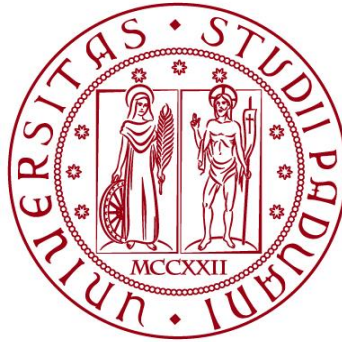


UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI BIOLOGIA

Corso di Laurea in Scienze Naturali



ELABORATO DI LAUREA

“Analisi della successione stratigrafia chattiano-aquitaniense affiorante a Tarzo”

**Tutor: Prof.ssa Eliana Fornaciari
Dipartimento di Geoscienze**

**Co-tutor: Prof.ssa Cristina Stefani
Dipartimento di Geoscienze**

Laureando: Milo Coghetto

ANNO ACCADEMICO 2025/2026

Indice

Abstract.....	1
1. Introduzione.....	3
1.1 Contesto generale e motivazioni dello studio.....	3
1.2 Inquadramento geologico.....	5
1.3 Il bacino terziario Veneto.....	8
1.4 Obiettivi della tesi.....	9
2. La successione oligo-miocenica di Tarzo.....	10
2.1 Organizzazione ciclica delle successioni regionali e significato della Molassa Veneta-Friulana.....	10
2.2 Successione stratificata del settore Tarzo-Follina.....	12
3. Materiali e metodi.....	15
4. La sezione di Tarzo.....	16
4.1 Descrizione della sezione di Tarzo.....	16
4.2 Unità litostratigrafiche.....	18
4.2.1 Siltite di Bastia.....	18
4.2.2 Calcarenite di Castalcucco.....	21
4.2.3 Siltite di Casoni.....	22
4.2.4 Arenaria di Libano.....	23
5. Cicli sedimentari nella porzione di successione indagata.....	24
6. Conclusioni.....	27
Bibliografia.....	28

Abstract

La tesi qui proposta analizza vari studi per ricostruire l'evoluzione geodinamica e deposizionale del Bacino Veneto-Friulano, in particolare nell'area di Tarzo. Il sito oggetto di studio costituisce un archivio geologico di particolare importanza per comprendere la dinamica di interazione tra più sistemi orogenici come Dinaridi, Sudalpino e Appennini, che hanno influenzato la sedimentazione nell'area indagata dal Paleogene al Quaternario (Massari et al., 1986a, b; Mellere et al., 2000; Stefani et al., 2007).

La sezione stratigrafica di Tarzo, localizzata lungo il margine pedemontano veneto e affiorante all'interno della successione molassica oligo-miocenica del bacino, comprende differenti unità litostratigrafiche, tra cui la Marna di Tarzo, i depositi deltizi dell'Arenaria di Vittorio Veneto e i conglomerati continentali del Montello. L'alternanza di strutture derivanti da ambienti sedimentari diversi costituisce l'elemento di maggiore interesse nell'area di studio, poiché consente di indagare il passaggio da ambienti marini aperti a condizioni marginali e successivamente continentali.

Nel presente lavoro vengono integrate fonti bibliografiche contenenti dati di rilevamento dell'area e analisi delle facies relative al bacino di avanfossa, con il fine ultimo di ricostruire dettagliatamente la distribuzione verticale delle litofacies e dei principali contatti stratigrafici, interpretare i processi deposizionali e i paleoambienti di formazione e collocare i depositi di Tarzo nella sequenza di eventi che hanno determinato l'evoluzione dell'area durante il Miocene, con particolare riferimento all'intervallo Chattiano-Burdigaliano.

1 Introduzione

1.1 Contesto generale e motivazioni dello studio

L'evoluzione di un orogene e lo sviluppo del relativo bacino di avanfossa sono argomenti trattati in vari studi (Massari et al., 1986a, b; Massari, 1990; Massari et al., 1993; Mellere et al., 2000; Barbieri et al., 2002a, b; Garcia-Castellanos et al., 2002; Mancin et al., 2009). L'importanza di tali strutture risiede nella possibilità di ricostruire in dettaglio le differenti fasi evolutive registrate dal riempimento sedimentario dei bacini stessi, nonché i fattori che ne controllano le modalità deposizionali, quali l'apporto sedimentario, le variazioni eustatiche e le oscillazioni del livello marino indotte dal carico litostatico. Massari et al. (1986a) definiscono il Bacino Terziario Veneto-Friulano come un sistema complesso, caratterizzato dalla variazione delle vergenze delle differenti fasi tettoniche e dalla convergenza obliqua delle strutture deformative. Successivamente, Mellere et al. (2000), in sostanziale accordo con i primi autori, sottolineano come risulti particolarmente complesso analizzare singolarmente i fattori influenzanti la creazione e la riduzione dello spazio di accomodamento sedimentario a scala bacinale e sub-bacinale in contesti tettonicamente attivi.

In questo contesto si distinguono due principali fasi tettoniche che interessano il bacino (Fig.1): una prima fase dinarica, sviluppatasi dall'Oligocene superiore al Miocene inferiore e caratterizzata da una compressione orientata NE-SO e una seconda fase associata all'orogenesi alpina, definita "sudalpina", attiva tra l'Oligocene superiore e il Miocene medio, con una successiva intensificazione deformativa nel Miocene medio-superiore e caratterizzata da una compressione orientata NNO-SSE (Massari et al., 1986b). Da notare che Castellarin et al. (1985), argomentano che anche l'orogenesi appenninica avrebbe esercitato un'influenza secondaria sull'evoluzione del bacino, contribuendo alla sua configurazione in un contesto di bacino di avampaese (*foreland basin*).

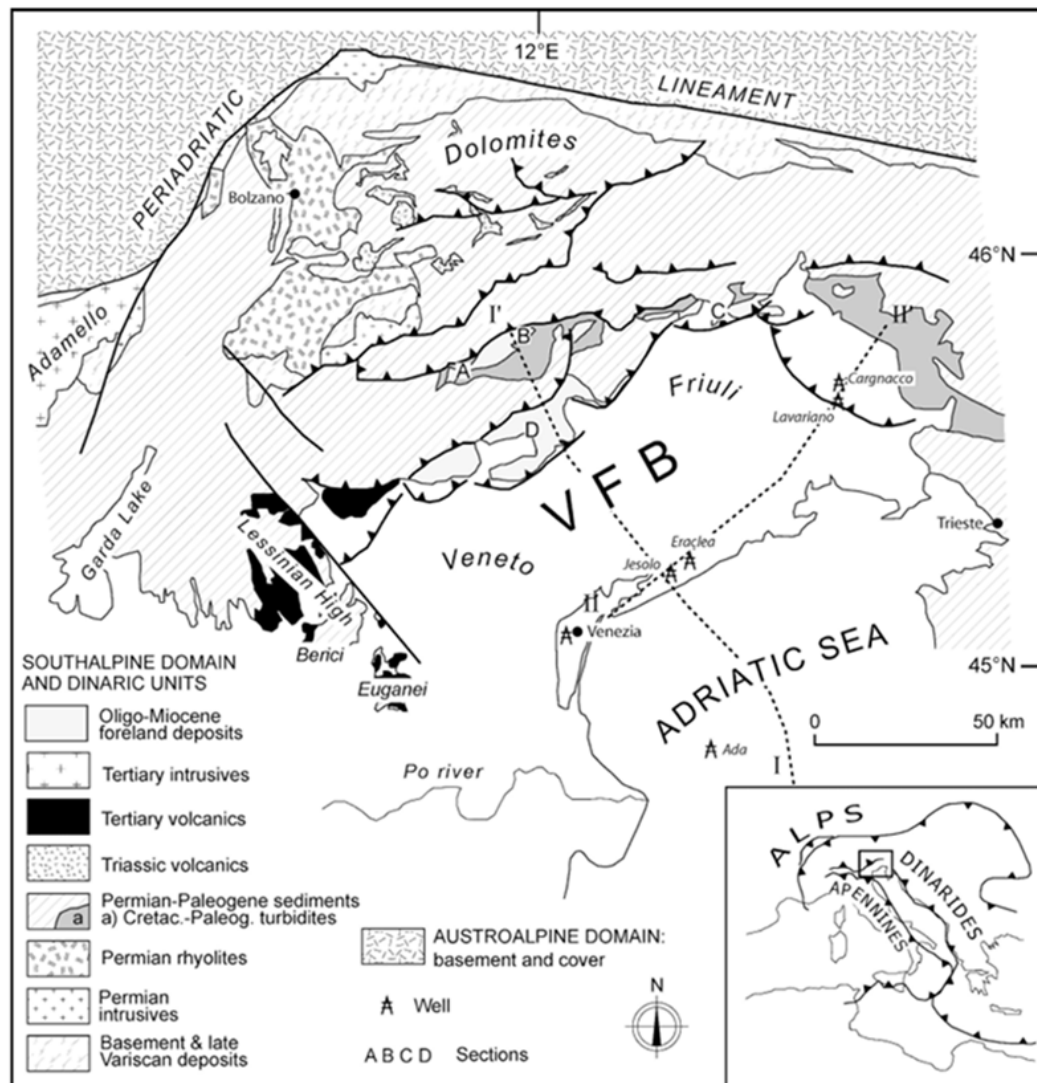


Fig. 1 Mappa geologica del Bacino Veneto-Friulano con i principali elementi strutturali che lo delimitano (da Stefani, et al. 2007)

1.2 Inquadramento geologico

Dopo la fase estensiva mesozoica, associata all'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese, l'interazione tra il margine della placca europea e quello africano, in particolare tra la placca europea e la microplacca adriatica (Adria, considerata un promontorio della placca africana), portò nel Neogene alla formazione della catena alpina. La particolare posizione della microplacca adriatica, soggetta alle interferenze tettoniche delle due placche principali, determinò un movimento rotatorio antiorario dovuto alla collisione con il margine europeo, favorendo così la genesi della catena alpina lungo il margine meridionale europeo. Questa catena, a doppia vergenza, viene distinta nell'unità Sudalpina, che rappresenta il *retrowedge* sud-vergente della catena, e nell'unità Austroalpina, nord-vergente, giustapposta alla prima da un grande sistema di faglie ad alto angolo, detto Lineamento Insubrico o Periadriatico (Zattin et al., 2006, Fig. 1).

L'attuale conformazione deriva dalla successione di quattro principali fasi tettoniche:

- 1) la fase transtensiva del Triassico Superiore-Cretaceo Inferiore, con l'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese;
- 2) la fase di convergenza N-S nel tardo Cretaceo, con la chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese;
- 3) la successiva collisione continentale, con la conseguente formazione della Catena Alpina nel Paleocene-Eocene;
- 4) E infine una fase post-collisionale che prende luogo dal tardo Eocene fino all'Attuale, durante la quale si è impostato il sistema di bacini di avanfossa-catene di *thrust* nel contesto di rotazione antioraria del massiccio sardo-corso, che ha portato alla formazione del corrugamento degli Appennini (Bosellini, 2005).

Gli effetti tettonici non uniformemente distribuiti lungo il bacino di avanfossa hanno determinato la suddivisione in due distinti domini: il Bacino Lombardo a occidente e il Bacino Veneto a oriente, separati dall'area relativamente stabile dei Lessini, dove non si osserva la marcata subsidenza che caratterizza invece i settori orientali e occidentali.

Il limite orientale del bacino, corrispondente all'attuale *thrust* di Palmanova, rappresenta il fronte attuale della catena dinarica, sviluppatasi durante l'Eocene

lungo il margine nord-orientale della microplacca adriatica (Doglioni & Bosellini, 1987) (Figg. 1 e 2).

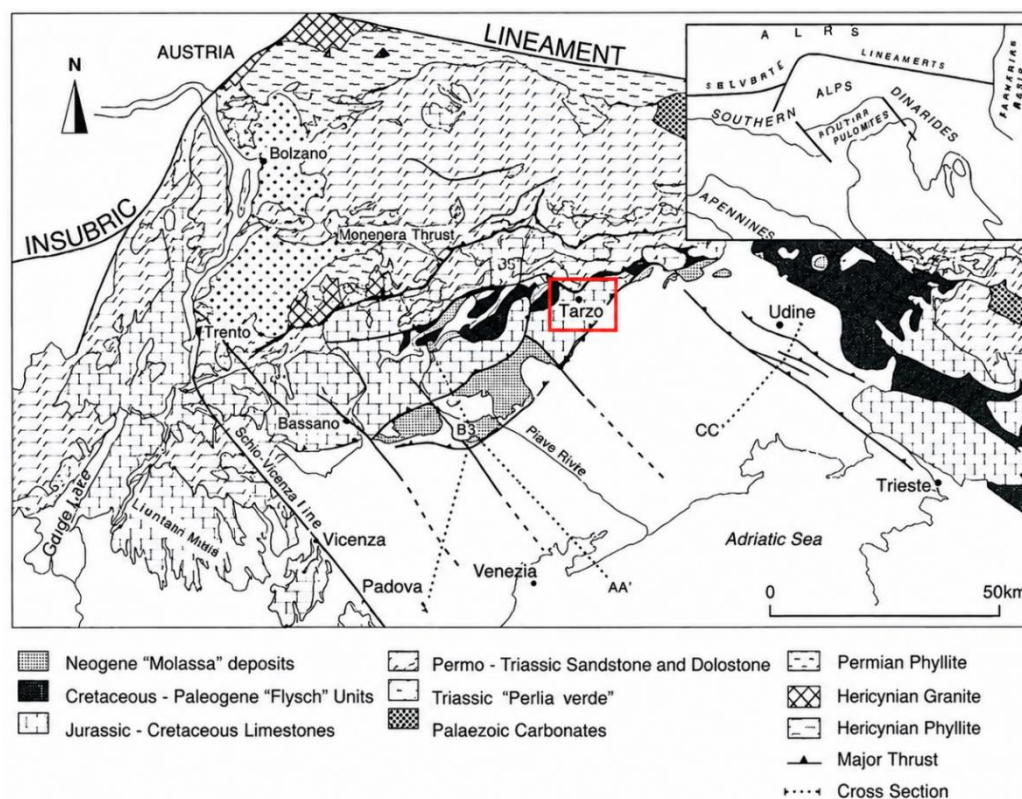


Fig. 2: Schema geologico dell'area Veneta (da Mellere et al. 2000). Nel riquadro l'area di Tarzo.

Tra il tardo Cretaceo e l'Eocene medio si verifica la principale fase deformativa della catena, caratterizzata da una compressione orientata ENE-OSO (Massari et al., 1986a; Zattin et al., 2006). Gli effetti deformativi risultano relativamente limitati, ad eccezione del settore friulano, dove si osserva un'inclinazione progressiva verso ovest associata a una maggiore subsidenza delle aree occidentali (Sartorio et al., 1997). La parte più settentrionale del fronte dinarico risulta segmentata dai successivi *thrust* sud-vergenti sudalpini. In tale contesto, le strutture dinariche più settentrionali hanno subito una riattivazione come elementi transpressivi durante la fase sudalpina, mentre negli altri due settori, centrale e meridionale, si osservano deboli fasi di riattivazione nel tardo Miocene-Pliocene (Massari, 1990). Diversa collocazione temporale viene attribuita alla strutturazione del Sudalpino che prende luogo a partire dal Serravalliano (Miocene superiore) (Castellarin & Cantelli, 2000) ed interessa inizialmente il settore centro-occidentale per poi spostarsi nel blocco orientale a est della linea delle Giudicarie (Massari, 1990). La fase di maggiore intensità deformativa avviene durante il tardo Miocene e nel

Pliocene inferiore e comporta dei *trend* compressionali orientati in direzione NNO-SSE. Nel Bacino Veneto-Friulano non si osservano significativi sollevamenti tettonici associati a questa fase fino all'integrazione nella cinematica del sistema Sudalpino durante il Miocene medio-superiore (Zattin et al., 2006). L'insieme di queste deformazioni prende il nome di "Fase Valsuganese", poiché particolarmente evidente lungo il sistema di *thrust* della Valsugana (Fig. 3). Infine, durante il Messiniano-Pliocene, un'attività di compressione interviene sul cuneo sedimentario sintettonico di età miocenica che comporta la formazione di *thrust* come quello del Montello e la linea di Sacile in Friuli, strutture posizionate più Sud e spesso sepolte sotto le alluvioni quaternarie.

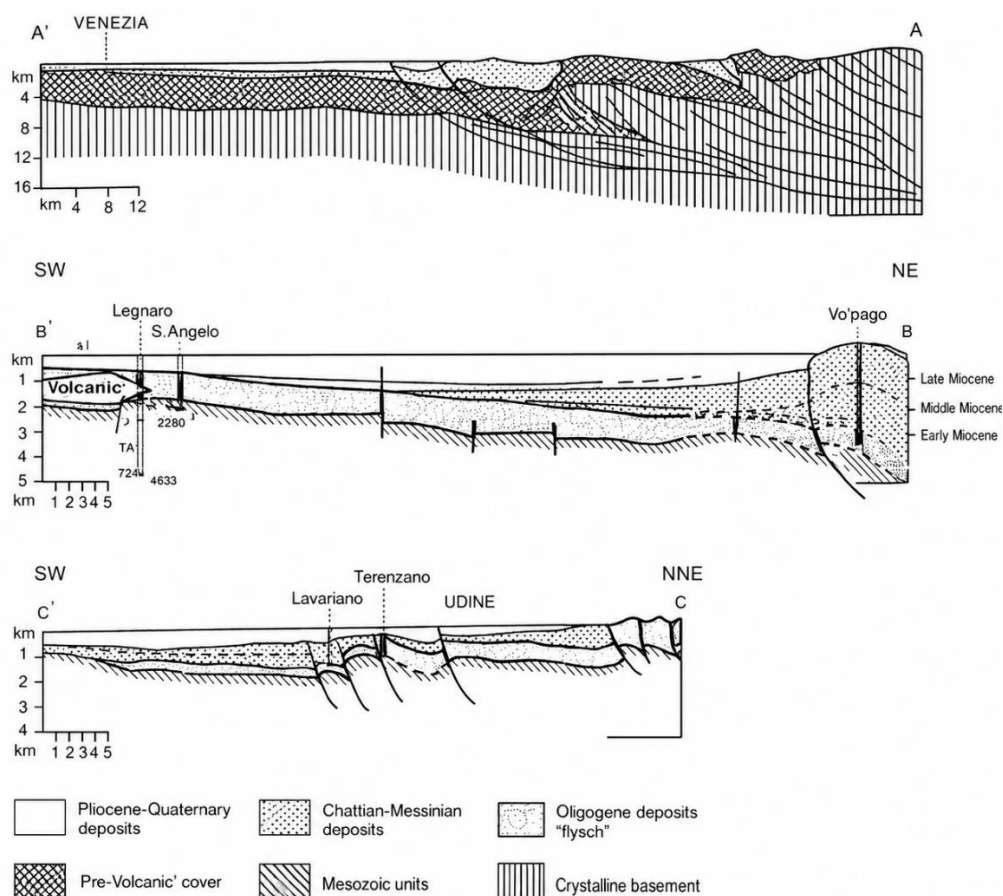


Fig.3 Sezioni geologiche attraverso l'avampaese dinarico e sudalpino. Le tracce delle sezioni sono riportate in fig. 2 (da Mellere et al., 2000).

L'influenza più recente è attribuibile alla catena appenninica, che costituisce il margine meridionale del Bacino Padano e influenza il Bacino Veneto-Friulano. Tale dinamica si manifesta attraverso una debole compressione verso nord durante il tardo Miocene legata all'orogenesi appenninica derivante dalla rotazione antioraria del massiccio sardo-corso. Gli effetti di questa deformazione sono riconoscibili nelle successioni sedimentarie attraverso sistemi di *thrust* a vergenza orientale associati a prismi sedimentari.

1.3 Il bacino terziario veneto

Il Bacino Veneto-Friulano, orientato ENE-WSW, viene comunemente racchiuso all'interno di importanti strutture geologiche rappresentate a nord dai *thrust* sud-vergenti del settore Sudalpino, di cui il primo è quello della Valsugana, a ovest dalla linea Schio-Vicenza e ad est dal *thrust* dinarico SW-vergente di Palmanova (Mellere et al., 2000).

L'evoluzione geodinamica del bacino descritta nel paragrafo precedente si riflette nelle successioni di riempimento del bacino: al di sopra della piattaforma carbonatica giurassica si succedono tre strutture ben riconoscibili, in ordine:

- Depositi torbiditici di avanfossa dinarica, derivanti dall'evento compressivo tardo Cretacico-Paleogene (particolarmente evidenti nei settori nord-orientali);
- depositi molassici di avanfossa del Sudalpino orientale, associati alle prime fasi della deformazione sudalpina attiva tra Oligocene superiore e Miocene inferiore, costituiti da sabbie, argilliti marnose, calcareniti e arenarie;
- Depositi clastici pliocenici-quadernari (sostanzialmente argille, sabbie e ghiaie), chiudono la sequenza e sono spesso in discordanza angolare sulle serie flyschoidi, sulle sequenze molassiche mioceniche o anche sui carbonati mesozoici.

1.4 Obiettivi della tesi

Alla luce del complesso geodinamico illustrato, la sezione oligomiocenica di Tarzo rappresenta un archivio sedimentario utile alla ricostruzione dell'evoluzione deposizionale e tettonica dell'area durante lo sviluppo del bacino di avanfossa. Nel record si nota la progressiva variazione da ambienti di sedimentazione marina relativamente profonda a sistemi marginali e continentali, con conseguenti variazioni paleoambientali e sedimentarie associate all'evoluzione della dinamica compressiva regionale.

L'obiettivo del presente lavoro consiste nella ricostruzione dell'evoluzione deposizionale della sezione di Tarzo durante l'intervallo oligo-miocenico, tramite l'integrazione dei principali studi stratigrafici, sedimentologici e tettonici disponibili in letteratura. In particolare, l'analisi si concentra sulle relazioni tra sedimentazione e assetto geodinamico del bacino con lo scopo di evidenziare il ruolo esercitato dai sistemi compressivi dinarico e sudalpino nello sviluppo della successione.

2 la successione oligo-miocenica di Tarzo

2.1 Organizzazione ciclica delle successioni regionali e significato della Molassa Veneta-Friulana

La successione oligo-miocenica affiorante nell'area di Tarzo viene considerata parte della Molassa Veneta, termine che definisce i depositi terrigeni di riempimento dell'avanfossa tra l'Oligocene superiore e il Miocene inferiore (Massari et al., 1986a; Mellere et al., 2000). Dal punto di vista sedimentologico è costituita da un insieme di depositi marini profondi, sistemi deltizi e continentali organizzati in modo regressivo, struttura identificabile come *coarsening-upward* e che conferma le ricostruzioni della genesi del bacino, riflettendo la progressiva progradazione dei sistemi deposizionali verso il centro del bacino e la graduale riduzione dello spazio di accomodamento con il progressivo riempimento dell'avanfossa (Mellere et al., 2000).

Nell'area compresa tra Tarzo, Follina e Vittorio Veneto la successione mostra condizioni di uniformità stratigrafica e spessori tali da permettere di osservare con chiarezza l'evoluzione verticale delle facies e i rapporti tra i diversi ambienti deposizionali. Per questo motivo il settore di Tarzo risulta essere un valido riferimento per la ricostruzione dell'evoluzione deposizionale del bacino nell'intervallo Chattiano-Aquitano (Oligocene superiore-Miocene inferiore).

Nel record sedimentario della Molassa Veneta-Friulana Mellere et al. (2000) riconoscono cinque principali cicli deposizionali che si ricollegano alle variazioni relative del livello del mare, alla subsidenza del bacino e alla migrazione laterale dei sistemi deposizionali (Fig. 4):

- Il primo ciclo, di età chattiana-aquitano, è composto dall'Arenaria Glauconitica di Belluno successivamente ricoperto dalla Siltite di Bastia (ex Formazione di Bastia), entrambi depositi di mare relativamente poco profondo. A queste due unità si sovrappongono facies di diversa natura a seconda della zona, Arenaria di Orzes nel bellunese (ambiente estuarino) e Calcarenite di Castelcucco nelle Prealpi venete;
- Il secondo ciclo, più facilmente riconoscibile nelle Prealpi venete è segnato dalla progradazione di un complesso deltizio;

- Il terzo ciclo, di età burdigaliana, è caratterizzato da vari depositi di fronte deltizia derivati da un evento trasgressivo regionale (Marna di Bolago e Arenaria di San Gregorio; Cason et al., 1981; Massari et al., 1986b);
- Il quarto ciclo, di età langhiana nel settore veneto è prevalentemente costituito da marne grigie di piattaforma esterna delimitate nella parte sommitale da discontinuità regionali (Marna di Monfumo);
- Il quinto ciclo, di età serravalliana-messiniana, è il più esteso sia in termini temporali che di spessore (fino a 3000 m) con grandi variazioni dal settore pedemontano alla bassa pianura. Documenta principalmente la fase regressiva del bacino, caratterizzata dalla progradazione dei sistemi deposizionali terrigeni e dal progressivo sviluppo di ambienti marino-marginali e continentali nelle aree settentrionali del bacino.

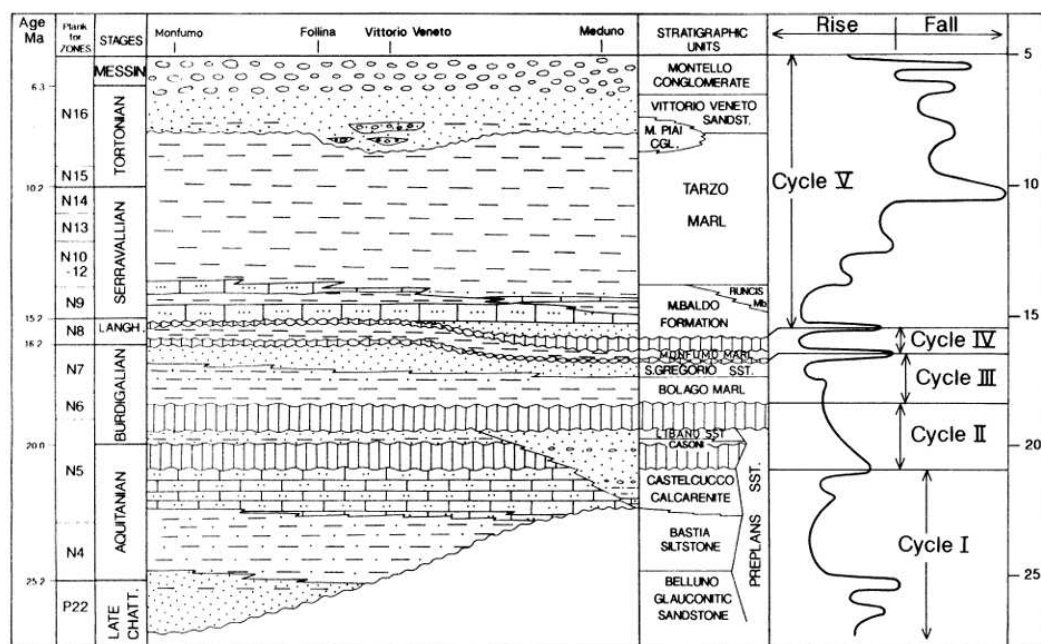


Fig.4 Inquadramento stratigrafico del riempimento del Bacino Veneto-Friulano durante l'intervallo Chattiano-Messiniano. La figura mostra i cambiamenti laterali di facies lungo il profilo W-E (modificato da Massari et al., 1986b). A sinistra la suddivisione biostratigrafica, basata sui foraminiferi planctonici, e quella cronostratigrafica.

2.2 Successione stratigrafica del settore Tarzo-Follina

Il settore pedemontano compreso tra Tarzo, Follina e Vittorio Veneto (Fig. 5) rappresenta una delle aree di maggiore sviluppo della successione oligo-miocenica della Molassa Veneta-Friulana. In questo settore la continuità stratigrafica e gli elevati spessori degli affioramenti permettono di osservare con chiarezza la transizione da depositi di mare aperto a sistemi deltizi e marino-marginali.

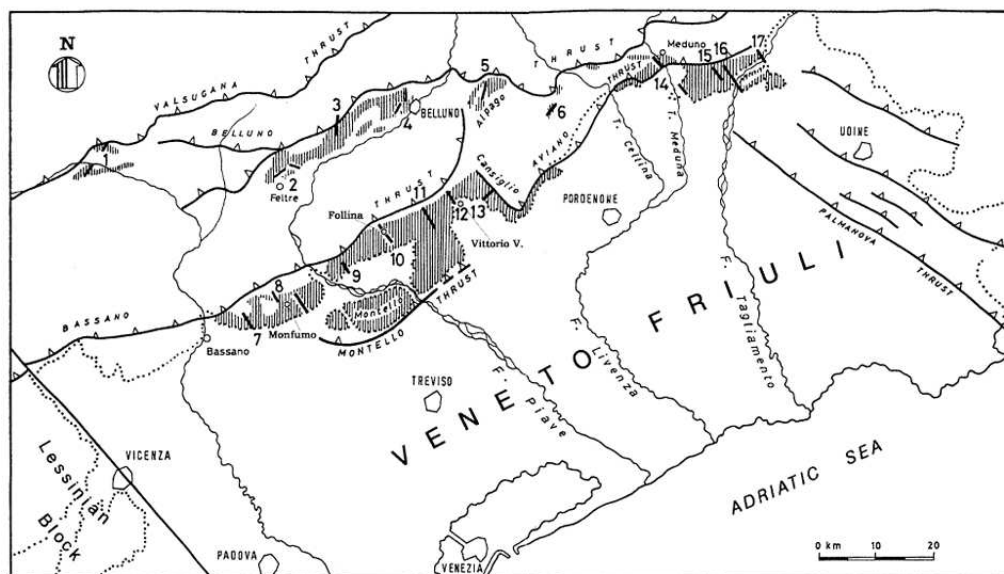


Fig. 5 Affioramenti (scala verticale) di sedimenti Oligo-Miocenici e posizione delle principali sezioni: (1) Valsugana; (2) Feltre; (3) S. Gregorio; (4) T. Gresal; (5) T. Tesa; (6) Monte Cavallo; (7) Crespano; (8) Monfumo; (9) Guia; (10) Follina; (11) Tarzo; (12) Vittorio Veneto; (13) Fregona; (14) Meduno; (15) Almadis; (16) Rio Fontane; (17) Folgaria.

La prima sequenza che delimita l'inizio del record Chattiano-Aquitaniense è rappresentata dall'**Arenaria Glauconitica di Belluno**, un livello costituito da glaucaareniti fossilifere talora ruditiche alternate ad arenarie e siltiti più o meno glauconitiche. La potenza di questa unità, abbastanza variabile, si esprime nell'area di Tarzo e in tutta l'area pedemontana con spessori di pochi decimetri, diversamente da altre aree, come quella bellunese, dove si raggiungono spessori massimi intorno agli 80 m (Fig. 6). Alla base, a contatto con le discordanze delle

strutture precedenti, l'Arenaria Glauconitica di Belluno è costituita da rudite glauconitica fossilifera con abbondanza di glauconite e ricchissima macrofauna. Questa unità è totalmente assente nei dintorni di Tarzo, forse anche per motivi strutturali.

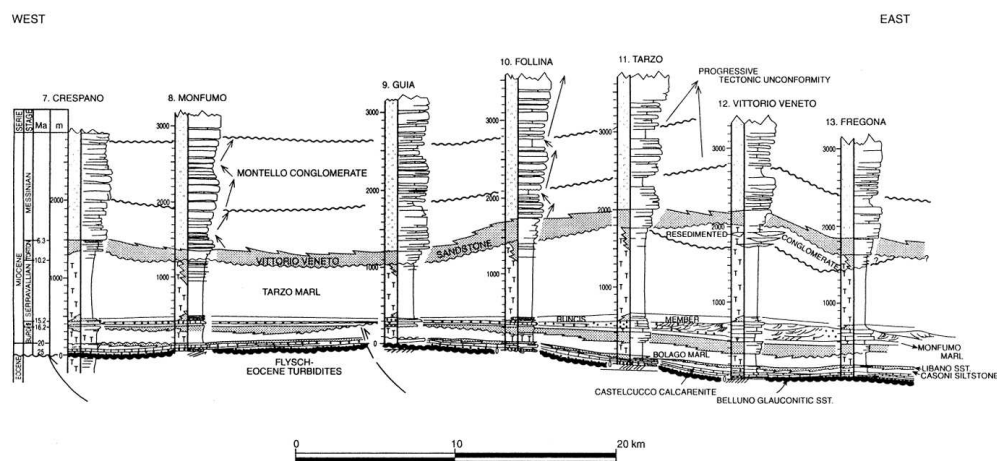


Fig. 6 Log stratigrafici da W a E nel settore veneto del bacino (da Mellere et al., 2000).

Al di sopra di questa unità litostratigrafica basale si depone la **Siltite di Bastia** sempre con spessori ridotti in quest'area (6 m in area Pedemontana, fino a 200m nell'area di Alpagò) (Fig. 6). È costituita da siltiti bioturbate fini, omogenee, massicce e resti fossili principalmente di bivalvi, gasteropodi, coralli e vegetali fluitati. Nell'area Pedemontana sono presenti anche biocalcisiltiti che si alternano ai livelli più silicoclastici.

La formazione successiva si interpone tra la Siltite di Bastia e la Siltite di Casoni e prende il nome di **Calcarenite di Castelcucco**, e si presenta con una potenza media di 60m e con caratteristiche diverse rispetto alla corrispondente Arenaria di Orzes del bellunese (Fig. 6). In tal senso la differenza delle due unità ci permette di ricostruire una dinamica deposizionale estremamente differente nelle due aree, se nell'Arenaria di Orzes si ritrovano strutture geometriche e ripetitive dettate da dinamiche costiere e di apporto fluviale, nel caso della Calcarenite di Castelcucco si riconosce un ambiente ancora legato alla sedimentazione marina e con caratteri massivi. La natura calcarenitica deriva dalla commistione di corpi arenitici con la frazione bioclastica contenente bivalvi, echinidi, macroforaminiferi, ecc. e viene chiusa superiormente da uno strato spesso fino a 7-8 m di rodoliti e localmente, da alcuni metri di calcareniti ibride a stratificazione incrociata concava

unidirezionale (Massari et al., 1986a e b) segnale di una progressiva progradazione costiera che comporta una diminuzione del livello del mare e un conseguente aumento dell'energia idrodinamica.

Il passaggio successivo, ridotto a una decina di metri nella sezione oggetto di questo studio, risulta importante in quanto segna un ritorno a dinamiche deposizionali di mare più profondo e distale. Infatti, la **Siltite di Casoni** composta prevalentemente da siltiti bioturbate, identifica un cambiamento delle condizioni di sedimentazione precedenti. La trasgressione marina avvenuta durante questa sedimentazione comporta una riduzione della componente carbonatica a favore dei frammenti fini di origine silicatica, derivanti dall'erosione delle catene montuose e dal loro smantellamento.

Gradualmente la Siltite di Casoni sfuma nella soprastante **Arenaria di Libano** (Cason et al., 1981, Massari et al., 1986a e b), un'unità con granulometria più grossolana rispetto ai livelli sottostanti, composta da areniti quarzose da fini a grossolane che mostrano un *trend coarsening-upward*. Questa unità, famosa per il ritrovamento di resti di cetacei nel bellunese, si chiude però verso Ovest perdendo le sue caratteristiche e venendo sostituita da un sottile litosoma arenaceo e glauconitico (Cason et al., 1981, Massari et al. 1986a, b).

3 Materiali e metodi

Lo sviluppo di questa tesi si basa sull'analisi critica della letteratura geologica riguardante il Bacino Veneto-Friulano e in particolare si concentra sui dati utili alla ricostruzione delle dinamiche di sedimentazione nell'area trevigiana e più precisamente nella zona di Tarzo. Le principali fonti prese in analisi sono la tesi di dottorato di Ferioli (1993) "*Analisi di facies e stratigrafia sequenziale della Molassa Veneta nell'intervallo Cattiano-Burdigaliano*" e l'articolo di Mellere et al. (2000): "*Polyphase tectonics through subsidence analysis: the Oligo-Miocene Venetian and Friuli Basin, north-east Italy*". In aggiunta a questi due articoli vengono tenuti in considerazione i contributi di Massari et al. (1986a, b, 1993), Stefani et al. (2007), Zattin et al. (2006). Gli studi riportati si basano su metodologie di rilevamento geologico e sedimentologico. In questi lavori assume particolare rilevanza il rilevamento in affioramento con misurazioni tramite metro. Il riconoscimento delle unità litostratigrafiche, la misura delle loro potenze e la ricostruzione dei rapporti geometrici tra i diversi corpi sedimentari hanno permesso un rilevamento efficace dell'area. La ricostruzione della successione è avvenuta a livello grafico tramite colonne stratigrafiche che rappresentano in scala lo spessore degli strati e identificano la granulometria dei sedimenti, la composizione litologica, le strutture sedimentarie e l'eventuale presenza di fossili o strutture erosive. L'età delle unità trattate è desunta e rielaborata sulla base dei dati biostratigrafici di lavori precedenti (Gelati, 1969; Massari et al., 1976; Grandesso, 1976; Grandesso, 1980; Cason et al., 1981; Stefani, 1982; Blow, 1969).

4 La sezione di Tarzo

4.1 Descrizione della sezione di Tarzo

La sezione stratigrafica affiorante a Tarzo si compone di quattro unità litostratigrafiche che si sviluppano con uno spessore complessivo di circa 85 m (Fig. 7), e risulta essere una delle successioni più complete e significative per la descrizione della porzione inferiore della Molassa Veneta-Friulana.

Dalla meno recente alla più recente si riconoscono la Siltite di Bastia, la Calcarenite di Castalcucco, la Siltite di Casoni e l'Arenaria di Libano; a chiudere la successione si trova la Marna di Bolago che segna il limite di una successiva fase trasgressiva del bacino e un conseguente ritorno a condizioni di piattaforma esterna (Fig. 7).

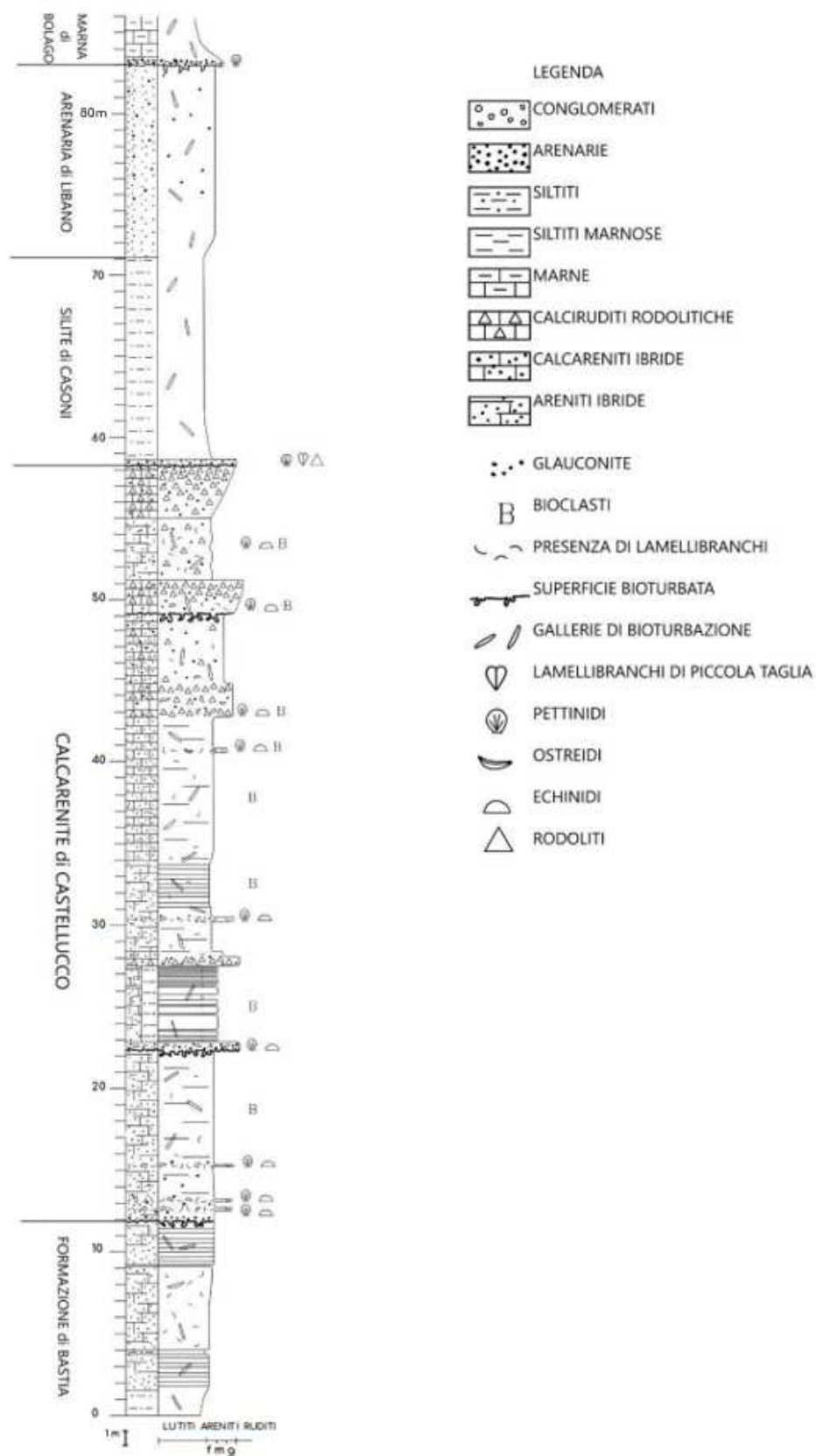


Fig.7 Rappresentazione della colonna stratigrafica affiorante a Tarzo (da Ferioli 1993).

4.2 Unità litostratigrafiche

4.2.1. Siltite di Bastia

La porzione basale dell'unità è costituita alla base da siltiti bioturbate passanti a areniti finissime relativamente ricche in glauconite, a loro volta passanti a calcareniti finissime a sparsa glauconite, con sparsi bivalvi e bioturbate.

Il contenuto fossilifero è discreto, soprattutto nelle porzioni calcarenitiche, ed è costituito da briozoi, serpulidi, foraminiferi, gusci triturtati di bivalvi, melobesie, gasteropodi e piccoli brachiopodi (Ferioli, 1993). Alla base di questa unità non è visibile il contatto con l'Arenaria Glauconitica di Belluno, che affiora più a ovest nella zona di Follina.

Il limite di tetto con la soprastante Calcarenite di Castalcucco è stato posto in corrispondenza di un ricco livello glauconitico e fossilifero ed è ben visibile. L'ambiente di deposizione è interpretabile come una piattaforma litorale a scarsa sedimentazione, come evidenziato dalla discreta bioturbazione e dalla presenza di resti fossili. Lo spessore totale dell'unità è di 12 m (Fig.7). La presenza, seppur rara, fin dalla base di foraminiferi planctonici appartenenti a *Globoquadrina dehiscens* suggerisce che questa formazione appartenga alla bizona N4 di Blow (1969). Di conseguenza, l'età della Siltite di Bastia in quest'area è riferibile all'Aquitano basale (Miocene inferiore; Figg. 8a-c).

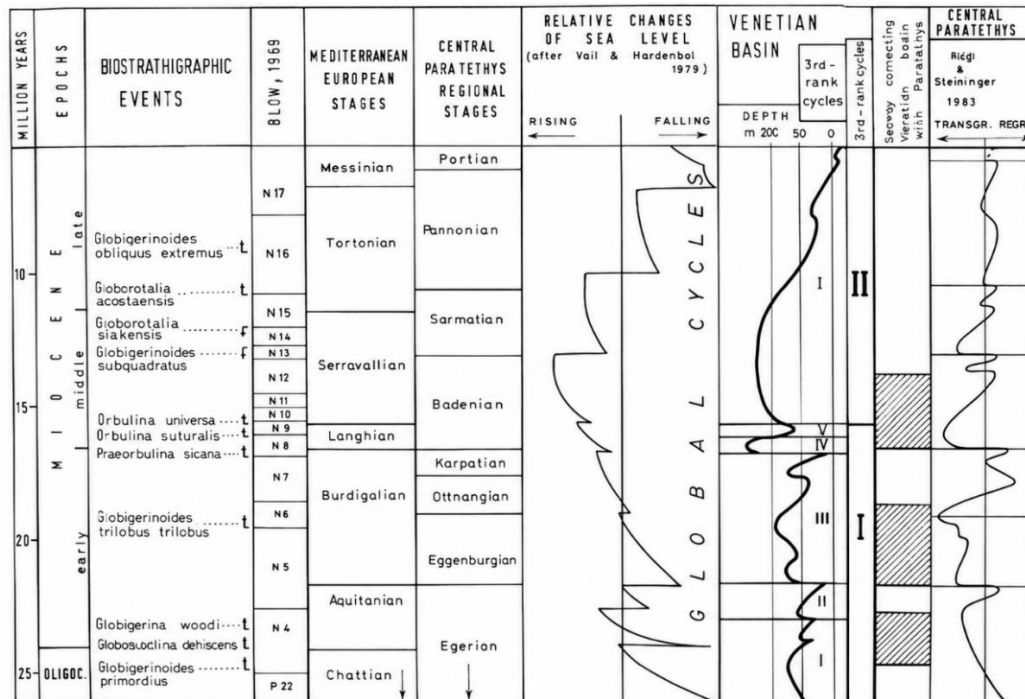


Fig. 8a. Quadro bio-cronostratigrafico del bacino Veneto tra l'Oligocene superiore e il Miocene superiore con evidenziati a sinistra lo schema biostratigrafico a foraminiferi planctonici adottato (Blow, 1969) e i principali bioventi. Da Massari et al. (1986a).

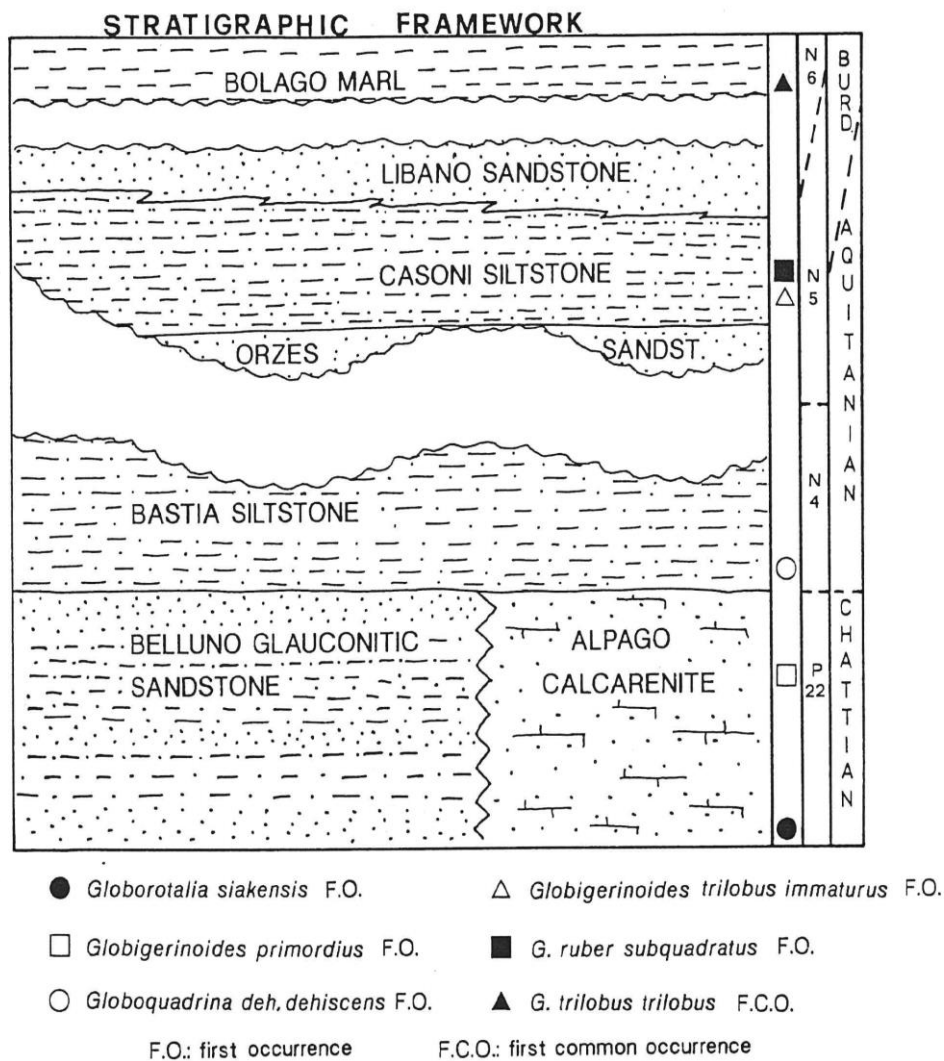


Fig 8b. Ingrandimento del Quadro Bio-crono-litostratigrafico adottato che evidenzia i rapporti crono-biostratigrafici delle unità indagate in area non pedemontana. Si noti che l'unica differenza tra la pedemontana e le altre zone è la presenza della Calcarenite di Castelcucco al posto dell'arenaria di Orzes. Da Ferioli (1993).

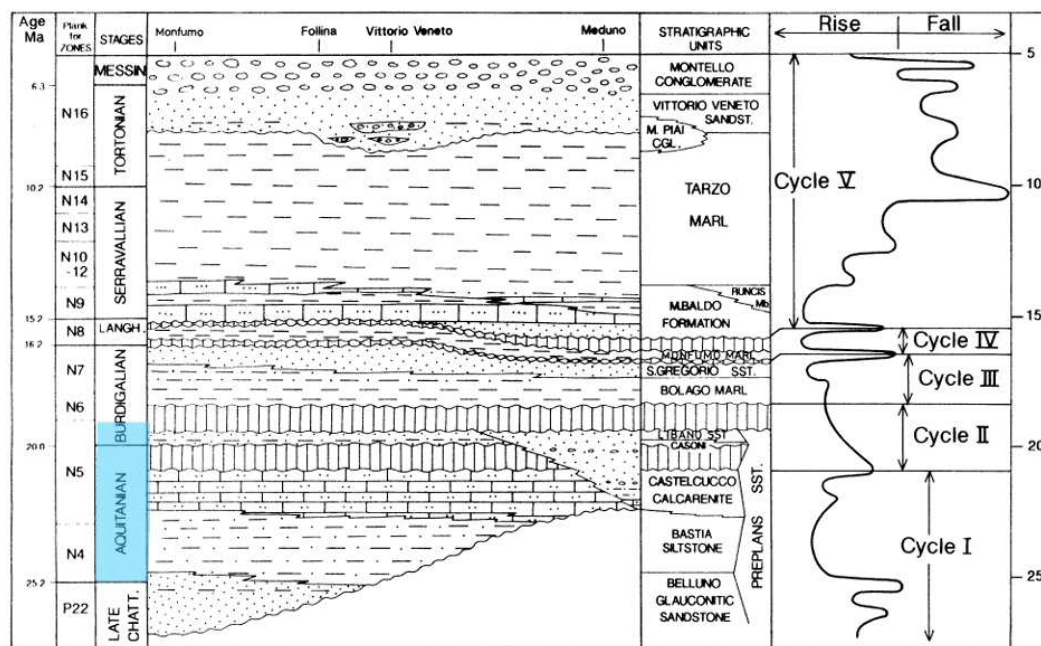


Fig. 8c Inquadramento geo-cronologico basato su foraminiferi planctonici con evidenziato in azzurro l'intervallo affiorante nella sezione di Tarzo (modificato da Massari et al., 1986b).

4.2.2 Calcarenite di Castelvucco

La Calcarenite di Castelvucco è l'unità litostratigrafica più sviluppata della successione esaminata e raggiunge i 45 metri di spessore (Fig. 7). Essa è delimitata inferiormente dalla Siltite di Bastia da cui si distingue nettamente grazie alla presenza elevata di bioturbazioni e un incremento della componente fossile e del contenuto carbonatico.

Nella porzione inferiore della successione prevalgono calcareniti fini bioclastiche e calcareniti ibride a grana fine generalmente a stratificazione più sottile, mentre nella parte alta della successione prevalgono banchi plurimetri più grossolani e molto fossiliferi. Nella rappresentazione stratigrafica di figura 7 si possono notare laminazione piano parallela e una diffusa bioturbazione. Nella parte inferiore e centrale della sezione prevale sedimento calcarenitico a grana fine con superfici bioturbate, mentre nella porzione apicale si riconoscono tre livelli più grossolani, calciruditi a rodoliti. Il limite superiore con la Siltite di Bastia è brusco ed evidenziato da un incremento della glauconite. Il contenuto fossilifero è abbondante nelle porzioni calcarenitiche ed è dato da pettinidi, scutelle,

macroforaminiferi, serpulidi, briozoi, frammenti algali e rari gasteropodi, mentre nei livelli della parte alta sono presenti rodoliti.

L'ambiente di deposizione è interpretabile come un contesto circolitorale in condizioni di elevata energia. Dal punto di vista biostratigrafico la presenza di *Globigerina woodi* e l'assenza di *Globigerinoides trilobus* consentono di attribuire la Calcarenite di Castelcucco alla biozona N5 di Blow (1969) (Figg. 8a e 8b). Infatti, sebbene *G. woodi* non costituisca il *marker* della biozona, la sua prima comparsa è registrata in prossimità della base della Zona N5 (Iaccarino, 1985). Inoltre, dal punto di vista cronostratigrafico l'assenza di *Globigerinoides subquadratus* permette di riferire l'unità all'Aquitaniense (Figg. 8a e 8b).

4.2.3 Siltite di Casoni

Nell'area quest'unità affiora unicamente in piccoli scassi stradali attorno all'abitato di Tarzo. Nella sezione analizzata, la Siltite di Casoni, presenta un brusco cambiamento intorno a 58 m (Fig. 7) in cui si può osservare il passaggio da calciruditi rodolitiche a siltiti fini bioturbate. Questo permette di identificare facilmente l'inizio della successione della Siltite di Casoni. Come detto, la successione che si presenta uniforme è composta da siltiti fini leggermente glauconitiche e generalmente prive di frazioni bioclastiche che si sviluppano su uno spessore di poco più di 10 m.

Il limite con la sottostante Calcarenite di Castelcucco è evidenziato da un livello arenaceo, a pettinidi e bivalvi e abbondante glauconite, mentre quello con la sovrastante Arenaria di Libano è evidenziato da un sensibile aumento della grana. La bioturbazione è abbastanza diffusa. L'analisi dei dati biostratigrafici a foraminiferi planctonici (Massari et al., 1986a,b; Ferioli, 1993; Mellere et al., 2000) consente di attribuire la Siltite di Casoni alla Biozona N5 (Fig. 8c). La presenza di *Globigerinoides subquadratus* e di rari esemplari riferibili a *Globigerinoides* cf. *altiaperturus*, sebbene la loro attribuzione tassonomica rimanga incerta, suggerisce inoltre una collocazione cronostratigrafica dell'unità in corrispondenza della transizione Aquitaniense–Burdigaliano (Fig. 8a-c).

4.2.4 Arenaria di Libano

L'ultima unità litostratigrafica considerata è rappresentata dall'Arenaria di Libano, è costituita da arenarie medio-fini con leggera bioturbazione che si estende in tutta la sezione.

Il passaggio alla sovrastante Marna di Bolago è brusco ed evidenziato da un livello glauconitico e fossilifero (Fig. 7).

Massari et al. (1986a, b) attribuiscono l'Arenaria di Libano al Burdigaliano sulla base della sua posizione stratigrafica, poiché l'unità è priva di microfossili utili per una datazione diretta. Essa è infatti interposta tra la Siltite di Casoni, che, come discusso sopra, è riferibile alla transizione Aquitaniano–Burdigaliano, e la Marna di Bolago, la cui assegnazione al Burdigaliano è supportata dalla presenza di *Globigerinoides trilobus* (Figg. 8a-c).

5. Cicli sedimentari nella porzione di successione indagata

La ricostruzione stratigrafica presentata nel precedente capitolo evidenzia la presenza di strutture che testimoniano differenti ambienti deposizionali. La sezione alterna ambienti deposizionali di mare aperto ad ambienti costieri che consentono di ricostruire le dinamiche di formazione del Bacino Veneto-Friulano e il suo *trend Coarsening upward* (Fig. 9).

La **Siltite di Bastia**, in continuità con l'ambiente deposizionale dell'Arenaria Glauconitica di Belluno, presenta caratteristiche tipiche di ambiente marino aperto a basso tasso di sedimentazione. Di conseguenza, la granulometria risulta prevalentemente fine e a carattere generalmente massivo con diffusa bioturbazione. Sia nei livelli più massivi che in quelli sottilmente laminati si riscontrano tracce di fauna fossile rappresentata soprattutto da bivalvi.

La **Calcarenite di Castelcucco** segna la prima variazione di ambiente deposizionale, l'unità si presenta non uniforme con alternanze tra frazioni massive calcarenitiche e livelli bioclastici con abbondanti gusci di echinidi e bivalvi. Proprio queste caratteristiche, coniugate anche ad un'abbondante presenza di glauconite, fungono da mezzo per riconoscere l'ambiente di deposizione di piattaforma marina di questa fase. Anche la presenza elevata di bioclasti presuppone un ambiente ad alta energia caratterizzato da moto ondoso riconducibile ad ambienti deposizionali di piattaforma marina poco profonda. Tra queste prime due unità si delinea la prima fase regressiva della successione, con un abbassamento della profondità del bacino.

Nella fase successiva della **Siltite di Casoni** viene meno la frazione carbonatica che caratterizzava la precedente unità, segnando un ritorno ad un ambiente deposizionale di mare distale. In aggiunta a questo, vengono meno anche le strutture di stratificazione tipiche degli ambienti ad elevata energia precedenti, sostituiti invece da una diffusa bioturbazione, tipica di dinamiche di fondali marini stabili.

Dalla fase precedente che segnava una ripresa delle profondità marine, collegata anche alla subsidenza del fondale, si passa all'**Arenaria di Libano** che segna l'inizio di una nuova fase regressiva caratterizzata da un aumento fondamentale

dell'apporto silicoclastico derivante dallo sviluppo degli orogeni circondanti l'area del bacino.

Confrontando i *trend* riscontrati nella successione sedimentaria esaminata con la curva delle variazioni degli *onlap* costieri, si nota una buona correlazione con quanto registrato a livello globale, essendo ben riconoscibili i due cicli inferiori di variazione del livello marino (Fig. 9).

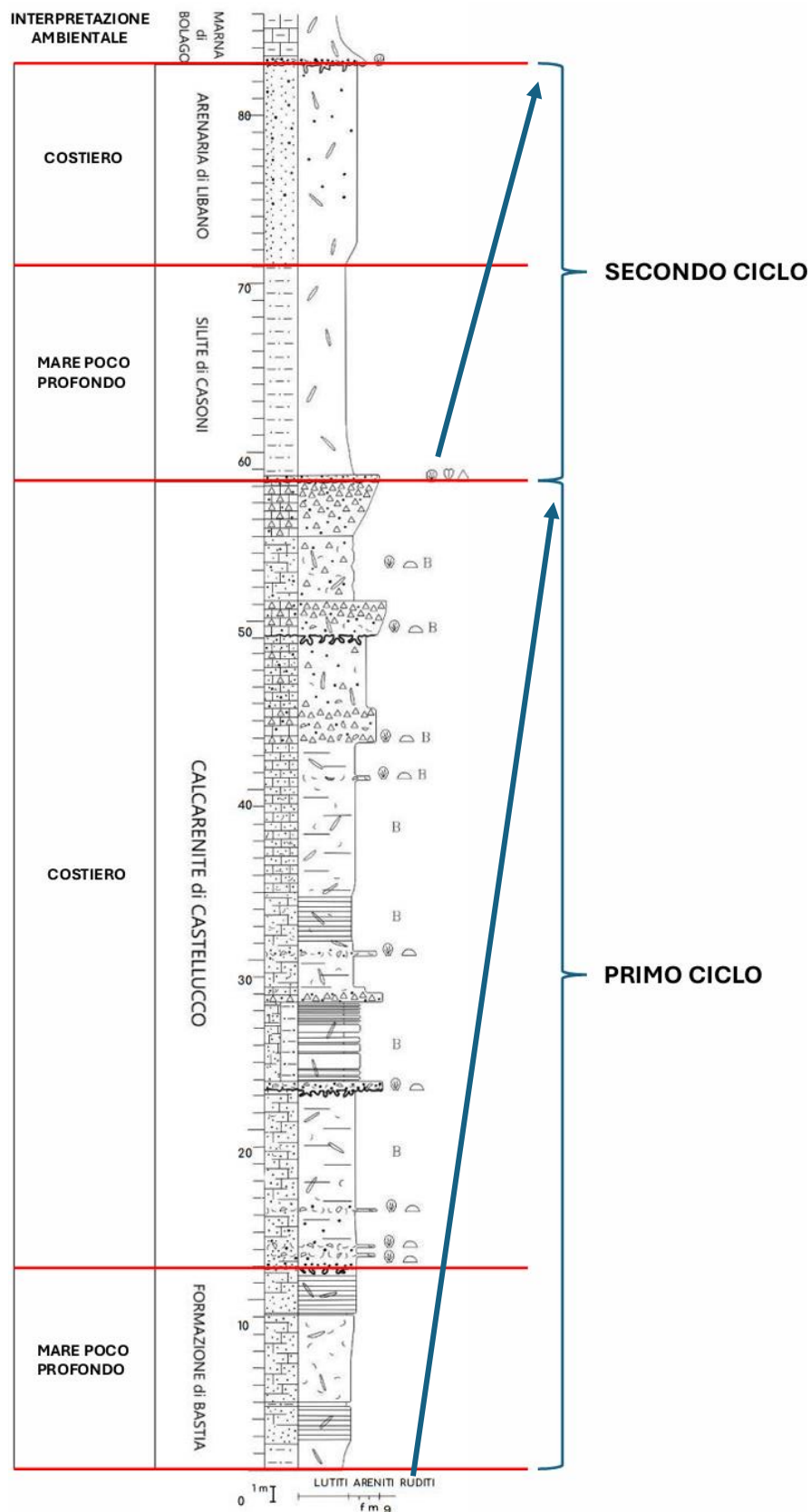


Fig. 9 Interpretazione ambientale della successione affiorante a Tarzo (modificata da Ferioli 1993).

6 Conclusioni

Il presente lavoro ha permesso di ricostruire le dinamiche che hanno segnato l'evoluzione del Bacino Veneto-Friulano, nella fase iniziale dello sviluppo dell'avanfossa. In particolare, la rielaborazione dei dati della letteratura sedimentologica, stratigrafica, tettonica e biostratigrafica della sezione di Tarzo ha permesso di ottenere una ricostruzione cronologica che associa questa sezione all'intervallo Chattiano-Burdigaliano. Nello specifico, sia l'analisi litostratigrafica sia quella biostratigrafica a foraminiferi planctonici (Massari et al. 1986b) hanno permesso di vincolare dal punto di vista cronostratigrafico la sezione investigata all'Aquitano-Burdigaliano. Successivamente, l'analisi di facies e litostratigrafica ha messo in evidenza l'alternanza di unità derivanti da ambienti deposizionali differenti. Più nel dettaglio, il succedersi della Siltite di Bastia, Calcarenite di Castelvucco, Siltite di Casoni e Arenaria di Libano evidenzia il ripetersi di un *trend* CU (*coarsening upward*). Infatti, la prima e la terza unità mostrano caratteristiche tipiche di mare distale testimoniate dalla presenza di glauconite e da una granulometria fine, che contraddistinguono gli ambienti deposizionali a bassa energia. Al contrario, la Calcarenite di Castelvucco e l'Arenaria di Libano mostrano caratteristiche tipiche degli ambienti costieri per la presenza di sedimenti a tessitura più grossolana, dominata da frazioni calcitiche e con una frazione fossilifera generalmente più abbondante a testimoniare ambienti a maggiore energia.

L'insieme di tutti questi dati indica che la successione analizzata nella sezione di Tarzo si deposita durante la formazione dell'avanfossa, dove a sistemi deposizionali di mare aperto si alternano contesti di sedimentazione deltizia e costiera, in un contesto di livello marino variabile. Inoltre, l'alternanza di questi trend si ricollega anche agli eventi orogenetici che contraddistinguono quest'intervallo di tempo, soprattutto a causa della subsidenza che ne deriva creando spazio per l'accumulo dei sedimenti.

In sintesi, la sezione di Tarzo ci permette di ricostruire le prime fasi evolutive del Bacino Veneto-Friulano grazie al *record* sedimentario che registra variazioni di sedimentazione, del livello marino e della dinamica tettonica delle aree limitrofe.

Bibliografia

BARBIERI, C., BERTOTTI, G., CATELLANI, D., DI GIULIO, A. S., FANTONI, R., & MANCIN, N. (2002a). Evolution of a complex foreland basin: toward a modelling of the Venetian region (NE Italy). *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata*, 42(1-2), 139-143.

BARBIERI, C., BERTOTTI, G., CATELLANI, D., DI GIULIO, A., FANTONI, R. & MANCIN, N. (2002b) Flexural response of the Venetian foreland to the Southalpine orogeny analysed through 2D crustal modelling. *Memor. Sci. Geol.*, 54, 135–138.

BLOW W., (1969) - Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In: *Proc 1st Intern Conf Planktonic Microfossils*, Geneva, 1967, 1, 199-421.

BOSELLINI A., (2005) - *Storia Geologica d'Italia: gli ultimi 200 milioni di anni*. Zannichelli, 1-192.

CASON C., GRANDESSO P., MASSARI F. & STEFANI C., (1981) - Depositi deltizi nella molassa cattiano-burdigaliana del Bellunese (Alpi Meridionali). *Mem. Sc. Geol.*, 34, 325-354.

CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G., VAI G.B., RABBI E., PINI G.A. & CRESTANA G., (1985) - Analisi strutturale del fronte appenninico padano. *Giornale di Geologia*, 47 (1-2), 47-75.

CASTELLARIN A. & CANTELLI L., (2000) - Neo-Alpine evolution of the southern Eastern Alps. *Journal of Geodynamics*, 30 (1-2), 251-274.

DOGLIONI C. & BOSELLINI A., (1987) - Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. *Geologische Rundschau*, 76 (3), 735-754.

FERIOLI G., (1993) - Analisi di facies e stratigrafia sequenziale della Molassa Veneta nell'intervallo Cattiano-Burdigaliano. *Tesi di Dottorato*, Università degli Studi di Padova, 255 pp.

GARCIA-CASTELLANOS D., FERNANDEZ M. & TORNÉ M., (2002) - Modeling the evolution of the Guadalquivir foreland basin (southern Spain). *Tectonics*, 21 (3), 1018.

GELATI R., (1969) - Nuove osservazioni sulla successione stratigrafica di età miocenica affiorante sul torrente Meduna in provincia di Pordenone. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 75, 165-182.

GRANDESSO P., (1976) - Biostratigrafia delle formazioni terziarie del Vallone Bellunese. *Boll. Soc. Geol. It.*, 94, 1323-1348.

GRANDESSO P., (1980) - Dati preliminari sulla stratigrafia della serie molassica del Vallone Bellunese. *Quad. Gruppo Ric. Coord. C.N.R. "Paleontologia Stratigrafica ed Evoluzione"*, 1, 131-134.

MANCIN N., DI GIULIO A. & COBIANCHI M., (2009) - Tectonic vs. Climate Forcing in the Cenozoic Sedimentary Evolution of a Foreland Basin (Eastern Southalpine System, Italy). *Basin Research*, 21 (6), 799-823.

MASSARI F., (1990) - The foredeeps of the northern Adriatic margin: evidence of diachroneity in deformation of the Southern Alps. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 96 (2-3).

MASSARI F., GRANDESSO P., STEFANI C. & JOBSTRAIBIZER P., (1986) - A small polyhistory foreland basin evolving in a context of oblique convergence: the Venetian Basin (Chattian to Recent, Southern Alps, Italy). *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 8, 141-168.

MASSARI F., GRANDESSO P., STEFANI C. & ZANFERRARI A., (1986) - The Oligo-Miocene Molasse of the Veneto-Friuli Region, Southern Alps. *Giorn. Geol.*, 48, 235-255.

MASSARI F., MELLERE D. & DOGLIONI C., (1993) - Cyclicity in Non-Marine Foreland-Basin Sedimentary Fill: The Messinian Conglomerate-Bearing Succession of the Venetian Alps (Italy). In *Alluvial Sedimentation*. Wiley, 501-520.

MASSARI F., IACCARINO S. & MEDIZZA F., (1976) - Depositional cycles in the Tortonian-Messinian of the Southern Alps (Italy): transition from fan-delta to alluvial fan sedimentation. In: *Messinian Seminar*.

MELLERE D., STEFANI C. & ANGEVINE C., (2000) - Polyphase Tectonics through Subsidence Analysis: the Oligo-Miocene Venetian and Friuli Basin, North-East Italy. *Basin Research*, 12 (2), 159-182.

SARTORIO D., TUNIS G. & VENTURINI S., (1997) - The Iudrio Valley section and the evolution of the northeastern margin of the Friuli Platform (Julian Prealps, NE Italy-W Slovenia). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 49, 163-193.

STEFANI C., (1982) - Geologia dei dintorni di Fanna e Cavasso Nuovo (Prealpi Carniche). *Mem. Sc. Geol.*, 35, 203-221.

STEFANI C., FELLIN M.G., ZATTIN M., ZUFFA G.G., DALMONTE C., MANCIN N. & ZANFERRARI A., (2007) - Provenance and paleogeographic evolution in a multi-source foreland: the Cenozoic Venetian-Friulian Basin (NE Italy). *Journal of Sedimentary Research*, 77 (11), 867-887.

ZATTIN M., CUMAN A., FANTONI R., MARTIN S., SCOTTI P. & STEFANI C., (2006) - From Middle Jurassic Heating to Neogene Cooling: The Thermochronological Evolution of the Southern Alps. *Tectonophysics*, 414 (1-4), 191-202.

