 4b, e quella posta più a Nord (sez. 2E) costituita da strati da spessi a molto spessi di arenaria media e grossolana (tipo 3a e 2a). Questa considerazione ci porta ad ipotizzare che la struttura che bordava il bacino nel suo

marginale sud occidentale potesse essere già attiva durante la deposizione dell'unità 1c creando un alto morfologico. Allo stesso modo, il depocentro nella zona settentrionale farebbe ipotizzare anche la presenza di una struttura esterna in grado di contribuire alla decelerazione dei flussi. Anche l'intervallo di successione stratigrafica posto tra i due "megabeds" (MB1 e MB2) ci permette di fare importanti considerazioni. In entrambe le sezioni, infatti, è evidente una diminuzione della percentuale in arenaria rispetto all'unità sottostante, che diventa molto significativa per la sezione 2E; per quest'ultima risulta evidente anche una scomparsa totale degli strati di arenaria grossolana del tipo 2a ed un drastico aumento degli strati sottili a granulometria fine del tipo 4a, 4b e 5 (fig. 8.3). La variazione nella tipologia degli strati potrebbe essere dovuta all'elevato spessore (28m) dell'MB1 nella sezione 2E in grado di creare una zona morfologicamente rialzata. La creazione di una morfologia da parte dello strato guida MB1 appare evidente anche dall'osservazione delle variazioni laterali di spessore della parte di successione sovrastante e dello strato guida MB2, che sembrano cercare di compensare la morfologia prodotta da MB1.

L'influenza dei depositi con elevato spessore (paraconglomerati, slump e pacchi di strati dominati da strati spessi e molto spessi di arenaria media e grossolana) sulla distribuzione laterale delle facies può essere molto importante ed è stata approfondita nelle sezioni 3A e 3B (fig. 8.4) provenienti dalla sezione verticalizzata di Torre dell'Amorotto-Civago. Le due sezioni sono poste ad una distanza di circa 200m, la 3A è situata sulla strada che conduce a Civago, mentre la 3B è posta in corrispondenza dell'alveo del torrente Dolo (fig. 6.3). La distanza relativamente breve che le separa fa sì che presentino un rapporto arenaria/pelite molto simile, anche se la sezione 3B appare caratterizzata da una presenza di arenaria grossolana leggermente più abbondante rispetto alla sezione 3A. Tuttavia, se si osserva lo spaccato di dettaglio di fig. 8.4, risulta evidente come la distribuzione delle facies e dello spessore degli strati sia legato a processi di compensazione laterale relativi alle variazioni di spessore degli strati e delle unità caotiche. In particolare risulta evidente come nella sezione 3B, probabilmente posta in un'area leggermente più vicina all'asse del bacino, la porzione densa del flusso fosse costretta ad impattare contro un alto relativo creato dal caotico sottostante e a deporre una gran quantità di carico sedimentario in arenaria grossolana attraverso strutture da impatto, dando vita in questo modo a strati con base grossolana spessi o molto spessi. Questi strati erano probabilmente in grado di creare essi stessi un piccolo alto morfologico che andava ad influire sulla deposizione delle facies fini deposte dal flusso turbolento. Queste facies, in particolare, appaiono caratterizzate da uno spessore ed un contenuto in arenaria fine maggiore nella sezione 3A rispetto alla sezione 3B. Questa evidenza può essere spiegata con il fatto che l'intervallo stratigrafico della sezione 3B poteva essere influenzato da un alto relativo legato alla deposizione sia del caotico che degli strati molto spessi di arenaria grossolana.

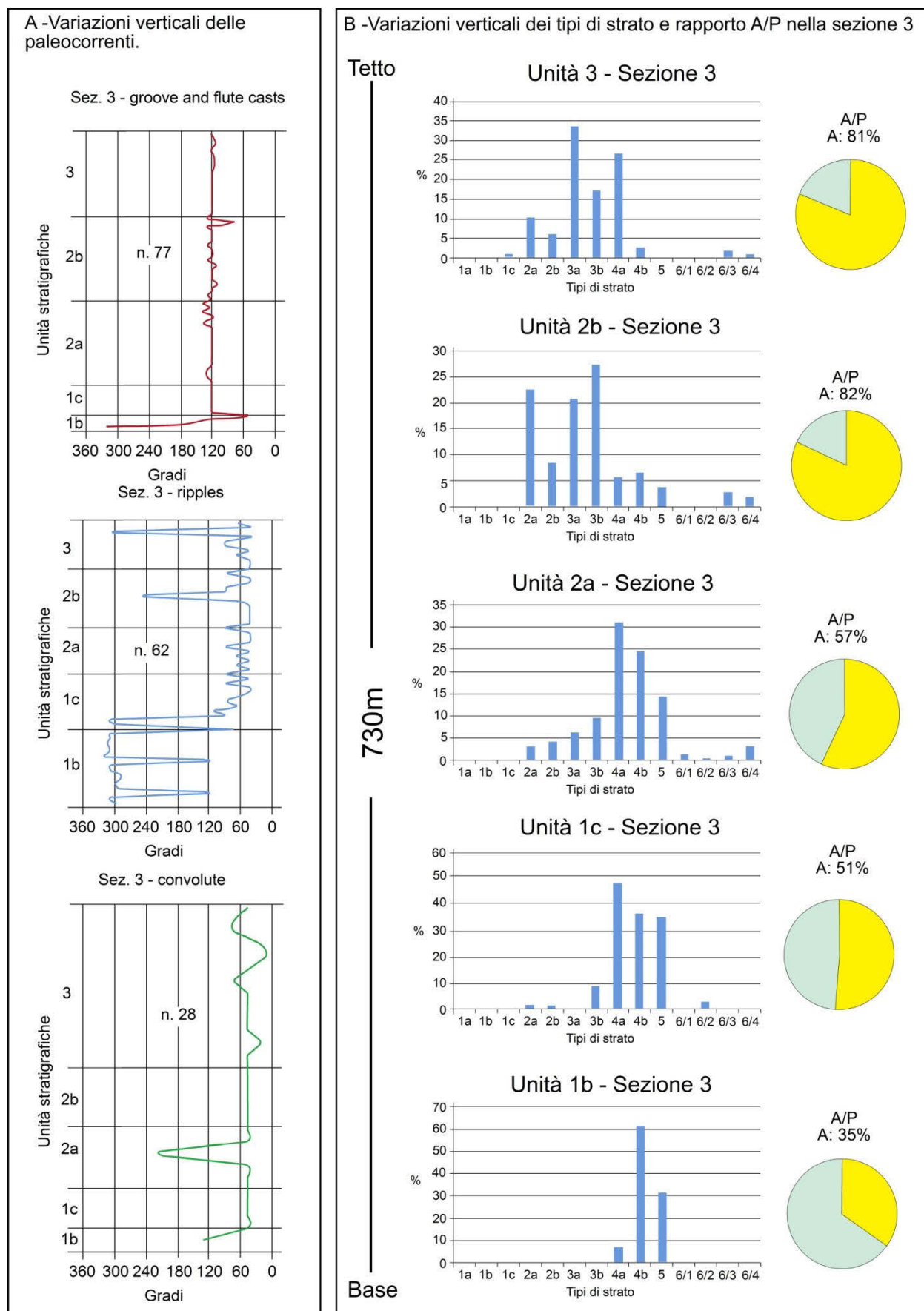


Fig. 8.1) Variazione verticale delle paleocorrenti (A) e delle facies (B) nella sezione stratigrafica di Torre dell'Amorotto (sezione 3).

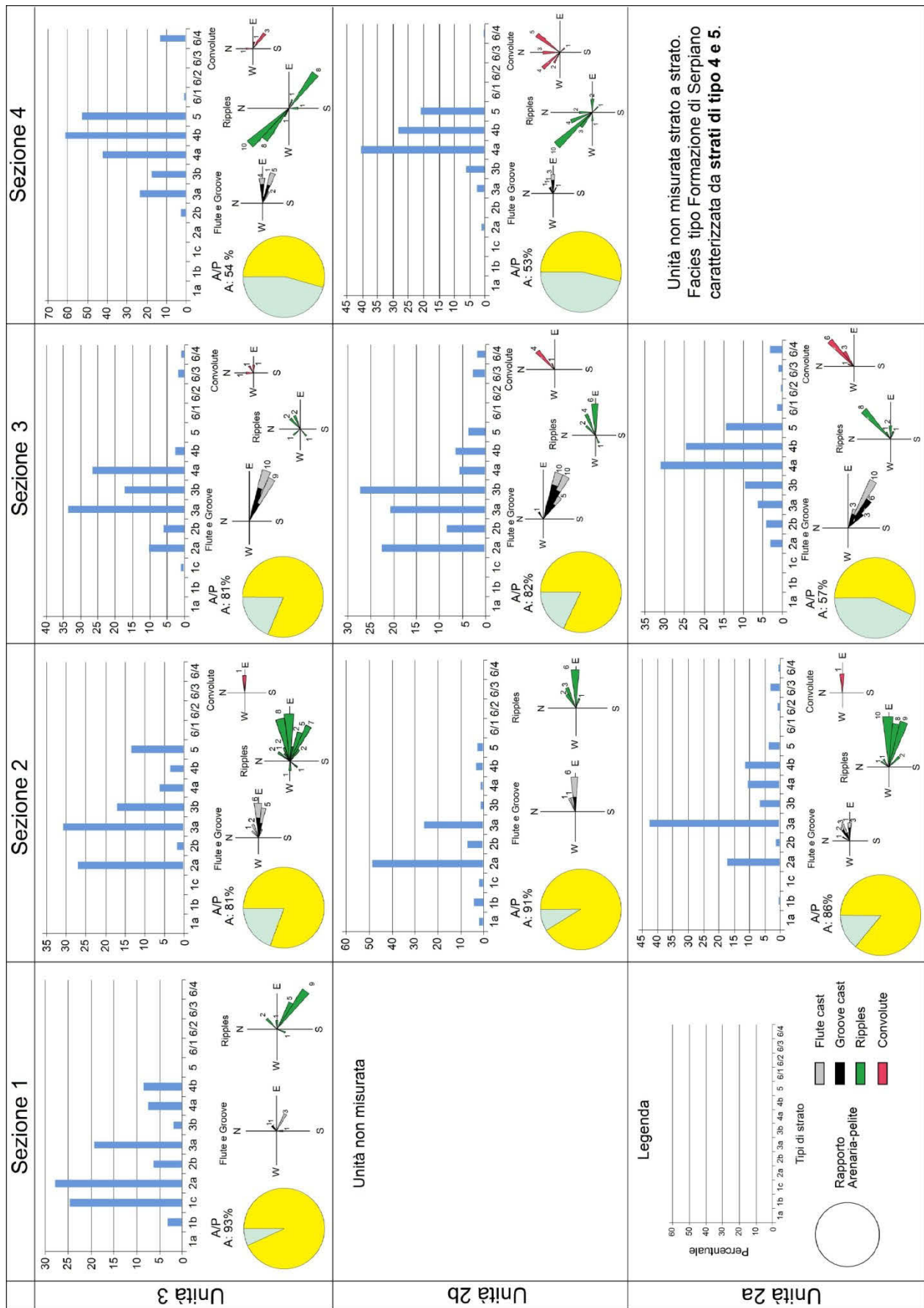


Fig. 8.2) Distribuzione sottocorrente e verticale delle facies e delle paleocorrenti di tutte le sezioni stratigrafiche misurate.

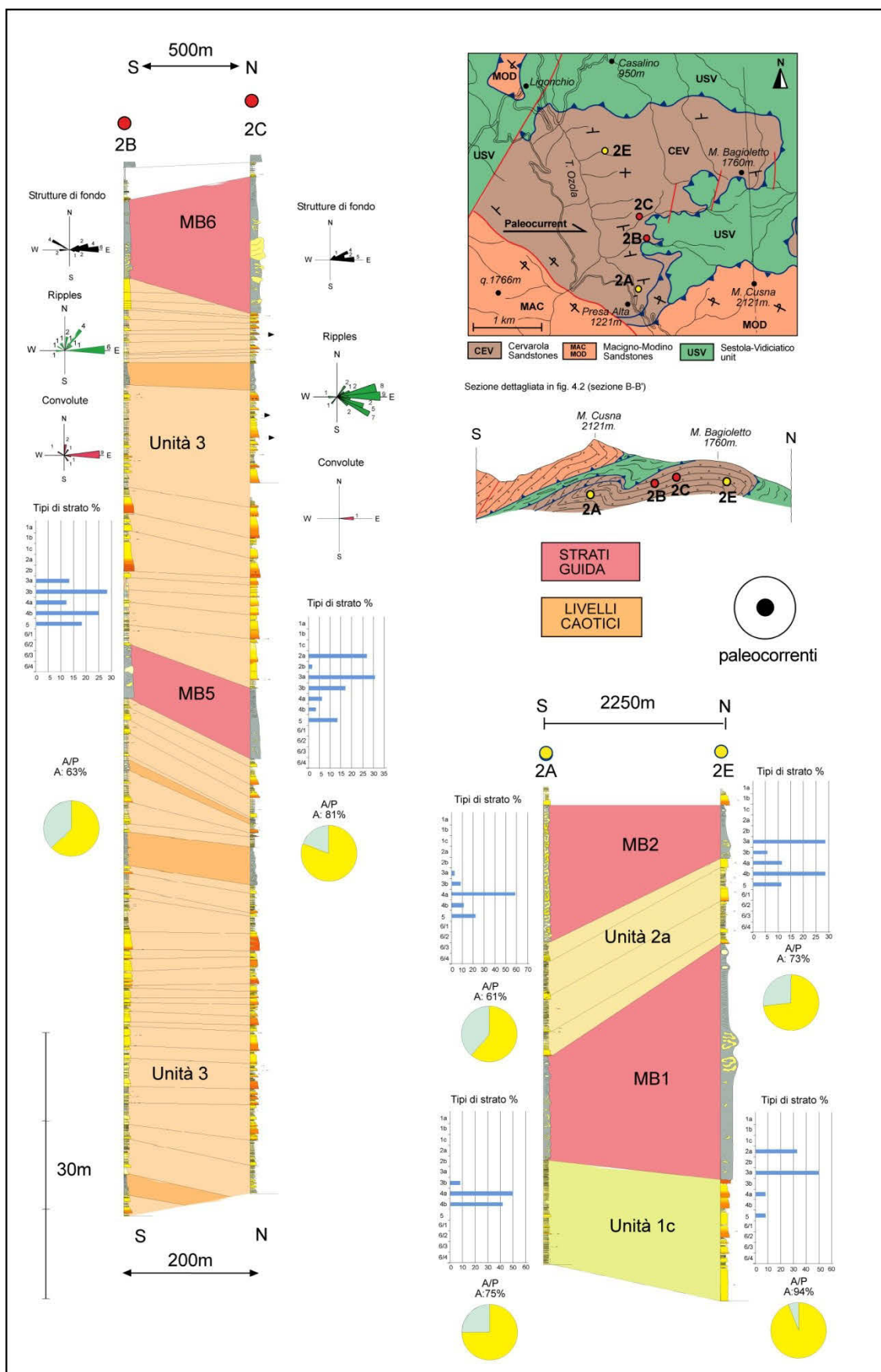
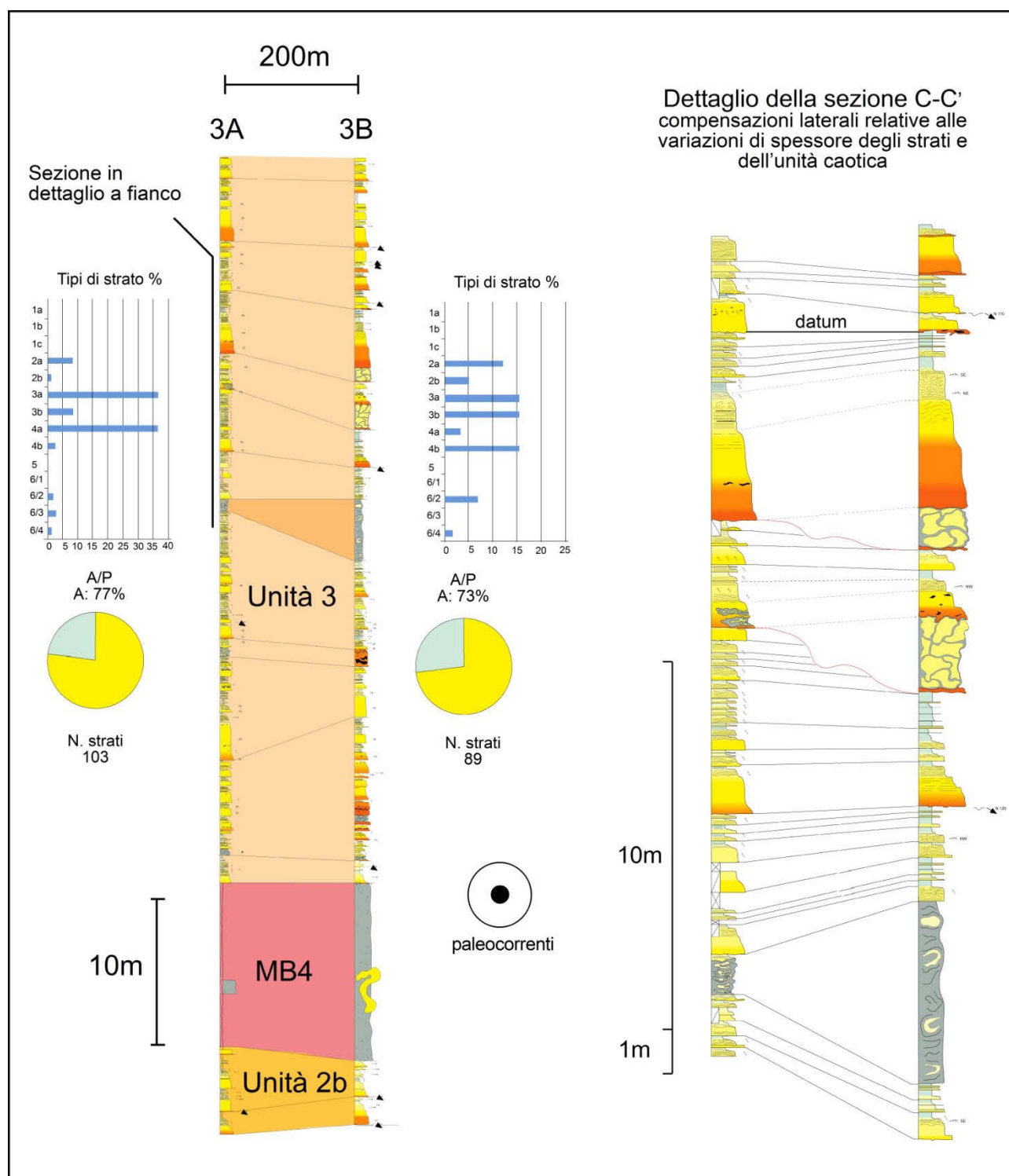


Fig. 8.3) Pannello stratigrafico perpendicolare alle paleocorrenti delle sezioni misurate presso gli Schiocchi dell'Ozola. Per una visione migliore si veda l'allegato 3A.



8.4) Variazioni laterali di facies osservate nelle sezioni misurate perpendicolarmente alle paleocorrenti negli affioramenti di Torre dell'Amorotto presso Civago. Per una migliore visualizzazione si veda l'allegato 3B.

9) MODELLO EVOLUTIVO DELL'AREA E DELL'INTERVALLO STRATIGRAFICO STUDIATO

I dati raccolti e discussi nei capitoli precedenti hanno permesso di costruire un modello interpretativo sull'evoluzione del bacino delle Arenarie del Cervarola nel sistema torbidity di Torre dell'Amorotto. Nel modello proposto in fig. 9.1 vengono presentati 4 stadi di evoluzione del bacino, corrispondenti alle diverse unità stratigrafiche individuate. Nel modello sono riportate anche le ubicazioni delle sezioni stratigrafiche misurate. Nel determinare la loro posizione al momento della sedimentazione si è cercato di tenere conto anche delle traslazioni post-sedimentarie dovute ai processi tettonici descritti nel capitolo 4 che hanno agito in particolare sulle sezioni 3 e 4, ora verticalizzate e rovesciate, determinandone una traslazione verso nord-est non precisamente quantificabile ma certamente presente. La morfologia del bacino è stata ricostruita grazie alla distribuzione delle tipologie di strato nelle diverse sezioni misurate discussa nel capitolo precedente (figg. 8.1, 8.2, 8.3). Ricordiamo che ogni tipologia di strato è diagnostica di particolari condizioni dinamiche a cui è stato soggetto il flusso torbidity nel momento della deposizione. Nel modello vengono perciò rappresentate le aree depocentrali, gli alti morfologici determinati da strutture attive durante la deposizione, le aree soggette al fenomeno di ponding e, di conseguenza, l'andamento generale delle porzioni dense e turbolente delle correnti di torbida.

L'area ricostruita è compresa tra due strutture tettoniche trasversali, la linea del Secchia e la linea di Pievepelago, già introdotte nella letteratura (Ghelardoni, 1964; Gunther & Reutter, 1985) ma i cui caratteri non risultano ancora oggi ben chiariti.

Da questo punto di vista, quindi, l'evoluzione tettonico-sedimentaria delle unità stratigrafiche può essere riassunta nel seguente modo:

Unità 1a-b (fig. 9.1a): Questa fase identifica la sedimentazione della porzione basale della successione, costituita dalle Marne di Civago (unità 1a) e dai sottili strati di arenaria fine della Formazione di Serpiano (unità 1b), al di sopra dell'Unità di Pievepelago, rappresentata in verde in fig. 9.1a, che costituiva il margine interno del bacino di sedimentazione delle Arenarie del Cervarola. Con le diverse tonalità di verde si è cercato di visualizzare una possibile variazione di spessore dell'Unità di Pievepelago, la quale risulta ben rappresentata nei dintorni di Pievepelago con spessori di circa 300-400m, mentre è di difficile individuazione nel settore nord-occidentale dell'area studiata, a NW della Val Dolo, a causa delle condizioni di affioramento (in finestra tettonica) della Successione del Cervarola. Appare tuttavia evidente che, in questa fase, solo la porzione turbolenta dei flussi torbidity riusciva a raggiungere il tetto dell'Unità di Pievepelago, la quale, evidentemente, creava una zona morfologicamente rialzata. Le paleocorrenti dirette verso

NW, peculiari della Formazione di Serpiano (unità 1b in fig. 6.4), indicano che questi flussi turbolenti venivano riflessi da una barriera posta nell'area sud orientale del bacino. Questa barriera poteva essere costituita dall'Unità di Pievepelago stessa oppure da un alto morfologico legato allo sviluppo della struttura trasversale di Pievepelago. Non è da escludere che la stessa Unità di Pievepelago, complessa unità caotica costituita da olistostromi ad affinità ligure e grandi masse di marne ed arenarie fini Oligo-Mioceniche, sia geneticamente legata allo sviluppo di questo lineamento tettonico trasversale. L'andamento della porzione densa dei flussi (linea rossa tratteggiata) in un'area più esterna (a NE) rispetto alle sezioni studiate non può che essere ipotizzato, in quanto il prodotto della loro sedimentazione dovrebbe trovarsi, attualmente, al di sotto delle coltri alloctone Liguri e quindi inaccessibile per uno studio di terreno.

Unità 1c-2a (fig. 9.1b): Questo intervallo stratigrafico, coperto dalle sezioni 2 e 3, mostra un bacino allungato in direzione NW-SE, confinato nella sua porzione nord-occidentale da strutture tettoniche parallele all'asse del bacino e delimitato, a SE, da una struttura trasversale (la Linea di Pievepelago).

Nelle correlazioni laterali effettuate presso gli Schiocchi dell'Ozola (sezioni 2A e 2E di fig. 8.3) è stato messo in evidenza come, già a questo tempo, la sedimentazione fosse governata, almeno nell'area prossimale nord occidentale, da una struttura tettonica positiva che bordava a SW il bacino. Le morfologie create da questa struttura tettonica dovevano essere in grado di determinare un'area depocentrale poco più a nord nella quale i flussi torbiditici potevano deporre strati spessi massivi di arenaria media e grossolana del tipo 2a e 3a. Questa zona depocentrale era posta a brevissima distanza (circa 2km) dal margine meridionale morfologicamente più elevato, raggiungibile solo dalla porzione più diluita e turbolenta dei flussi, e quindi caratterizzato da depositi di arenaria fine e pelite. La sezione misurata presso la sezione 3, invece, ha caratteristiche tipiche di un'area posta ai margini di una zona depocentrale. La sezione, infatti, appare dominata da strati a granulometrie fini (tipo 4a, 4b e 5, fig. 8.2) depositi dalla porzione turbolenta del flusso, tuttavia, occasionalmente, sono presenti anche strati in arenaria grossolana e media che spesso mostrano strutture da impatto (strati del tipo 6). Nel modello proposto la sezione 3 viene inclusa in un'area indicata come "bacino di ponding". Questo poiché, dall'analisi di facies, appare evidente come questa sezione sia caratterizzata da una certa abbondanza delle strutture sedimentarie relazionabili a processi di ponding e riflessione dovuti al rimbalzo dei flussi contro gli alti che bordavano il bacino a SW e a SE. Nel margine sud orientale del bacino la sezione 4 espone litofacies simili a quelle delle Marne di Civago e della Formazione di Serpiano, a conferma di una zona morfologicamente elevata in questo settore.

Unità 2b (fig. 9.1c): In questo stadio l'area nord occidentale del bacino (vedasi sezione 2) era caratterizzata dalla deposizione di strati da spessi a molto spessi di arenaria media, arenaria grossolana e ortoconglomerati (tipo 1a, 2a e 3a), senza evidenze di ponding o di riflessioni. La deposizione, quindi, era principalmente governata dalla decelerazione della porzione densa dei flussi e dal bypass delle parti turbolente più sottocorrente. Tale fenomeno poteva essere favorito dal confinamento del bacino prodotto dalle strutture tettoniche attive nell'area nord occidentale (fig. 9.1c). Anche la sezione 3 è caratterizzata dall'abbondante presenza di strati in arenaria massiva del tipo 2a e 3a, ma è, allo stesso tempo, contraddistinta dalla massima percentuale degli strati con evidenze del fenomeno di ponding (tipo 3b). Quest'area quindi era caratterizzata sia da correnti di torbida in grado di deporre facies massive, che da flussi turbolenti diluiti riflessi contro il margine del bacino. Infine, la sezione 4, posta a SE nelle vicinanze dell'alto morfologico creato dalla linea trasversale di Pievepelago, è caratterizzata da una grande abbondanza di sedimenti fini (strati tipo 4a, 4b e 5) a conferma che quest'area poteva essere raggiunta solo dalle porzioni turbolente dei flussi che venivano riflessi e deviati dall'alto morfologico stesso.

Questi dati permettono di avanzare l'ipotesi dell'esistenza di un bacino ristretto con un andamento NW- SE caratterizzato, lungo il margine meridionale, da un'area dove predominavano i fenomeni di ponding (fig. 9.1c). Quest'area, che probabilmente doveva avere una forma più svasata e rientrante verso SW in grado di permettere i continui fenomeni di riflessione, era posta tra l'area nord-occidentale, tettonicamente controllata da strutture ad andamento appenninico già attive nello stadio precedente, e l'area morfologicamente rilevata posta nel margine sud-orientale del bacino determinata dallo sviluppo dell'allineamento trasversale di Pievepelago. L'andamento dei flussi torbiditici appare notevolmente influenzato da questa morfologia. In particolare risulta evidente come la porzione turbolenta dei flussi venisse quasi completamente riflessa dall'alto morfologico determinato dalla linea di Pievepelago e successivamente continuasse a rimbalzare tra i margini della zona sopradescritta determinando un intenso fenomeno di ponding.

Unità 3 (fig. 9.1d): E' l'unità sommitale del sistema torbiditico studiato ed è quella caratterizzata dalla maggiore abbondanza di dati essendo coperta da tutte le sezioni misurate. Nel modello proposto il bacino appare più allungato e, allo stesso tempo, più ristretto rispetto allo stadio precedente, con la zona a ponding caratterizzata da una rientranza verso SW meno pronunciata. La nuova morfologia si riflette in primo luogo sull'andamento della porzione turbolenta dei flussi torbiditici. Come nello stadio precedente questi appaiono essere riflessi dalla struttura di Pievepelago che borda il bacino a SE. Tuttavia, a causa della nuova conformazione del bacino, la

porzione del flusso soggetta a riflessione è in grado di far sentire il proprio effetto anche più sopracorrente (a NW). Questo fatto è ben evidente dall'osservazione della distribuzione degli strati con facies da ponding (tipo 3b) nelle sezioni misurate (fig. 8.2). Se nello stadio precedente gli strati da ponding 3b erano concentrati nella sezione 3, ora appaiono equamente ripartiti tra la sezione 2 (dove prima erano assenti), la 3 e, in parte, la 4. Un'altra importante particolarità dell'unità 3, non visualizzabile nel modellino proposto ma ben evidente in fig. 8.2 e descritta nel capitolo 8.2, riguarda la distribuzione delle facies in arenaria massiva. Può essere, infatti, ipotizzato che le strutture che bordavano la parte interna del bacino nel settore nord-occidentale lo abbiano ristretto a tal punto da costringere le correnti di torbida a deporre, nell'area rappresentata dalla sezione 1, gran parte del loro carico di arenaria grossolana. La sezione 1, infatti, è contraddistinta dalla presenza di strati del tipo 1c, diagnostici della rapida decelerazione delle parti dense di un flusso bipartito con conseguente bypass delle parti sommitali turbolente in grado di trasportare le granulometrie medie e fini. Queste granulometrie (arenarie medie e fini), infatti, vengono ritrovate sottocorrente nelle sezioni 2 e 3 che sono caratterizzate, in quest'unità 3, da un'elevata percentuale di strati in arenaria media massiva (3a) e da tipologie di strato costituite da granulometrie fini (strati tipo 4a, 4b e 5).

Un altro fatto molto importante, da notare all'interno dell'unità 3, è la presenza di diversi livelli caotici (slump) costituiti da materiale intraformazionale essenzialmente fine (fig. 6.4). Questo fatto viene messo in relazione all'attività delle strutture tettoniche che delimitavano il margine meridionale del bacino. La particolare distribuzione di questi slumps, che risultano assenti nella sezione 1, permette di ipotizzare una fase particolarmente attiva delle strutture poste in corrispondenza della zona a ponding che caratterizzava lo stadio precedente. Comunque, la presenza di numerosi livelli caotici nella successione è anche il sintomo di una fase parossistica dell'attività tettonica che sarebbe culminata con la destabilizzazione di parte delle Unità alloctone Liguri, ancora poste in zone più interne, e la conseguente messa in posto, nell'area studiata, dell'Unità di Sestola-Vidiciatico: evento che marca la chiusura del bacino delle Arenarie del Cervarola.

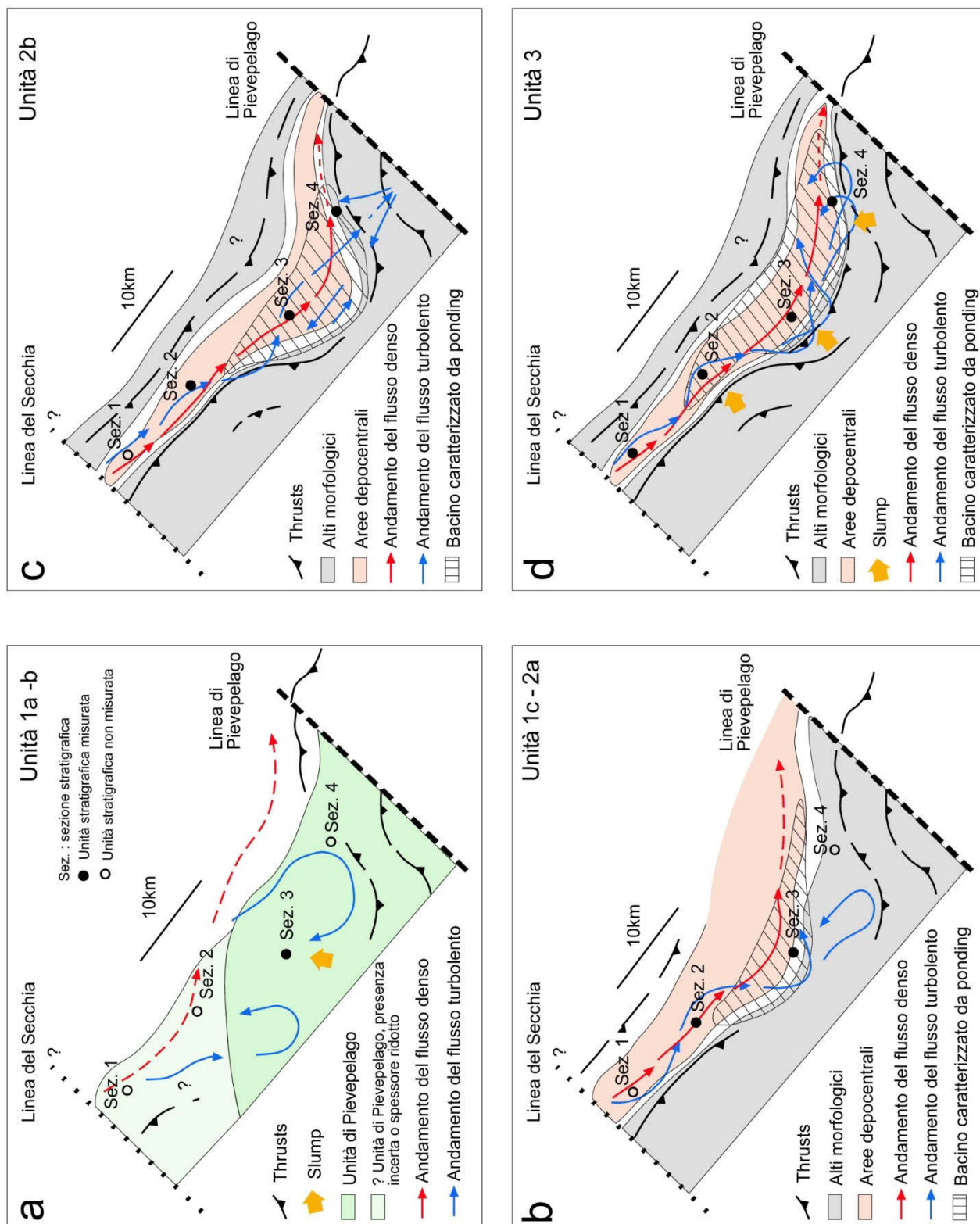


Fig. 9.1) Proposta di un modello evolutivo per la sedimentazione delle Arenarie del Monte Cervarola tra la Val Secchia e la Val Scoltenna.

10) CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Prima di passare alla sintesi dei risultati ottenuti da questa tesi di dottorato, vorrei soffermarmi su alcune considerazioni riguardanti la metodologia di lavoro utilizzata in questo studio nel contesto (sia geologico che di ricerca scientifica) dell'Appennino Emiliano. Ritengo, infatti, forse con po' di presunzione, che il lettore munito di una buona sensibilità geologica e sinceramente appassionato alla geologia dell'Appennino, possa apprezzare, ancor più dei risultati ottenuti, le possibilità di avanzamento nella conoscenza della nostra bella catena montuosa offerte da un approccio che tenta di legare, concretamente, i processi tettonici a quelli sedimentari.

Lo svolgimento di questo lavoro ha permesso, innanzitutto, di effettuare uno studio della letteratura scientifica riguardante i lavori di terreno prodotti sulla zona assiale dell'Appennino Emiliano dagli anni 60' sino ai giorni nostri.

Negli anni 60' la complessa ed interessante geologia di questo settore dell'Appennino era al centro degli interessi della comunità scientifica, sia nazionale che internazionale. Diversi Autori, di diverse scuole, si avvicendavano nelle stesse aree proponendo lavori scientifici, talora anche in contrasto, di ampio respiro: rilevamenti di ampie aree con considerazioni sia di carattere stratigrafico che strutturale. In questi lavori si può trovare una descrizione della geologia ancora oggi validissima e, pur nei limiti delle conoscenze e delle "tecniche" del tempo, traspare la consapevolezza del legame intimo tra tettonica e sedimentazione.

Nei lavori scientifici successivi, pure ottimi, prodotti essenzialmente negli anni 80 e 90' a seguito della compilazione della Carta Geologica della Regione Emilia-Romagna, appare evidente un generale sbilanciamento verso lavori ed interpretazioni di carattere strutturale e verso una generale sovra-produzione di unità litostratigrafiche e tettoniche che, se da un lato hanno portato ad un prodotto cartografico di estremo dettaglio, dall'altro hanno anche creato un quadro geologico talmente complesso da scoraggiare anche il più volenteroso ricercatore. Per quanto riguarda i lavori riguardanti la Formazione delle Arenarie del Monte Cervarola, gli unici "controcorrente" di questo periodo sono stati i lavori di stratigrafia fisica di dettaglio effettuati da Andreozzi e co-autori che però, purtroppo, non hanno avuto sviluppi successivi. Gli studi stratigrafici e sedimentologici di dettaglio, nell'ambito dell'Appennino settentrionale, sono tuttavia avanzati enormemente, in aree però generalmente meno complesse dal punto di vista strutturale e con condizioni di affioramento più favorevoli a studi di carattere stratigrafico, come ad esempio nella Formazione Marnoso-arenacea. Ai giorni nostri traspare un certo disinteresse nei confronti della geologia di terreno dell'Appennino Emiliano, forse anche dovuto alle nuove tendenze della ricerca che esigono risultati

sicuri, ricavabili in breve tempo, chiari, molto specialistici e di interesse internazionale, che male si conciliano con la complessità di questo settore dell'Appennino. Questo fatto, tuttavia, può anche derivare dalla mancanza di studi integrati, basati su dettagliati lavori di terreno, che mirino a raccogliere nuovamente i dati attraverso le ultime metodologie di analisi di facies.

Con la consapevolezza di tutto ciò, in questo lavoro si è cercato di riaffrontare le problematiche presentate da un'area limitata dell'Appennino Emiliano cercando, per quanto possibile, di utilizzare "il meglio" proposto dalle diverse scuole di ricerca: l'approccio, per quanto possibile, ad ampio respiro degli anni 60', la cartografia di dettaglio sviluppata negli anni 80' e 90' e le avanzate metodologie e conoscenze nel campo sedimentologico-stratigrafico dei depositi torbiditici sviluppate in contesti simili a quello studiato e senza le quali molto difficilmente si sarebbe potuti arrivare ad avere un quadro chiaro e di dettaglio sulle relazioni tra tettonica e sedimentazione (vedasi Mutti, 1992; Mutti et al. 1999; 2003). In particolare, si sono ritenuti fondamentali i lavori di Muzzi Magalhaes e Tinterri (2010); Tinterri e Muzzi Magalhaes (2011) e Tinterri e Tagliaferri (2015) che hanno messo a punto una metodologia mirata ad indagare le relazioni tra il grado di efficienza delle correnti di torbida e la morfologia del bacino controllata dalla tettonica. Questa tesi infatti, finanziata dalla compagnia petrolifera Petrobras, si inserisce in un progetto di ricerca a più ampio respiro che riguarda i sistemi torbiditici ad alta e bassa efficienza in contesti tettonicamente confinati.

Seguendo questa metodologia si è arrivati ai seguenti risultati:

- 1) Una stratigrafia fisica di dettaglio, con correlazioni strato a strato, dell'intera successione della Formazione delle Arenarie di M. Cervarola su un'area estesa circa 30 km e compresa tra la Val Secchia e la Val Scoltenna.
- 2) Un'analisi di facies di dettaglio che ha portato alla proposta di uno schema di facies specifico per la Formazione delle Arenarie di M. Cervarola nell'area studiata (vedasi fig. 7.1). Il conseguimento di questo obiettivo si è basato sul corretto riconoscimento di una serie di tipologie di strato la cui distribuzione latero-verticale si è rivelata fondamentale nella comprensione dell'evoluzione nel tempo della morfologia del bacino controllato dalla tettonica.
- 3) Sulla base dei punti 1 e 2, la deposizione delle Arenarie del Cervarola è apparsa fortemente controllata dall'attività delle strutture tettoniche che delimitavano il margine interno (e probabilmente anche quello esterno) del bacino e da una struttura tettonica (la linea di Pievepelago) posta trasversalmente rispetto alla direzione di allungamento dell'avanfossa.

4) Secondo le correlazioni e le osservazioni effettuate, le Arenarie del Monte Cervarola, la Formazione di Serpiano e le Marne di Civago sono variazioni latero-verticali della stessa successione torbidity.

5) La distribuzione verticale delle facies sedimentarie, all'interno della successione studiata, indica:
a) un rapporto di onlap dei depositi torbidity al di sopra dell'Unità caotica basale di Pievepelago, che costituiva il margine interno dell'avanfossa del Cervarola, b) un progressivo restringimento e sollevamento del bacino sedimentario come messo in evidenza anche dalla comparsa nella parte alta della successione di tracce fossili tipo *Ophiomorpha* (fig. 10.1).

6) La sedimentazione, nel settore di avanfossa considerato, cessa bruscamente a causa della messa in posto dell'Unità di Sestola Vidiciatico. Il contatto primario tra la Successione del Cervarola e l'Unità di Sestola-Vidiciatico appare di origine sedimentaria e presenta le medesime caratteristiche in tutte le sezioni misurate.

7) L'analisi delle deformazioni, congiuntamente all'analisi di facies, ha permesso di identificare nel settore nord-occidentale studiato almeno tre fasi deformative all'interno delle Arenarie del Monte Cervarola:

A – sviluppo sin-sedimentario delle strutture che controllavano la morfologia del bacino,

B – fase di piegamento successiva alla deposizione delle Arenarie del Cervarola,

C – sviluppo di faglie verticali ad andamento SW-NE.

Le fasi A e B possono essere state determinate dallo sviluppo delle stesse strutture tettoniche, le quali possono aver avuto prima uno sviluppo sin-sedimentario, in grado di controllare la deposizione, e successivamente un'attività post deposizionale in grado di deformare la successione sedimentaria.

8) Proposta di un modello evolutivo del bacino il quale, insieme alle sezioni geologiche costruite, ha permesso di comprendere le relazioni tra tettonica e sedimentazione dell'area indagata la quale può essere suddivisa in due settori principali, uno a NW ed uno a SE, caratterizzati da facies sedimentarie differenti e da un differente assetto strutturale finale. Nel modello proposto appare chiaro come sia stato il controllo tettonico sin-deposizionale a determinare la differenza di facies tra il settore nord occidentale e quello sud-orientale e come questa differenza litologica abbia influito in modo preponderante sullo stile deformativo. E' innegabile, infatti, che una successione composta essenzialmente da materiale arenaceo, come quella esposta nel settore nord occidentale dalle sezioni

1 e 2, risponda agli sforzi tettonici deformandosi in modo molto differente rispetto ad una successione con elevato contenuto in pelite come quella mostrata nella sezione 4 (figg. 3.2, 6.4).

9) I risultati esposti nei punti precedenti permettono di affermare che la successione torbidityica studiata è stata deposta in un'avanfossa di tipo complesso (sensu Ricci Lucci, 1986) come, tra l'altro, era già stato ipotizzato da Andreozzi (1989). In particolare, la variazione verticale delle facies mostra una sorprendente analogia con quella osservata nel bacino interno della Formazione Marnoso-arenacea (Tinterri & Tagliaferri 2015) e, in entrambi i casi, le successioni torbidityiche appaiono delimitate alla base e al tetto da depositi caotici (fig. 10.1). Anche l'ipotesi proposta da Plesi et al. 2002, secondo i quali la Successione del Cervarola potrebbe essere l'espressione di un deposito di un bacino tipo "piggy back", o satellite, interno rispetto all'avanfossa principale, appare, sulla base degli studi effettuati, del tutto verosimile, dal momento che esiste anche una similitudine tra le caratteristiche del bacino del Cervarola e quelle dei bacini di "intraslope" proposti da Prather et al. (1998) o Sinclair & Tomasso (2002). Nell'ambito dei depositi di avanfossa dell'Appennino, un'ipotesi simile è stata proposta anche da Cornamusini (2004 a,b) per il Macigno Costiero, che costituirebbe il riempimento di un bacino di "piggy back" interno rispetto all'avanfossa principale del Macigno. Tuttavia, l'ipotesi che il bacino del Cervarola possa rappresentare un satellite rispetto all'avanfossa principale potrà essere verificata solo nel momento in cui sarà possibile effettuare un confronto tra la Successione del Cervarola ed altri depositi dell'avanfossa appenninica (Formazione del Macigno o Arenarie del Monte Modino) che presentino lo stesso grado di prossimalità della successione esaminata in questo lavoro. Non si può, infatti, escludere che l'aspetto della successione sedimentaria studiata possa essere quello dell'avanfossa (confinata) principale nella sua area più prossimale.

10) Il grado di efficienza delle Arenarie del Cervarola risulta fortemente influenzato dal grado di confinamento del bacino legato all'attività delle principali strutture tettoniche. In generale, il grado di efficienza delle Arenarie del Cervarola, nell'area studiata, può essere considerato medio-alto. I flussi torbidityici, infatti, erano in grado di separare molto bene le diverse classi granulometriche e di dar vita alle diverse facies sedimentarie introdotte dallo schema di facies di Mutti et al. (2003), tuttavia, le diverse facies sedimentarie, seppur ben sviluppate, appaiono concentrate lungo un tratto relativamente ridotto. Questo fatto riporta ancora una volta alla particolare morfologia ristretta del bacino che ha portato i flussi a decelerare rapidamente costringendoli a deporre gran parte del loro carico sedimentario nell'area prossimale similmente con quanto osservato da Tinterri e Tagliaferri (2015) nella porzione interna della Marnoso-arenacea. E' stato sopra affermato che, nel controllo sulla deposizione delle facies sedimentarie, è risultata di primaria importanza anche la presenza

della struttura tettonica trasversale di Pievepelago, la quale ha agito come una vera e propria barriera posta nel mezzo del bacino di sedimentazione. In questo lavoro la sua esistenza è stata evidenziata essenzialmente tramite la documentazione dei processi di riflessione e ponding subiti dalla porzione turbolenta del flusso e registrati dalla porzione di successione posta a NW di questo allineamento tettonico.

Il problema di correlazione, introdotto dai lavori di Andreozzi, tra i depositi posti a NW e a SE della linea tettonica della Val Scoltenna (si veda capitolo 3) non è quindi stato affrontato durante il dottorato e potrà essere risolto solo dopo aver effettuato la stratigrafia fisica e l'analisi di facies di dettaglio anche dei settori di bacino posti in corrispondenza, e a SE, di questo allineamento tettonico trasversale. Questo potrà inoltre portare ad una più esauriente comprensione del ruolo della linea di Pievepelago nel controllo della dinamica dei flussi torbiditici all'interno dell'avanfossa del Cervarola.

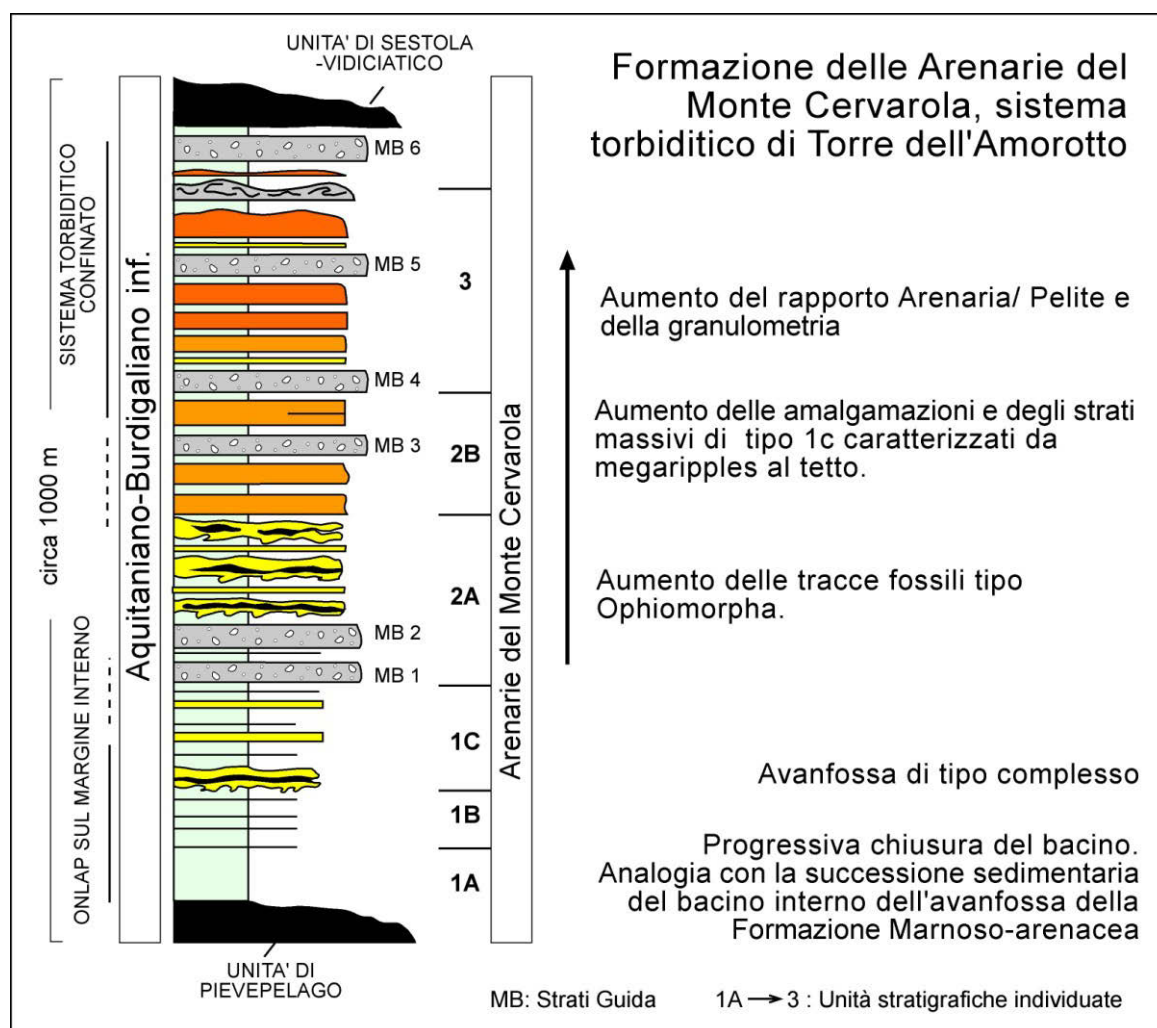


Fig. 10.1) Rappresentazione sintetica delle diverse caratteristiche stratigrafico-sedimentologiche della successione delle Arenarie del Monte Cervarola nell'area indagata.

11) BIBLIOGRAFIA

- AALTO K.R. (1976) – “*Sedimentology of a mélange: Franciscan of Trinidad, California.*”, Journal of Sedimentary Petrology, 46, 913-929.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PRINCIPI G. (1980) – “*Apennine ophiolites: a peculiar oceanic crust.*” Ofioliti, 5 (1): 59-96.
- ABBATE E. & BRUNI P. (1989) – “*Modino-Cervarola o Modino e Cervarola? Torbiditi oligo-mioceniche ed evoluzione del margine Nord-appenninico.*” Mem. Soc. Geol. It., 39 (1987): 19-33.
- ALLEN P.A. & ALLEN J.R. (1990) – “*Basin analysis principles and applications.*”, Black. Sci. Publ., 454 pp., Oxford.
- AMY L.A. & TALLING P.J. (2006) – “*Anatomy of turbidites and linked debrites based on long distance (120 × 30 km) bed correlation, Marnoso Arenacea Formation, Northern Apennines, Italy.*”, Sedimentology, 53, 161-212.
- ANDREOZZI M. (1989) – “*Stratigrafia fisica delle Arenarie del Cervarola (settore NW – Appennino Settentrionale) e relative osservazioni biostratigrafiche basate sui nannofossili calcarei.*” Tesi di dottorato di ricerca in Scienze della Terra, anno accademico 1988-1989, Il ciclo, Università degli studi di Parma.
- ANDREOZZI M. (1991) – “*Stratigrafia fisica delle Arenarie di M. Cervarola nel settore nord-occidentale dell’Appennino Settentrionale tra la Val Secchia (RE) e la Val Panaro (MO)*”. Mem. Descr. Carta Geol d’It., XLVI, pp.269-285.
- ANDREOZZI M., CASANOVA S., CHICCHI S., FERRARI S., PATTERLINI P. E., PESCI M. ZANZUCCHI G. (1987) – “*Riflessione sulle evaporiti triassiche dell’alta val Secchia (RE).*”, Mem. Soc. Geol. It, 39, 69-75.
- ANDREOZZI M., DI GIULIO A. (1994) – “*Stratigraphy and petrography of the Mt. Cervarola sandstones in the type area , Modena province.*”, Mem. Soc. Geol. It., 48, 351-360.
- ANDREOZZI M., DINELLI E., TATEO F. (1995) – “*Volcaniclastic key beds and megaturbidites in an early-Miocene turbidite system, Mt. Cervarola Fm. (northern Apennines).*”, Giornale di Geologia, ser. 3a, 5771-2, 159-178.
- ARGNANI A., FONTANA D., STEFANI C., ZUFFA G.G. (2004) - “*Late Cretaceous Carbonate Turbidites of the Northern Apennines: Shaking Adria at the Onset of Alpine Collision*” The Journal of Geology, 2004, volume 112, p. 251–259.
- ARGNANI A.J. & RICCI LUCCHI F. (2001) – “*Tertiary silicoclastic turbidite systems of the Northern Apennines.*” In: Vai, G.B. & Martini, I.P. (Eds.), Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins Kluwer Academic Publishers, 327-350.

- ARUTA G. (1994) – “Stratigraphy of the Falterona and Cervarola sandstones in the Cortona area (Arezzo, Northern Apennines)”, *Mem. Soc. Geol. It.*, 48, 361-369.
- BALDACCI F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. & TONGIORGI M. (1967) – “*Nuove osservazioni sul problema della Falda toscana e sulla interpretazione dei Flysch arenacei tipo “Macigno” nell’Appennino Settentrionale.*”, *Mem. Soc. Geol. It.*, 6, 2, 199-211.
- BARBIERI F. & ZANZUCCHI G. (1963) – “*La stratigrafia della Valle di Raccaferrara (Appennino Parmense).*” *Atti Società Italiana di Scienze Naturali*. Milano, 102(2), 155-201.
- BERNINI M. & PAPANI G. (2002) – “*La distensione della fossa tettonica della Lunigiana nord-occidentale (Con Carta Geologica alla scala 1:50.000).*”, *Boll. Soc. Geol. It.*, 121, 313-341.
- BERTACCHINI M. (1992) – “*Transizione tra le Arenarie di Monte Cervarola e la Formazione Marnoso-arenacea nell’Appennino bolognese e toscano.*”, *Giornale di Geologia*, ser. 3°, vol. 54/1, 195-205.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P., GELMINI R. (1989) – “*I flysch terziari del crinale appenninico (Macigno, Modino, Cervarola).*”, *Mem. Soc. Geol. It.*, 39.
- BETTELLI G., PANINI F. & PIZZIOLO M. (2002) – “*Note illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000, foglio 236, Pavullo nel Frignano*”, S.EL.CA. Firenze, Servizio Geologico d’Italia – Regione Emilia Romagna.
- BOCCALETTI M. & COLI M. (1982) – “*Carta strutturale dell’Appennino Settentrionale.*” Consiglio Nazionale delle Ricerche, 4 Fogli, CNR 429.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F. A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1981) – “*Evoluzione dell’Appennino Settentrionale secondo un nuovo modello strutturale.*”, *Mem. Soc. Geol. It.*, 21, 359-373.
- BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971) – “*Plate Tectonics models for the development of the Western Alps and Northern Apennines*”. *Nature*, 234, 108-111.
- BOYER S.E. & ELLIOTT D. (1982) – “*Thrust systems*”, *AAPG Bulletin*, 66 (9).
- BOSCHERINI A., NOCCHI M. & PIALLI G. (1982) – “*Geologia della Riva etrusca del Tevere tra le confluenze del T. Niccone e del T. Nese.*”, *Rend. Acc. Sc. Fis. e Nat. Soc. Naz. Sc. e Lett. Napoli.*, 48 (4), 409-438.
- BOUMA A.H. (1962) – “*Sedimentology of some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation.*”, Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- BOUMA A.H. (2000) – “*Fine-grained, mud rich turbidite systems: models and comparison with coarse-grained, sand rich systems.*” In: Bouma, A.H. & Stone, C.G. (Eds.), *Fine-grained turbidite systems*. AAPG, Memoir 72/SEPM Special Publication, 68, 9-20.

- BUTLER R. W. H & MCCAFFREY W. D. (2010) – “*Structural evolution and sediment entrainment in mass-transport complexes: outcrop studies from Italy*”, Journal of the Geological Society, London, Vol. 167, 2010, pp. 617–631
- CAMERLENGHI A. AND PINI G.A. (2009) – “*Mud volcanoes, olistostromes and Argille scagliose in the Mediterranean region*”, Sedimentology, 56, 319-365.
- CAMPBELL C.V. (1967) – “*Lamina, laminaset, bed and bedset.*”, Sedimentology, 8, 7-26.
- CARRAPA B., DI GIULIO A., WILBRANS J. (2004) – “*The early stages of the Alpine collision: an image derived from the upper Eocene–lower Oligocene record in the Alps–Apennines junction area.*” Sedimentary Geology, 171, 181–203.
- CERRINA FERONI A., OTTRIA G. & ELLERO A. (2004) – “*The Northern Apennine, Italy: geological structure and transpressive evolution*” - In Crescenti U., D’Offizi S., Merlino S., Sacchi L. (Eds.) “*Geology of Italy*” Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence 2004, 15-32.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1991a) – “*Il Complesso di M. Modino-M. Cervarola nell’alto Appennino emiliano (tra il Passo di Lagastrello e il M. Cimone) e i suoi rapporti con la Falda toscana, l’Unità di Canetolo e le Liguridi.*”, Mem. Descr. Carta Geol. d’It., XLVI (1991), 139-163.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1991b) – “*Sovrascorrimenti e strutture associate dell’Alto Appennino emiliano fra il Passo del Lagastrello ed il Monte Cimone.*” Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., 1990, 99 – 108.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1991c) – “*Sedimentary and tectonic lineations as markers of a regional deformation: an example from the oligo-miocene arenaceous flysch of the Northern Apennines*”, Boll. Soc. Geol. It.
- CIBIN U., SPADAFORA E., ZUFFA G.G., CASTELLARIN A. (2001) - “*Continental collision history from arenites of episutural basins in the Northern Apennines, Italy*”. Geological Society of America Bulletin, 113, no. 1, 4-19.
- CORNAMUSINI G. (2004a) - “*Sand-rich turbidite system of the Late Oligocene Northern Apennines foredeep: physical stratigraphy and architecture of the “Macigno costiero” (coastal Tuscany, Italy).*”, In: Lomas S. A. & Joseph P. (eds.) Confined Turbidite Systems, Geol. Soc. London Sp. Publ., 222, 261-283.
- CORNAMUSINI G. (2004b) – “*Evoluzione deposizionale di un settore del Sistema catena-avanfossa dell’Appennino settentrionale: stratigrafia fisica e sedimentologia del Macigno della Toscana meridionale.*”, Boll. Soc. Geol. It., 123, 201-227.

- COSTA E., DI GIULIO A., VILLA G. (1989) – “*La finestra tettonica di M. Zuccone (Appennino Settentrionale): rilevamento, petrografia delle arenarie e biostratigrafia.*”, Atti Tic. Sc. Terra, 32, 175-190.
- COSTA E., PIALLI G., PLESI G. (1998) – “*Foreland basins of the Northern Apennines: relationships with passive subduction of the Adriatic lithosphere.*”, Mem. Soc. Geol. It., 52, 595-606.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1974) – “*Schema stratigrafico-strutturale dell’Appennino Settentrionale.*”, Mem. Acc. Lunig. Scienze “G. Capellini”, 42, 1-212.
- DE DONATIS M. & MAZZOLI S. (1994) – “*Kinematic evolution of thrust-related structures in the Umbro-Romagnolo Parautochthon (Northern Apennines, Italy)*”: Terra Nova 6, 563-574.
- DE JAGER J. (1979) – “*The relation between tectonics and sedimentation along the “Sillaro line” (northern Apennines, Italy).*”, Geologica Ultraiectina 19, 97pp.
- DI BIASE D. & MUTTI E. (2002) – “*The "proto adriatic basin". In: Mutti, E.; Ricci Lucchi, F. & Roveri, M. (Eds.), Revisiting turbidites of the Marnoso-arenacea Formation and their basin-margin equivalents: problems with classic models.*”, Excursion Guidebook, Università di Parma and Eni-Agip Division, 64th EAGE Conference and Exhibition, Florence (Italy), 120pp.
- DI GIULIO A., MANCIN N., MARTELLI L., SANI F. (2013)- “*Foredeep palaeobathymetry and subsidence trends during advancing then retreating subduction: the Northern Apennine case (Oligocene-Miocene, Italy)*”, Basin Research, 25,260-284.
- DOTT R.H.JR. (1963) – “*Dynamics of subaqueous gravity depositional processes.*” AAPG Bull., 47, 104-128.
- EDWARDS D.A., LEEDER M.R., BEST J.L. & PANTIN H.M. (1994) – “*On experimental reflected density currents and the interpretation of certain turbidites.*”, Sedimentology, 41, 437-461.
- ELTER P. (1975) - “*Introduction à la géologie de l’Apennin Septentrional.*” Bulletin Société Géologique de France, 17, 956-972
- ELTER P. (1994) – “*Introduzione alla geologia dell’appennino Ligure-Emiliano. In: Zanzucchi, G. (coord), Guide Geologiche Regionali. 10 itinerari Appennino Ligure-Emiliano.*” Società Geologica Italiana. BE-MA editrice, 381pp.
- ELTER P., GRASSO M., PARROTTO M., VEZZANI L. (2003). - “*Structural setting of the Apennine-Maghrebian thrust belt.*” Episodes, 26, 205-211.

- ELTER P., GRATIZIU C. & LABESSE B. (1964) – “*Sul significato dell’esistenza di una unità tettonica alloctona costituita da formazioni terziarie nell’Appennino settentrionale.*” Bollettino della Società Geologica Italiana, 83(2), 373-394.
- ELTER P. & MARRONI M. (1991) – “*Le unità liguridi dell’ Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni.*” Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, 46, 121-138.
- FAZZINI P. (1966) – “*La geologia dell’alta Val Dolo.*” Boll. Soc. Geol. It., 84 (6): 213-238.
- GHELARDONI R., PIERI P. & PIRINI C. (1965) – “*Osservazioni stratigrafiche nell’area dei Fogli 84 (Pontremoli) e 85 (Castelnovo ne’ Monti).*”, Boll. Soc. Geol. It., 84 (6), 297-416.
- GHIBAUDO G. (1992) – “*Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification.*”, Sedimentology, 39, 423-454
- GIANNINI E., TONGIORGI M. (1962) – “*Les phases tectoniques de l’orogenese alpine dans l’ Apennin septentrional.*” Bull. Soc. Géol. de France, Ser., 7e, 4, 682-690.
- GUNTHER K. & REUTTER K.J. (1985) - “*Il significato dell’Unità di M. Modino-M.Cervarola tra il Passo delle Radici ed il Monte Falterona in relazione alla tettonica dell’Appennino settentrionale.*” Giornale di Geologia, 47, 15-34.
- HAMPTON M.A. (1972) – “*The role of subaqueous debris flows in generating turbidity currents. Journal of Sedimentary Petrology.*”, 42, 775-793.
- HARMS J.C. & FAHNESTOCK P. (1965) – “*Stratification, bed forms and flow phenomena (with an example from Rio Grande). In: Middleton, G.V. (Ed.), Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretations.*”, S.E.P.M., Special Publication, 12, 84-115.
- HAUGHTON P.D.W. (1994) – “*Deposits of deflected and ponded turbidity currents, Sorbas Basin, Southeast Spain.*”, Journal of Sedimentary Research, 64, 233-246.
- HAUGHTON P.D.W., BASKER S.P. & MCCAFFREY W.D. (2003) – “*Linked debrites in sand turbidite systems – origin and significance.*”, Sedimentology, 50, 459–482.
- HAUGHTON P.D.W., DAVIS C., MCCAFFREY W., BARKER S. (2009) – “*Hybrid sediment gravity flow deposits –classification, origin and significance.*” Marine Petroleum Geology, 26, 1900-1918.
- KNELLER B.C. (1995) – “*Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition and their implications for reservoir prediction.*”, In: Hartlet, A.J. & Prosser D.J. (Eds.), Characterization of Deep Marine Clastic Systems. Geological Society, London, Special Publication, 94, 31-49.
- KNELLER B.C. & BRANNEY M.J. (1995) – “*Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands.*” Sedimentology, 42, 607-616

- KNELLER B.C. & MCCAFFREY W.D. (1999) – “*Depositional effects of flow nonuniformity and stratification within turbidity currents approaching a bounding slope: deflection, reflection, and facies variation.*”, *Journal of Sedimentary Research*, 69, 980-991.
- KUENEN PH.H. (1957) – “*Sole markings of graded graywacke beds.*”, *Journal of Geology*, 65, 231-258.
- KUENEN PH.H. & MIGLIORINI C.I. (1950) – “*Turbidity currents as a cause of graded bedding.*”, *Journal of Geology*, 58, 91-127
- LOWE D.R. (1982) – “*Sediment gravity flows; Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journal of Sedimentary Petrology*”, 52, 279-297.
- LOWE D.R. & GUY M. (2000) – “*Slurry-flow deposits in the Britannia Formation (Lower Cretaceous)*”, *North Sea: a new perspective on the turbidity current and debris flow problem. Sedimentology*, 47, 31-70.
- LUCENTE C.C. (2004) – “*Topography and paleogeographic evolution of a middle Miocene foredeep basin plain (Northern Apennines, Italy).*”, *Sedimentary Geology*, 170, 107-134.
- LUGLI S. (2004) – “*Timing of post-depositional events in the Burano Formation of the Secchia valley (Upper Triassic, Northern Apennines), clues from gypsum-anhydrite transitions and carbonate metasomatism*”, *Sedimentary Geology*, 140, 107-122.
- MAJOR J.J. & IVERSON M. R. (1999) – “*Debris-flow deposition: Effects of pore-fluid pressure and friction concentrated at flow margins.*” *G.S.A. Bulletin*, v. 111, pp. 1424-1434.
- MARJANAC T. (1990) – “*Reflected sediment gravity flows and their deposits in flysch of Middle Dalmatia, Yugoslavia.*”, *Sedimentology*, 37, 921-929.
- MARRONI M., MOLLI G., MONTANINI A., OTTRIA G., PANDOLFI L., TRIBUZIO R. (2002). – “*The External Ligurian Units (Northern Apennine, ITALY): from rifting to convergence of a fossil ocean-continent transition zone.*” *Ophioliti*, 27, 119 -131.
- MARTINI G. & PLESI G. (1988) – “*Scaglie tettoniche divelte dal complesso di Monte Modino e trascinate alla base delle unità subligure e ligure: gli esempi del M. Ventasso e del M. Cisa (Appennino Reggiano).*” *Boll. Soc. Geol. It.*, 107 (1), 171-191.
- MERLA G. (1952) – “*Geologia dell'Appennino settentrionale*”, *Boll. Soc. Geol. It.*, 70 (1951) , 95-382.
- MEZZADRI G. & VALLONI R. (1981) – “*Studio di provenienza delle arenarie di Monte Cervarola (Torre degli Amorotti, Reggio E.)*”, *Miner. Petrogr. Acta*, vol. 25, 91-102.
- MIDDLETON G.V. & HAMPTON M.A. (1973) – “*Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition*”, in: Middleton, G.V. & Bouma, A.H. (Eds.), *Turbidites and Deep-water Sedimentation*. SEPM Pacific Section, Short Course Notes, 1-38.

- MIGLIORINI C.I. (1943) – “*Sul modo di formazione dei complessi tipo macigno.*”, Bollettino della Società Geologica Italiana, 62, 48-49.
- MILLIMAN J.D. & SYVITSKI J.P.M. (1992) – “*Geomorphic and tectonic control of sediment discharges to the ocean: the importance of small mountain rivers.*”, Journal of Geology, 100, 525-544.
- MOCHI E., PLESI G., VILLA G. (1996) – “*Biostratigrafia a nannofossili calcarei della parte basale della successione del Monte Modino (nell’area dei Fogli 234 e 235) ed evoluzione strutturale dell’unità omonima.*”, Studi Geol. Camerti, 13 (1995): 39-73.
- MOHRIG D. & MARR J.G. (2003) – “*Constraining the efficiency of turbidity current generation from submarine debris flows and slides using laboratory experiments.*”, Mar. Petrol. Geol., 20, 883-899.
- MOLLI G., CRISPINI L., MALUSA’ M.G., PIANA F., FEDERICO L. (2010) – “*Geology of the Western Alps-Northern Apennine junction area: a regional review.*” Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, volume 36, paper 10.
- MUTTI E. (1992) – “*Turbidite Sandstones*”. San Donato Milanese, Agip-Istituto di Geologia, Università di Parma, 275 pp.
- MUTTI E., BERNOULLI D., RICCI LUCCHI F., TINTERRI R. (2009) – “*Turbidites and turbidity currents from Alpine “flysch” to the exploration of continental margins.*”, Sedimentology 56, 267-318.
- MUTTI E., CARMINATTI M., MOREIRA J.L.P., GRASSI A.A. (2006). – “*Chaotic deposits: examples from the Brazilian offshore and from outcrop studies in the Spanish Pyrenees and Northern Apennines, Italy*”. A.A.P.G. Annual Meeting, April 9–12, Houston, Texas.
- MUTTI E., GHIBAUDO G. (1972) – “*Un esempio di torbiditi di conoide sottomarina esterna: le arenarie di San Salvatore (Formazione di Bobbio, Miocene) nell’Appennino di Piacenza.*”, Acc. Sc. di Torino –Memorie, Cl. Di SC. Fis., mat. E Nat. –Serie 4a n.16, 1-14.
- MUTTI E. & JOHNS D.R. (1978) – “*The role of sedimentary by-passing in the genesis of fanfringe and basin plain turbidites in the Hecho Group system (south-central Pyrenees).*”, Mem. Soc. Geol. Ital., 18, 15-22.
- MUTTI E. & NORMARK W.R. (1987) – “*Comparing examples of modern and ancient turbidite system: problems and concepts.*”, In: Legget J. K., Zuffa G.G. (Eds.), Marine Clastic Sedimentology: Concept and case Studies. Graham and Trotman, London, pp. 1-38.
- MUTTI E. & NORMARK W.R. (1991) – “*An integrated approach to the study of turbidite systems.*” In: Weimer, P. & Link, H. (Eds.), Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems, Springer, New York, 75-106.

- MUTTI E., PAPANI L., DI BIASE D., DAVOLI G., MORA S., SEGADELLI S., TINTERRI R. (1995) – “*Il Bacino Terziario Epimesoalpino e le sue implicazioni sui rapporti tra Alpi ed Appennino.*” Memorie Società Geologica Italiana, 47, p. 217-244.
- MUTTI E., PAREA G.C., RICCI LUCCHI F., SAGRI M., ZANZUCCHI G., GHIBAUDO G. & IACCARINO S. (1975) – “*Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the northern Appenines*”, 9th Int. Congr. Sedim., Exc. Guidebook, Field Trip A-11, Modena, 120pp.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1972) – “*Le torbiditi dell’Appennino settentrionale: introduzione all’analisi di facies.*”, Memorie della Società Geologica Italiana, 11, 161-199.
- MUTTI E., RICCI LUCCHI F. & ROVERI M. (2002) – “*Revisiting turbidites of the Marnoso-arenacea Formation and their basin-margin equivalents: problems with classic models.*” Excursion Guidebook, Workshop organized by Dipartimento di Scienze della Terra (Università di Parma) and Eni-Divisione Agip, 64th EAGE Conference and Exhibition, Florence (Italy), May 27-30, 120 pp.
- MUTTI E., SEGURET M. & SGAVETTI M. (1988) – “*Sedimentation and Deformation in the Tertiary Sequences of the Southern Pyrenees.*”, AAPG Mediterranean Basin Conference, Spec. Publ. Institute of Geology, University of Parma, Field Trip 7, 153 pp.
- MUTTI E., TINTERRI R., REMACHA E., MAVILLA N., ANGELLA S. & FAVA, L. (1999) – “*An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective.*”, AAPG Course Notes, 39, 93 pp.
- MUTTI E., TINTERRI R., BENEVELLI G., DI BIASE, D. & CAVANNA, G. (2003) – “*Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. In: Mutti, E.; Steffens, G.S.; Pirmez, C.; Orlando, M. & Roberts, D. (Eds.)*”, Turbidites: Models and Problems. Marine and Petroleum Geology, 20, 733-755.
- 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, 1685-1720.
- NARDI R. (1964a) – “*Contributo alla geologia dell’Appennino Tosco-emiliano 3- I rapporti tra le arenarie del Monte Cervarola e il Macigno lungo la valle dello Scoltenna (prov. Di Modena).*” Boll. Soc. Geol. It., 83 (2). 361-372.
- NARDI R. (1964b) – “*Contributo alla geologia dell’Appennino Tosco-emiliano 4 – La geologia della valle dello Scoltenna tra Pievepelago e Montecreto (Appennino modenese)*”. Boll. Soc. Geol. It., 83 (4): 353-400.
- NARDI R. (1965) – “*Schema geologico dell’Appennino toско-emiliano tra M. Cusna e M. Cimone e considerazione sulle unità tettoniche*”. Boll. Soc. Geol. It., 81, (3): 1-76.

- NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) – “*Contributo alla geologia dell’Appennino tosco-emiliano I –Stratigrafia e tettonica dei dintorni di Pievepelago (Appennino Modenese)*”. Boll. Soc. Geol. It., 81, 3, 1-76.
- NORMARK W.R. (1970) – “*Growth patterns of deep-sea fans.*”, AAPG Bulletin, 54, 2170-2195.
- NORMARK W.R. & PIPER D.J.W. (1991) – “*Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: Implications for the depositional record.*” In: Osborne R.H. (Ed.), *From Shoreline to Abyss: Contributions in Marine Geology in Honor of Francis Parker Shepard*. SEPM Spec. Publ., 46, 207-230.
- OGATA K. (2010) – “*Mass Transport Complexes in bacini confinati a controllo strutturale: L’Unità Epiligure di Specchio (Appennino Settentrionale)*”, Tesi di dottorato di ricerca, ciclo XXII, Università degli studi di Parma.
- ORI G.G. & FRIEND P. F. (1984) – “*Sedimentary basin formed and carried piggyback on active thrust sheets.*”, Geology, 12, 475-478.
- PAREA G.C. (1965) – “*Evoluzione della parte settentrionale della Geosinclinale appenninica dall’Albiano all’Eocene.*” Acc. Naz. Sci. Lett. Arti Modena, Atti Mem. Ser. VI, 7, 1-98.
- PRATHER B. E., BOOTH J. R., STEFFENS G. S., CRAIG P. A. (1998) – “*Classification, lithologic calibration, and stratigraphic succession of seismic facies of intraslope basins, deep water Gulf of Mexico.*”, AAPG Bull. 82 (5A), 701-728.
- PICKERING K.T. & HISCOTT R.N. (1985) – “*Contained (reflected) turbidity from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune hypothesis.*”, Sedimentology, 32, 373-394.
- PICKERING K., STOW D., WATSON M. & HISCOTT R. (1986) – “*Deep-water facies, processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments.*”, Earth Sci. Rev., 23, 75-174.
- PIPER D.J.W. & NORMARK W.R. (2001) – “*Sandy fans-from Amazon to Hueneme and beyond.*” AAPG Bull., 85, 1407-1438.
- PLESI G. (1975) – “*La giacitura del Complesso Bratica-Petrignacola nella serie del Rio di Roccaferrara (Val Parma) e dei Flysch arenacei tipo Cervarola dell’Appennino settentrionale.*” Boll. Soc. Geol. It., 44, 157-176.
- PLESI G., BONANNI G., BOTTI F., DANIELE G., PALANDRI S. (1998) – “*Processi e tempi di costruzione della catena appenninica nelle sue fasi Oligo-Mioceniche: l’esempio della finestra di Pracchiola (biostratigrafia, petrografia e analisi strutturale, con carta geologico-strutturale scala 1:20.000)*”, Boll. Soc. Geol. It., 117, 841-894.

- PLESI G., CHICCHI S., DANIELE G., PALANDRI S. (2000) – “*La struttura dell’alto Appennino reggiano-parmense , fra Valditacca, il Passo di Pradarena e il Monte Ventasso*”. Boll. Soc. Geol. It., 119, 267-296.
- PLESI G., DANIELE G., CHICCHI S., BETTELLI G., CATANZARITI R., CERRINA FERONI A., M.T. DE NARDO, MARTINELLI P., OTTRIA G., PANINI F., MOCHI E., PALANDRI S., DI GIULIO A. (2002 b) – “*Note Illustrative della Carta geologica d’Italia alla scala 1:50.000, foglio 235, Pivepelago*”, S.EL.CA. Firenze, Servizio Geologico d’Italia – Regione Emilia Romagna.
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) – “*Il sistema corso-appenninico come prisma di accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*”. Memorie dalla Società Geologica Italiana, 28, 548-576.
- REHAULT J.P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1984) – “*The western Mediterranean basin geological evolution.*” Marine Geology, 55, 447-477.
- REMITTI F., VANUCCHI P., BETTELLI G., FANTONI L., PANINI F., VESCOVI P. (2010) – “*Tectonic and sedimentary evolution of the frontal part of an ancient subduction complex at the transition from accretion to erosion: The case of the Ligurian wedge of the northern Apennines, Italy*”. Geological Society of America Bulletin, 123, 51–70.
- REMACHA E. & FERNÁNDEZ L.P. (2003) – “*High-resolution correlation patterns in the turbidite system of the Hecho Group (South-Central Pyrenees, Spain).*”, In: Mutti, E.; Steffens. G.S.; Pirmez, C.; Orlando, M. & Roberts, D. (Eds.), Turbidites: Models and Problems. Marine and Petroleum Geology, 20, 711-726.
- REMACHA E., FERNÁNDEZ L.P. & MAESTRO E. (2005) – “*The transition between sheet-like lobe and basin plain turbidites in the Hecho basin (south-central Pyrenees, Spain).*” Journal of Sedimentary Research, 75, 789-819.
- REMACHA E., FERNÁNDEZ L.P., MAESTRO E., OMS O. & ESTRADA, R. (1998) – “*The Upper Hecho Group turbidites and their vertical evolution to deltas (Eocene, South-Central Pyrenees).*” In: Melendez Hevia A. & Soria A. (Eds.), 15th IAS International Sedimentological Congress Field Trip Guidebook. Alicante, 1-25.
- REUTTER K.J. (1969)-“*La Geologia dell’alto Appennino Modenese tra Civago e Fanano e considerazioni geotettoniche sulla unità di M.Modino-M.Cervarola*”. L’Ateneo Parmense, Acta Nat., vol. 5 n. 2, 1-88.
- REUTTER K.J. & SCHLUETER H.U. (1968) – “*La struttura delle arenarie dell’Unità di M. Modino-M. Cervarola nella zona di Bobbio (Piacenza) e nell’Appennino Modenese.*”, L’Ateneo Parmense, Acta Nat., vol. 4 n. 2, 36-56.

- RICHARDS M., BOWMAN M. & READING H. (1998) – “*Submarine-fan systems I: characterization and stratigraphic prediction.*”, Marine and Petroleum Geology, 15, 689-717.
- RICCI LUCCHI F. (1986) – “*The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines.*” in Allen P. and Homewood P. eds., Foreland basins: International Association of Sedimentologists Special Publication, 8, 105-139.
- RICCI LUCCHI F. & ORI G.G. (1985) – “*Field excursion D: syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic Foreland.*”, in P. H. Allen, P. Homewood e G. Williams (Eds.) “Excursion Guidebook”. Foreland Basins Symposium. Fribourg, 137-176.
- RICCI LUCCHI F. & VALMORI E. (1980) – “*Basin-wide turbidites in Miocene, over-supplied deepsea plain: a geometrical analysis.*”, Sedimentology, 27, 241-270.
- RICHARDS M., BOWMAN M. & READING H. (1998) – “*Submarine-fan systems I: characterization and stratigraphic prediction.*”, Marine and Petroleum Geology, 15, 689-717.
- RUPKE N.A. (1976) – “*Large-scale slumping in a flysch basin, Southwestern Pyrenees.*” Journal of the Geological Society, London, 132, 121-130
- SAGRI M. (1971) – “*Megaritmi alla base delle Arenarie del Cervarola (Appennino Settentrionale).*”, Mem. Soc. Geol. It., 10 (4), 347-370.
- SANDERS J.E. (1965) – “*Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms.*” In: Middleton, G.V. (Ed.), Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation. SEPM Spec. Publ., 12, 192-219.
- SCACCHETTI M., BARTOLI O., BERSANI D., LAURORA A., LUGLI S., MALFERRARI D., VALERIANI L. (2015) – “*Minerali della provincia di Reggio Emilia*”, Associazione Mineralogica Italiana.
- SCHUMM S. A. (1981) – “*Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications.*” In: Etheridge, F. G. & Flores, R. S. (Eds), Recent and acient nonmarine depositional environments: models for exploration. SEPM Spec. Publ., 31, 19-29.
- SINCLAIR H. D., TOMASSO M. (2002) – “*Depositional evolution of confined turbidite basins.*”, Jornal of Sedimentary Research, 72, 451-456.
- SUMNER E.J., TALLING P.J., AMY L. A. (2009) – “*Deposits of flows transitional between turbidity current and debris flow.*”, Geology, 37, 991-994.
- TAGLIAFERRI A. & TINTERRI R. (in stampa) – “*The tectonically-confined Firenzuola turbidite system (Marnoso-arenacea Formation, northern Apennines, Italy).*”, Italian Journal of Geosciences, in pubblicazione.

- TALLING P.J., AMY L.A., WYNN R.B., PEAKALL J. & ROBINSON M. (2004) – “*Beds comprising debris sandwiched within co-genetic turbidite: origin and widespread occurrence in distal depositional environments.*”, *Sedimentology*, 51, 163-194.
- TALLING P.J., MASSON D.G., SUMNER E.J., MALGESINI G. (2012). “Subaqueous sediment density flows: depositional processes and deposit types.” *Sedimentology* 59, 1937–2003.
- TINTERRI R. (2011) - “*Combined flow sedimentary structures and the genetic link between sigmoidal and hummocky-cross stratification.*” *GeoActa* 10, 43-85.
- TINTERRI R., DRAGO M., CONSONNI A., DAVOLI G. & MUTTI E. (2003) – “*Modelling subaqueous bipartite sediment gravity flows on the basis of outcrop constraints: first results.*”, *Marine and Petroleum Geology*, 20, 911-933.
- TINTERRI R., MUZZI MAGALHAES P. (2011) – “*Synsedimentary structural control on foredeep turbidites: An example from Miocene Marnoso-arenacea Formation*”, Northern Apennines, Italy. *Marine and Petroleum Geology* 28, 628-657.
- TINTERRI R., MUZZI MAGALHAES P., TAGLIAFERRI A., CUNHA R.S., (in stampa). “*Convolute lamination and load structures in turbidites as indicators of flow reflections and decelerations against bounding slopes. Examples from the Marnoso-arenacea Formation (northern Italy) and Annot Sandstones (south eastern France).*” *Sedimentary Geology*.
- TINTERRI R. & TAGLIAFERRI A. (2015) – “*The syntectonic evolution of foredeep turbidites related to basin segmentation: facies response to the increase in tectonic confinement (Marnoso-arenacea Formation, Miocene, Northern Apennines, Italy)*”, *Marine and Petroleum Geology*, 67, 81-110.
- VAI G.B. (2001) – “*Structure and stratigraphy: an overview.*” In: Vai G.B. & Martini I.P. (Eds.) *Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent mediterranean basins*, 15-32.
- VAI G.B. & MARTINI I.P. (Eds.) (2001) – “*Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*” Kluwer Academic Publishers, 632 pp.
- VALLONI R. (2003) – “*Systematic changes of sandstone detrital modes in the Miocene foredeep basins of the Apennines (Italy).*”, *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, LXI, 117-126.
- VALLONI R., CIPRIANI N. & MORELLI C. (2002) – “*Petrostratigraphic Record of the Apennine Foredeep Basins, Italy.*”, *Boll. Soc. Geol. It.*, Volume special n.1 (2002), 455-465.
- VAN ANDEL T.H. & KOMAR P.D. (1969) – “*Ponded sediments of the Mid-Atlantic ridge between 22 degrees and 23 degrees north latitude.*”, *Geological Society of America Bulletin*, 80 (7), 1163-1190

- VAN VLIET A. (1978) – “*Early Tertiary deepwater fans of Guipuzcoa, Northern Spain.*”, In Stanley, D.J., Kelling, G. (Eds.) *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches*. Dowden, Hutchinson and Ross, Strausbourg, 190-209
- 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.*, C.G (Eds.), SEPM Spec. Publ., 42, 39-45.
- VAN WAMEL W.A. & ZWART P.E. (1990) – “*The structural geology and basin development of the Romagna-Umbria zone (Upper Savio and Upper Bidente Valleys, N. Italy)*”: *Geology en Mijnbouw*, 69, 53-68.
- WALKER R.G. (1967) – “*Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments.*” *J. Sed. Petrol.*, 37, 24-43.
- WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A. & VAN WAGONER J.C. (1988) – “*Sea-Level Changes: An Integrated Approach.*”, SEPM Spec. Publ., 42, 407 pp.
- WOOD A. & SMITH A.J. (1958) – “*The sedimentation and sedimentary history of the Aberystwyth Grifts (upper Llandoveryan).*” *Q. J. Geol. Soc., London*, 114, 163-195.

Ringraziamenti

Desidero ringraziare, in primo luogo, il Prof. Roberto Tinterri che mi ha seguito durante il lavoro di dottorato e l'azienda Petrobras che ha finanziato il progetto di ricerca.

Ringrazio il Prof. Andrea Artoni per l'aiuto che mi ha dato nella stesura dell'articolo riguardante il lavoro svolto durante la tesi magistrale.

Desidero inoltre ringraziare Fabrizio Storti, Fabrizio Balsamo e Kei Ogata per il lavoro svolto insieme durante i primi mesi del dottorato.

Ringrazio infine tutti gli amici dottorandi del dipartimento di Scienze della Terra che hanno reso questi tre anni veramente piacevoli e difficili da dimenticare.