

2. I DOMINI DEL TRIASSICO SUPERIORE DELLA CALABRIA SETTENTRIONALE NEL CONTESTO DELLA TETIDE OCCIDENTALE

2.1. I SISTEMI DEPOSIZIONALI CARBONATICI NORICO-RETICI

Nel settore di giunzione della Catena appenninica e dell'Arco Calabro, i primi lavori sul generale assetto strutturale e sulle principali successioni stratigrafiche alto-triassiche affioranti (Fig. 2.1) appartengono a Cortese (1895) e Di Stefano (1904), i quali segnalano la diffusa presenza di calcari dolomitici del Triassico superiore, paragonabili all'Hauptdolomit (Dolomia Principale) delle Alpi. Studi di maggior dettaglio sui carbonati triassici risalgono agli anni '60-70 e sono stati prevalentemente finalizzati alla loro trasposizione cartografica (Fogli Verbicaro e Castrovillari della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000; vari fogli della Carta Geologica della Calabria alla scala 1:25.000).

I depositi carbonatici del Triassico superiore sono stati formalmente riportati da Grandjacquet & Grandjacquet (1962) e Grandjacquet (1963) come "*Trias Dolomitique*" e da Damiani (1970) come "*Dolomie scure*". Grandjacquet (1963) ripartisce questi depositi nei seguenti due gruppi principali: alla base una serie di calcari ben stratificati della potenza di 100-300 metri, passanti lateralmente ad una dolomia bianca cristallina o saccaroide; al tetto una potente serie di dolomie grigie, localmente stratificate, ma spesso massicce e ricche di alghe e di megalodontidi.

Damiani (1970) riconobbe quattro formazioni di età compresa tra il Triassico medio e il Retico-Lias inferiore, valide per la maggior parte della Calabria settentrionale. Queste formazioni sono, a partire dal basso stratigrafico: Calcari Fogliettati del Serravecchia; Calcari di Serra Aulici; Formazione delle Dolomie Scure; Formazione di Grisolia. La formazione delle Dolomie scure è descritta come costituita da dolomie a ritmi millimetrici, stromatolitiche, di colore grigio-scuro o addirittura nerastro e, in via subordinata, dolomie di colore simile ma di struttura massiccia. Intercalazioni a componente calcarea non sono molto comuni, invece intercalazioni ad elevata componente argillosa si hanno nella parte superiore della formazione. Verso l'alto, si hanno anche dei livelli di breccie intraformazionali e livelli di selce o livelli con ossidi di ferro. Damiani (1970) posiziona cronostatigraficamente questa formazione nel Trias medio fino a parte del Retico, avendo una regolare transizione verso l'alto ad un'altra formazione definita da lui stesso come Formazione di Grisolia. La Formazione di Grisolia rinviene costantemente a tetto delle dolomie scure. Alla base di questa si osservano dolomie grigio-scure, anche a ritmi millimetrici, e procedendo verso l'alto si osserva la progressiva sostituzione delle dolomie da parte dei termini

sempre più calcarei. Caratteristica di questa formazione è che ai depositi carbonatici si intercalano argille marnose e silts di colore giallastro fino a purpurei.

Le "dolomie scure" consisterebbero di vari affioramenti di calcari dolomitici, generalmente attribuiti ad ambienti lagunari, di acque poco profonde, e di dolomie ricche di alghe dasycladaceae, interpretate come bioerme. Nel complesso il quadro paleoambientale proposto mostra una sopravvalutazione delle facies di piattaforma e una certa difficoltà nel distinguere i depositi carbonatici di scarpata da quelli di bacino, mancando un approccio in termini di analisi di facies. Questo approccio accompagnava, ed alimentava, la convinzione di una paleogeografia del Trias superiore estremamente monotona, caratterizzata da bassi fondali, piane litorali e limitati bacini intrapiattaforma.

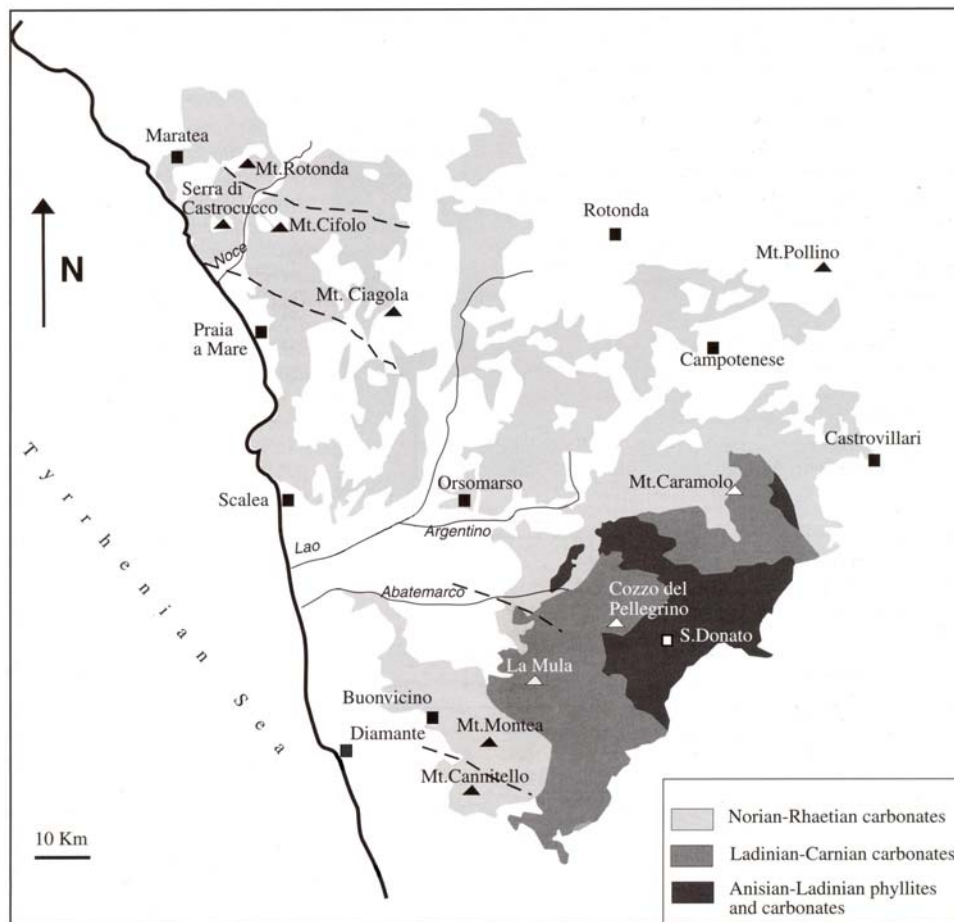


Figura 2.1. Distribuzione delle successioni del Triassico medio-superiore della Calabria settentrionale (Zamparelli *et al.*, 1999; modificata)

I lavori di ricerca successivi in quest'area si sono occupati degli aspetti di geologia applicata o regionale (Amodio-Morelli *et al.*, 1976; Bonardi *et al.*, 1988), con insufficienti attenzioni alla sedimentologia dei carbonati. Un riesame complessivo del settore in questione, viene fornito da Ietto *et al.* (1992) che descrive però solo litologicamente ("dolomie nere, grigio scure, fossilifere, saccaroidi") gli estesi affioramenti del Trias superiore in Calabria settentrionale, assegnandoli ad un generico dominio di piattaforma. Tale lavoro però fornisce una serie di nuovi dati che modificano talora le precedenti conoscenze e fanno intravedere nuovi modelli interpretativi.

Solo recentemente sono stati effettuati studi specifici, a carattere sedimentologico, attraverso i quali è stato possibile procedere alla zonazione dei corpi carbonatici in termini di ambienti e sub-ambienti deposizionali, superando i precedenti modelli basati su una monotona e persistente storia di sedimentazione peritidale. In particolare, nell'area compresa tra Maratea (Lucania) e Praia a Mare (Calabria), Climaco *et al.* (1997) hanno riconosciuto l'esistenza di un articolato sistema deposizionale costituito da un margine di piattaforma (caratterizzato da dolomie stromatolitiche e dololutiti ricche di megalodonti), un sistema slope-bacino (con carbonati detritici da megabrecce a torbiditi) e biocostruzioni a serpulidi e microbialiti (Fig. 2.2). In particolare, Climaco *et al.* (1997) hanno evidenziato sei associazioni di facies che definiscono due sistemi deposizionali:

A. Sistema deposizionale di margine di piattaforma, che comprende:

A1 Dolomie ad alghe e bivalvi;

A2 Dolomie e calcari a Megalodontidi;

A3 Dololutiti e dolomie bioclastiche e stromatolitiche.

B. Sistema deposizionale di scarpata-bacino, che comprende:

B1 Facies biocostruite, breccie e doloareniti da fini a grossolane;

B2 Doloareniti da fini a grossolane e dololutiti scure laminate;

B3 Dololutiti scure laminate.

Particolarmente importanti sono le facies biocostruite appartenenti al margine di piattaforma Norico e facenti parte dell'associazione di facies B1. Le biocostruzioni sono, infatti, caratterizzate da una bassa diversificazione degli organismi, largamente dominata da microbialiti e serpulidi (raramente spugne). Essendo questi organismi componenti secondari (fissatori-incrostanti) dei reef del Trias Superiore delle aree del Pacifico e della Tetide, l'assoluta dominanza nelle biocostruzioni della Calabria settentrionale ha suggerito che, durante

il Norico, l'evoluzione tettonica e le condizioni paleogeografiche portarono alla formazione di numerosi bacini intrapiattaforma caratterizzati da condizioni paleoecologiche fortemente stressate.

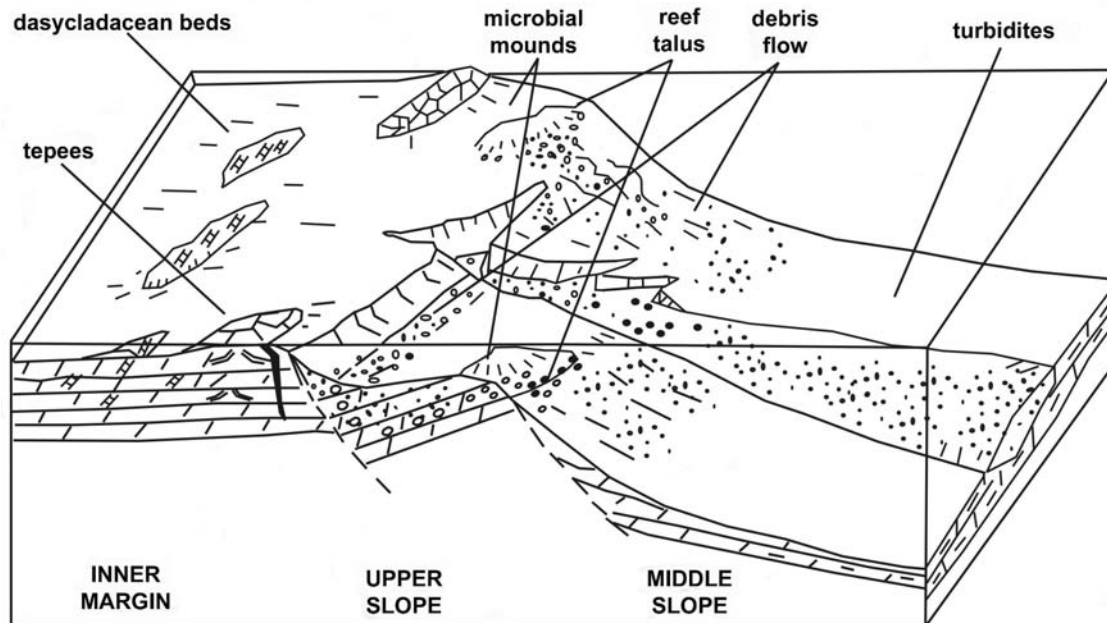


Figura 2.2. Schema interpretativo paleoambientale delle facies Noriche (Climaco *et al.*, 1997).

Seguendo questa linea interpretativa, Cirilli *et al.* (1999) hanno messo in rilievo che l'assoluta dominanza di comunità di microbialiti e serpulidi nella zona di margine di piattaforma esterna e scarpata superiore nei ristretti bacini intrapiattaforma può essere stata causata da una scarsa connessione con il mare aperto e controllata da fattori quali:

- 1) valori anomali della salinità;
- 2) scarsa concentrazione di ossigeno nell'acqua marina;
- 3) condizioni eutrofiche.

Tali fattori contribuirono in maniera rilevante ad eliminare dalla competizione ecologica i costruttori primari dei reefs del Trias Superiore, quali scleractinia e sphinctozoi, che erano i principali organismi dei reefs delle Alpi orientali e di biocostruzioni simili che si trovano nei Carpazi, nei Balcani e localmente anche in Sicilia.

Secondo Iannace & Zamparelli (2002) l'esistenza di due tipi differenti di reef nel Triassico Superiore nell'area della Tetide potrebbe chiarire in maniera significativa la paleogeografia degli Appennini meridionali; nelle successioni triassiche dei Monti della Maddalena (Campania) le facies biocostruite presentano una più alta diversità

composizionale (bioclasti più comuni rappresentati da organismi sphinctozoi, inozoi, possibili chetitidi, frammenti di alghe rosse e fossili rappresentati da foraminiferi incrostanti) rispetto alle facies delle dolomie triassiche studiate sul lato tirrenico dell'Appennino meridionale che sono dominate quasi esclusivamente da microbialiti e serpulidi.

Tali autori usando il modello proposto da Cirilli *et al.* (1999) hanno ipotizzato che i buildups dei margini di piattaforma dei Monti della Maddalena fronteggiassero un'area bacinale avente una buona connessione col mare aperto (variabilità degli organismi, serpulidi e microbialiti presenti ma non dominanti). Due sono le ipotesi paleogeografiche proposte per la ricostruzione dell'area della Tetide occidentale nel Triassico Superiore (Dercourt *et al.*, 1993; Stampfli & Marchant, 1997); in entrambe le ipotesi le successioni dei Monti della Maddalena rappresenterebbero il settore più esterno del sistema di piattaforme appenniniche fiancheggianti il Bacino di Lagonegro (Fig. 2.3).

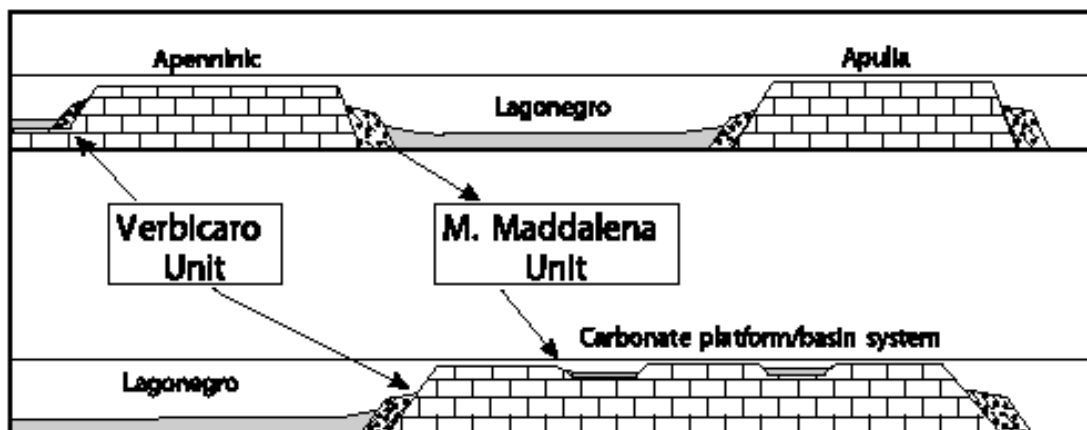


Figura 2.3. Ipotesi paleogeografiche proposte per la posizione del Bacino di Lagonegro, dei Monti Bulgheria-Verbicaro e dei Monti della Maddalena, rispetto all'Appennino ed alla Piattaforma Apula, durante il Mesozoico (Iannace & Zamparelli, 2002).

Nelle aree di Buonvicino-Grisolia e Mastandrea *et al.* (2003) hanno fornito i primi dati biostratigrafici di dettaglio, attraverso l'analisi delle biofacies a conodonti, i quali hanno permesso una migliore correlazione dei corpi sedimentari di piattaforma-slope-bacino. E' da ricordare infatti, che in precedenza, oltre ai "vecchi Autori", l'età delle unità "dolomitiche" è stata tradizionalmente riferita all'intervallo Norico-Retico, sulla base di sporadici fossili bentonici quali megalodontidi, foraminiferi come *Triasina hantkeni*, ed alghe dasicladali come *Gryphoporella curvata* (Climaco *et al.*, 1997; Posenato & Ietto, 1995). Mastandrea *et*

al. (2003) nell'area della Valle Corvino e Grisolia riconoscono dal basso verso l'alto tre intervalli significativi:

- un intervallo marcato da *Epigondolella*, indicativa dell'Alauniano medio;
- un intervallo caratterizzato da *Epigondolella slovakensis*, riferibile all'Alauniano p.p. Sevatiano;
- un intervallo con *Misikella posthernsteini*, indicativa del Retico.

Nelle aree di Buonvicino-Grisolia, Perri *et al.* (2003) propongono uno schema evolutivo dei sistemi deposizionali carbonatici per l'intervallo Norico-Retico (Fig. 2.4) basato sulla differenziazione di due unità. L'Unità inferiore è composta da una piattaforma ad alto rilievo progradante di età Norico inferiore-medio che viene sostituita da un successivo e sovrapposto sistema retrogradante (Unità Superiore) di piattaforma tipo rampa che è seguito da un definitivo annegamento nel Retico testimoniato dalle pelagiti della formazione di Grisolia.

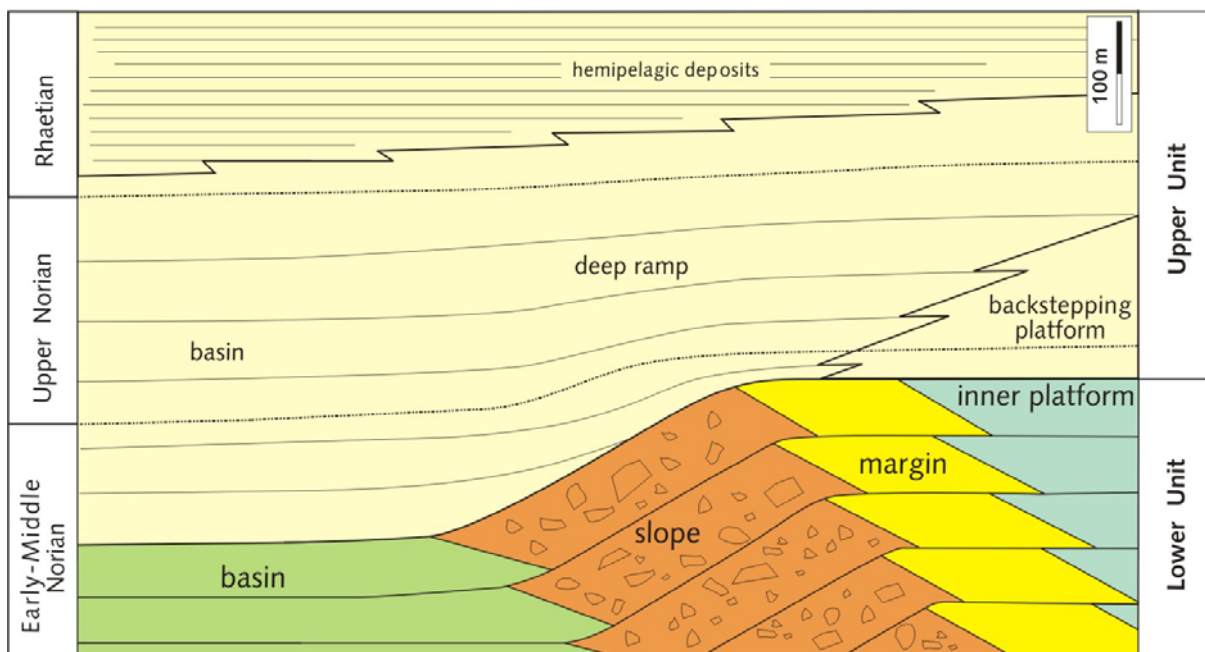


Figura 2.4. Schema evolutivo dei sistemi deposizionali carbonatici per l'intervallo Norico-Retico basato sulla differenziazione di due unità (Mastandrea *et al.*, 2003).

Nello stesso lavoro è posta l'attenzione sulle facies sedimentarie e sulle caratteristiche delle biocostruzioni presenti sul margine della piattaforma appartenente all'Unità Inferiore. Gli autori propongono tre principali associazioni di facies, indicative di diversi ambienti

deposizionali, nei quali è evidenziato il ruolo primario dei carbonati microbialitici nella costruzione di questa piattaforma:

- 1) associazione di facies di piattaforma interna, caratterizzata da stromatoliti colonnari e planari associate a detrito carbonatico;
- 2) associazione di facies di margine, dominata da stromatoliti a basso rilievo associate a boundstone trombolitici fenestrati;
- 3) associazione di facies di scarpata, dominata da detrito carbonatico associato a biocostruzioni a serpulidi, sfinctozoi e microbialiti.

Gli Autori propongono un modello paleoecologico della piattaforma, che è in buon accordo con quello proposto da Climaco *et al* (1997) e Cirilli *et al.*, (1999) (Fig. 2.5.).

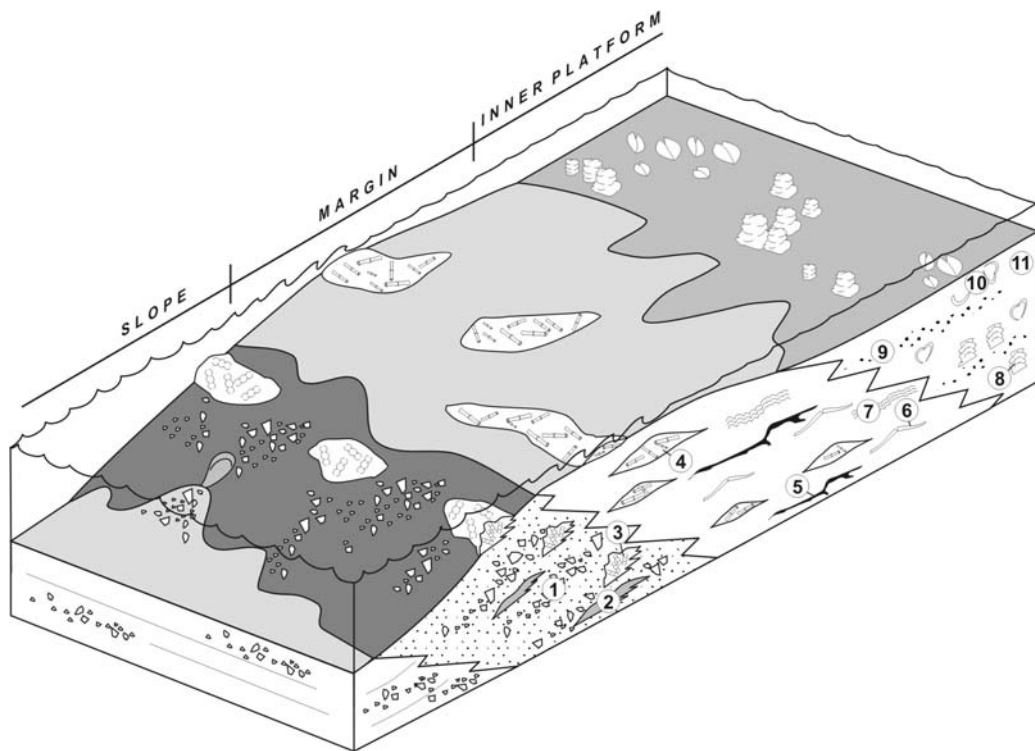


Figura 2.5. Ricostruzione schematica della piattaforma norica (Unità Inferiore). Legenda: 1) breccia e megabreccia; 2) boundstones trombolitico/ stromatolitico; 3) biocostruzione a sfinctozoi; 4) grainstone a dasycladacee; 5) paleosuoli; 6) teepee; 7) boundstone stromatolitico/trombolitico planare; 8) stromatoliti colonnari; 9) rudite intra-bioclastica; 10) megalodonti; 11) packstone/grainstone bioturbati (Perri *et al.*, 2003).

2.2. IL CONTESTO GEODINAMICO E PALEOGEOGRAFICO

Negli ultimi decenni, la paleogeografia mesozoica della Tetide è stata oggetto di molti studi (Dercourt *et al.*, 1986; 1993; Ziegler, 1988; Stampfli *et al.*, 2001 e relative citazioni). Le diverse ricostruzioni hanno cercato di trovare una mediazione fra i molteplici dati disponibili di tipo paleomagnetico, geodinamico, geologico, paleobiogeografico, ecc. Le ricostruzioni risultanti sono più o meno concordi sui lineamenti generali, ma mostrano significative differenze nei dettagli locali.

Nell'ambito di un'interpretazione geodinamica dell'area mediterranea (Dewey *et al.*, 1973; Laubscher & Bernoulli, 1977; ecc.), l'area di sedimentazione dei sistemi deposizionali carbonatici, prevalentemente di piattaforma, successivamente incorporati negli Appennini e nelle Alpi Meridionali, è stata posizionata nella zona più occidentale della "Tetide", che costituiva un ampio golfo marino insediato su crosta continentale, che collegava un dominio paralic evaporitico-silicoclastico, ad ovest, con una vasta zona a sedimentazione carbonatica di piattaforma e bacini di mare aperto, ad est (Bosellini, 1973), per poi passare al dominio francamente oceanico (Fig. 2.6).

2.2.1. Evoluzione geodinamica della Tetide occidentale nel Mesozoico

Secondo le indicazioni di Suess (1893) che per primo la propose, per Tetide si intendeva un braccio di mare separante nel Giurassico i continenti Laurasia e Gondwana; le zone più profonde del Mediterraneo orientale sarebbero gli ultimi residui di quel mare.

L'evoluzione della Tetide è connessa con il riassetto post Paleozoico delle zolle e con la comparsa di nuovi sistemi di apertura oceanica che vanno dai Caraibi al Mediterraneo, all'Asia centrale e oltre. Questo sistema, chiaramente discordante rispetto la precedente disposizione geografica degli oceani, dai Caraibi alle Alpi segue grosso modo la sutura ercinica mentre a Est delle Alpi taglia il margine settentrionale del Gondwana non coinvolto nelle orogenesi paleozoiche. Il formarsi di un limite di placca tra Gondwana e Laurasia segna la fine della prima fase nella riorganizzazione post ercinica delle zolle e l'inizio della seconda fase di rottura.

apertura mesozoica porta alla formazione di un nuovo oceano, la Neotetide, che non è una parte dell'antica Tetide paleozoica, ma si sviluppa al margine meridionale di questa, allontanando dal Gondwana microzolle staccatesi dal Gondwana stesso. La Neotetide contribuisce con la sua apertura oceanica e con la deriva verso Nord delle microzolle alla distruzione della Paleotetide, favorendone la sutura.

L'apertura della Neotetide tra il Trias e il Giurassico si sviluppa da Est verso Ovest raggiungendo i caraibi, preceduta dalla propagazione nella stessa direzione di rifts. Questi tagliano la crosta interessando dai Caraibi al Mediterraneo aree continentali, accompagnati nelle fasi finali da intenso vulcanesimo; a Est i rifts interessano invece il dominio marino e l'attività vulcanica è relativamente scarsa.

L'apertura della Neotetide, nell'intervallo Triassico-Giurassico, è caratterizzata, dal punto di vista sedimentario, dalla trilogia caratteristica delle catene perimediteranee (dal basso): facies continentali con arenarie rosse, facies evaporitiche con gessi, salgemma ecc., facies marine. Essa registra l'iniziale ambiente continentale, la successiva invasione marina e la definitiva sommersione legata al collasso dei margini cratonici contemporaneo all'apertura oceanica.

A partire dalla fine del Giurassico (140 M.a.) e nel corso del Cretaceo e del Terziario si ha l'apertura dell'Atlantico. Essa inizia da Sud verso Nord, nel Cretaceo medio raggiunge l'Atlantico centrale tagliando la Tetide e nel Cretaceo superiore la sorpassa verso Nord per raggiungere l'Oceano Artico nell'Eocene.

L'apertura dell'Atlantico meridionale provoca, alla fine del Giurassico e all'inizio del Cretaceo, una crisi nella Tetide, modificandone l'evoluzione: la nascita dell'Atlantico meridionale spinge l'Africa e l'America del Sud in direzioni opposte verso i continenti settentrionali e la Tetide entra in compressione. Ciò si tradurrà, inizialmente, in una subduzione del dominio oceanico della Tetide stessa e quindi nella collisione dei continenti che lo limitano dando luogo alla fase orogenetica.

L'evoluzione delle catene alpine comporta così due stadi successivi: l'uno di apertura oceanica, che inizia nel Trias e raggiunge il massimo sviluppo nel Giurassico, l'altro di chiusura oceanica che inizia alla fine del Giurassico o nel Cretaceo, a seconda delle zone, e prosegue sino al Terziario.

2.2.2. Evoluzione paleogeografica dei domini sedimentari del Triassico

Verso la fine del Permiano si assiste ad un periodo di abbassamento del livello del mare legato probabilmente a un importante sprofondamento delle aree oceaniche come risposta alla diminuzione dell'attività delle dorsali medio oceaniche e al raffreddamento e contrazione della litosfera oceanica. Alla fine del Permiano il mare si ritira dai bacini dell'Europa Nord occidentale (bacino Germano-Polacco e bacino del Mare del Nord o bacini europei NW) rimanendo qui limitato per tutto il Trias ai bacini di rifts posti tra Scandinavia e Groenlandia. Nel Trias il livello marino sale ciclicamente sino a raggiungere livelli massimi nel Cretacico superiore. Contestualmente all'innalzarsi del livello marino, si realizza la contemporanea subsidenza dei graben dalla Tetide che si sviluppano verso l'Europa, con una progressiva ingressione sui margini dei bacini permiani, l'ampliamento degli stessi e talora la connessione di più bacini.

I margini della Tetide occidentale alla fine del Triassico (Norico-Retico) erano dominati da poche associazioni di facies (Bosellini & Hsü, 1973; Bosellini, 1989) rappresentate da piattaforme calcaree con a luoghi bacini evaporitici, nelle quali si intagliano bacini più profondi. I limiti tra queste facies non sono sincroni, ma riflettono le differenze, nella sedimentazione e nella subsidenza, tra le varie zone. Queste associazioni di facies (Fig. 2.7), includevano:

- una facies continentale (red beds), rappresentante le regioni semiaride con ampi fans dissecati da corsi d'acqua ramificati, pianure alluvionali con fiumi meandriformi, e depressioni interne nelle quali si sono accumulati i sedimenti argillosi e siltosi;
- una facies di transizione (marne, argille, evaporiti, dolomiti), rappresentante pianure e sabkhas costiere, lagune ristrette e playa;
- una facies carbonatica di acqua bassa (potenti successioni peritidali dolomitiche e calcaree), rappresentante un vasto shelf di tidal flats e lagune, inciso da bacini intrashelf allungati e ristretti, nei quali si sono accumulati carbonati anossici ricchi di materia organica e argille;
- una facies di acqua profonda (calcarei pelagici, selci a radiolari e sporadici calcari pelagici nodulari rossi), rappresentante la deposizione in profonde e strette lingue oceaniche, suddividenti i margini esterni della paleo-Tetide.



Figura 2.7. Mapa paleogeografica della regione occidentale della Tetide durante il Norico (Bosellini, 2004).

In particolare, l'area della futura penisola Italiana (Adria) era occupata, in gran parte, da un ampio shelf peritidale, sul quale si depositarono sia successioni carbonatiche (Dolomia Principale e facies equivalenti) sia evaporitiche (Anidrite di Burano) (Fig. 2.8). Le successioni carbonatiche peritidali del Triassico superiore sono presenti nelle Alpi meridionali, dalla Lombardia alla Slovenia (Carulli *et al.*, 1998), nella Toscana occidentale (Apuane, Montagnola Senese), in Italia centrale (Monti Simbruini e Aurunci, Isola di Zannone) (Ciarapica, 1990), nell'Italia meridionale (Monti Lattari e Picentini, Calabria settentrionale) (Iannace, 1993; Boni *et al.*, 1990; Iannace *et al.*, 1995; Posenato & Ietto, 1995; Perri *et al.*, 2003) ed in Sicilia (Piattaforma Panormide, Trapanese e Hyblea e Canale di Sicilia) (Patacca *et al.*, 1979; Zappaterra, 1994; Catalano *et al.*, 1996).

I depositi evaporitici, la cosiddetta Anidrite di Burano, sono invece presenti nella gran parte dell'Italia centrale (Marche, Umbria, Toscana meridionale), in Apulia e sul foreland adriatico (Ciarapica, 1990; Zappaterra, 1994).

I sedimenti di acqua profonda permiani e/o triassici, comprendenti torbiditi calcaree e silicoclastiche, calcari pelagici, selci a radiolari e vulcaniti sottomarine, sono conosciute in Sicilia centrale (Sicani ed Imerese), Appennino meridionale (Lagonegro), Appennino settentrionale (La Spezia), Alpi meridionali (Dolomiti, Slovenia), Alpi settentrionali (Hallstatt) e Dinaridi (Budva). Questi depositi documentano la presenza di parecchie lingue sottomarine, profonde e strette, dissecanti l'ampio margine del Gondwana a sedimentazione carbonatica (Fig. 2.8).

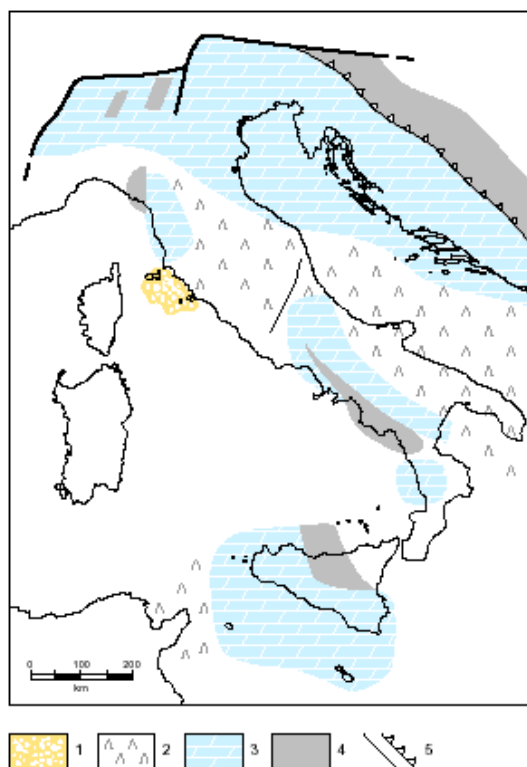


Figura 2.8. Mappa della distribuzione delle facies del Triassico superiore nell'area peri-adriatica. 1) depositi silicoclastici; 2) Anidride di Burano; 3) carbonati peritidali (Dolomia Principale e facies equivalenti); 4) successioni bacinali; 5) faglie e thrusts (Bosellini, 2004).

Dal Triassico superiore al Giurassico inferiore, l'attuale area mediterranea occidentale è stata affetta da un processo di rifting, che annunciava la futura apertura dell'Oceano Liguride (Tetide occidentale). Un primo impulso di tipo tensionale si è verificato in Lombardia (Alpi meridionali) durante il Norico (Jadoul *et al.*, 1992). Questa iniziale dissezione della piattaforma della Dolomia Principale è stata interpretata come di natura transtensionale (bacini di pull-apart) ed è stata collegata alle principali faglie trascorrenti situate a Sud ed a Nord delle Alpi Lombarde. Però non vi è prova di tali faglie ed il vero significato geodinamico di questo evento tettonico è ancora in discussione. Durante il Norico, tuttavia, si sono formati altri bacini nella parte orientale delle Alpi meridionali (Carnia, Slovenia), ma qui i margini della piattaforma della Dolomia Principale sembrano essere deposizionali (Carulli *et al.*, 1997; Gianolla *et al.*, 2003).

Alla fine del periodo Triassico, durante il Retico, si sono formati numerosi bacini, o depressioni, intrapiattaforma all'interno del megabanco di Dolomia principale/Burano (Fig. 2.9). Nel settore Ibleo (Sicilia meridionale), ad esempio, una fase intensa di rifting ha disseccato la piattaforma Norica (Formazione di Gela), generando la rapida subsidenza del

Bacino di Noto (Formazione di Streppenosa). Nel depocentro del bacino (zona di Ragusa-Aretusa) si sono depositati fino a più di 3000 m di argille nere e carbonati euxinici, e vulcaniti (basalti) (Antonelli *et al.*, 1992). Nei settori interni della piattaforma Panormide l'attività tettonica del Triassico superiore ha avuto come risultato blocchi tiltati con esposizione subaerea prolungata.

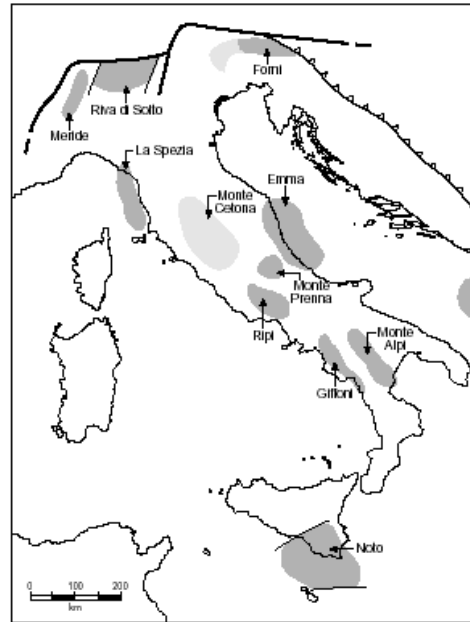


Figura 2.9. Localizzazione dei bacini anossici retici nella regione peri-adriatica (Bosellini, 2004)

I bacini intrapiattaforma Retici sono caratterizzati da sedimenti argillosi e marnosi con un generale trend shallowing upward, e sono inoltre ricchi di materia organica; questo probabilmente è intensificato dal cambiamento del clima da arido a umido e temperato (dovuto a condizioni più marine nella zona del Mediterraneo occidentale). Ad eccezione di pochi corridoi (Belluno-Carnia, La Spezia, Lagonegro, Sicilia), il tipo di sedimentazione nei bacini diventò progressivamente meno profonda, fino a quando non diventano dominanti le facies carbonatiche di acqua bassa.

Le rocce ricche di materia organica, effettiva risorsa di petrolio in Italia e della maggior parte delle zone a idrocarburi della regione peri-Adriatica, sono associate con le piattaforme carbonatiche del Triassico medio e del Giurassico iniziale (Zappaterra, 1994). I bacini fonte di sedimenti maturi del Triassico superiore (Retico) sono rappresentati dal Bacino di Riva di Solto, in Lombardia, dal Bacino di Emma nel mare aperto del litorale adriatico centrale, e dal Bacino di Noto, in Sicilia sud-orientale. Altri bacini isolati parzialmente anossici, contenenti

localmente rocce norico-retiche ricche di kerosene, si sono sviluppati nella zona di Giffoni-Monte Alpi (Campania), a Monte Prenna e nella zona di Ripi (Appennino centrale) e nel Bacino di Forni (Dolomia di Forni) in Carnia (Fig. 2.9).

2.3. PALEO-BIO-GEOGRAFIA DEGLI ORGANISMI COSTRUTTORI

L'evoluzione geodinamica della Tetide Triassica è legata, come già visto, alle varie fasi di rifting e drifting nella porzione più a Nord del continente Gondwana, in particolare, nel Norico, la parte occidentale del golfo della Tetide era caratterizzata da ampi sistemi di piattaforma carbonatica (Bosellini, 1973; Laubscher and Bernoulli, 1977; Marcoux *et al.*, 1993). La facies di piattaforma più interna (Dolomia Principale\Hauptdolomit) era bordata ad est da facies marginali (Calcarei Dachstein) che passavano lateralmente a diversi tipi di sedimenti bacinali di mare aperto (bacini Hallstatt, Lagonegro e Imerese); verso ovest, ovvero verso aree emerse, vaste zone erano caratterizzate anche da sedimentazione carbonatica-evaporitica. Nell'intervallo Norico-Retico ulteriori fasi di tettonica transtensionale provocarono il disseccamento delle piattaforme carbonatiche, la formazione di bacini intrapiattaforma e successivamente l'apertura dell'oceano Ligure-Piemontese, con conseguente annegamento di molte piattaforme (Jadoul *et al.*, 1992; Cirilli, 1995; Cirilli *et al.*, 1993; 1994; 1999;) (Fig. 2.10).

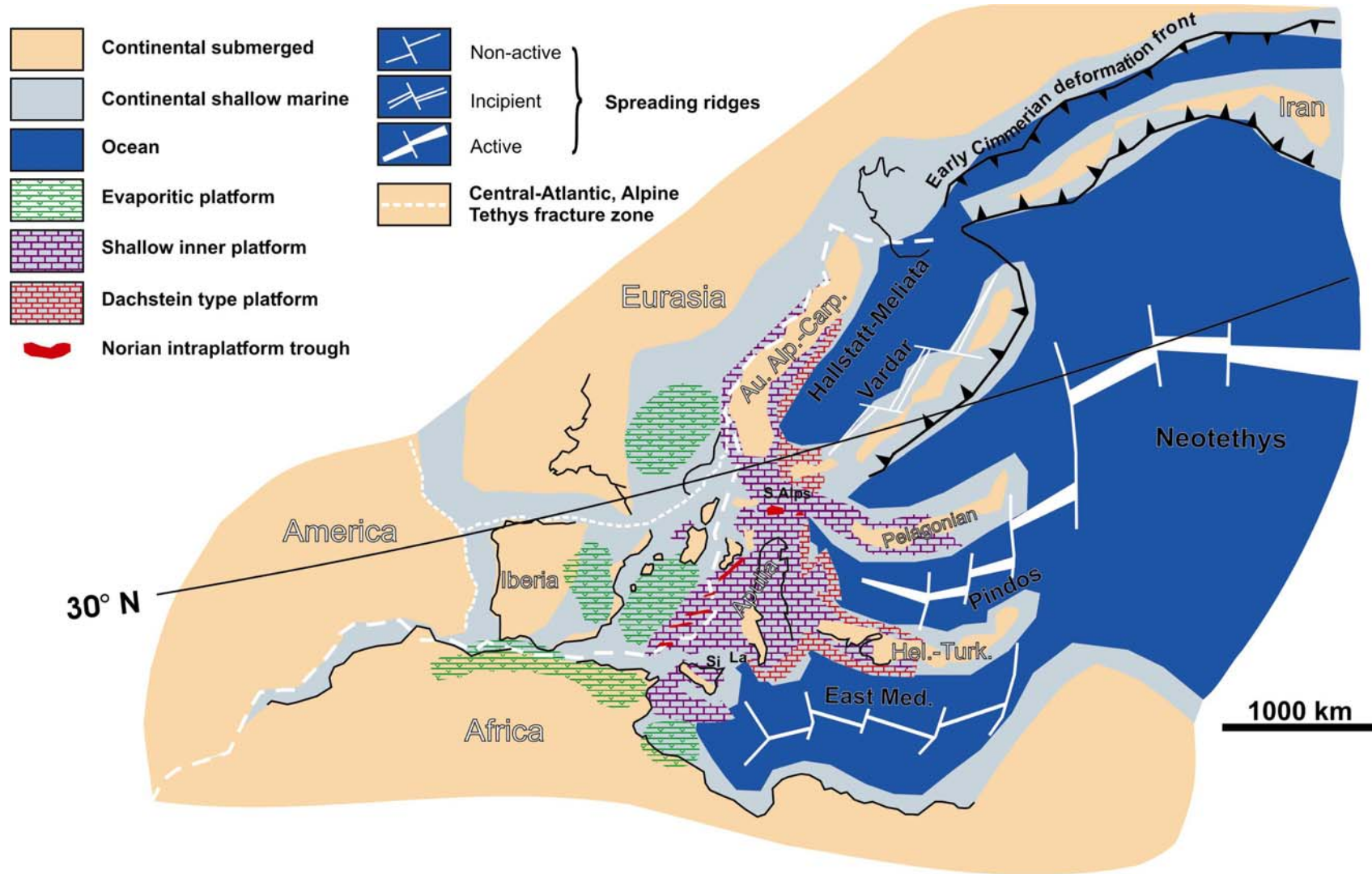


Figura 2.10. Paleogeografia dei sistemi deposizionali carbonatici ed evaporitici del Mediterraneo occidentale nel Norico superiore (Cirilli *et al.*, 1999; Stampfli & Marchant, 1997; modificata).

In questo complesso contesto si svilupparono diverse comunità di biocostruttori e quindi di reefs, che secondo Cirilli *et al.* (1999) e Zamparelli *et al.* (1999), possono essere schematizzate in due tipi fondamentali:

- Reefs di tipo Dachstein
- Reefs a microbialiti e serpulidi.

I reefs di tipo Dachstein erano caratterizzati da un'alta diversità specifica e principalmente costituiti da spugne coralline e coralli, associati ad alghe, microproblematica, croste microbialitiche e foraminiferi (Flügel, 1981; Fagerstrom, 1987; Flügel & Senowbari-Daryan, 1996). I reefs a microbialiti e serpulidi costituiscono la maggior parte delle biocostruzioni del Triassico superiore, in molte parti d'Italia, nonostante alcune differenze locali. Sono tutti dominate da organismi microbici. I serpulidi, sebbene subordinati in termini di biomassa alle microbialiti, sono spesso abbondanti ed a volte formano densi aggregati (Zamparelli *et al.*, 1999; Cirilli *et al.*, 1999). Raramente, sono presenti come *builders* accessori piccole spugne calcaree oligotipiche, coralli solitari ed alghe calcaree; questi diventano componenti abbondanti delle biocostruzioni solo in alcune aree della Calabria (Climaco *et al.*, 1997; Perri *et al.*, 2003; Senowbari-Daryan & Zamparelli, 2005). All'interno dei boundstones, e delle facies associate, i più comuni biota nella categoria dei dwelling sono rappresentati da pelecipodi, brachiopodi, foraminiferi ed alghe dasicladali. Questi dati, desunti da vari studi di tipo comparativo (Zamparelli *et al.*, 1999), sono stati plottati nel diagramma di Fagerstrom (1987) che mira a descrivere le associazioni delle comunità dei reefs. Questo diagramma (Fig. 2.11) permette un confronto schematico con le associazioni di biota presenti nelle comunità dei reefs di tipo Dachstein (Fagerstrom, 1987; Flügel & Senowbari-Daryan, 1996).

La persistenza di questo tipo di biocostruttori su un'area così ampia in tutta Italia ed il contrasto con i coevi e diversificati reefs di tipo Dachstein, rende possibile considerare una distinta sub-provincia, caratterizzata da peculiari parametri paleoecologici.

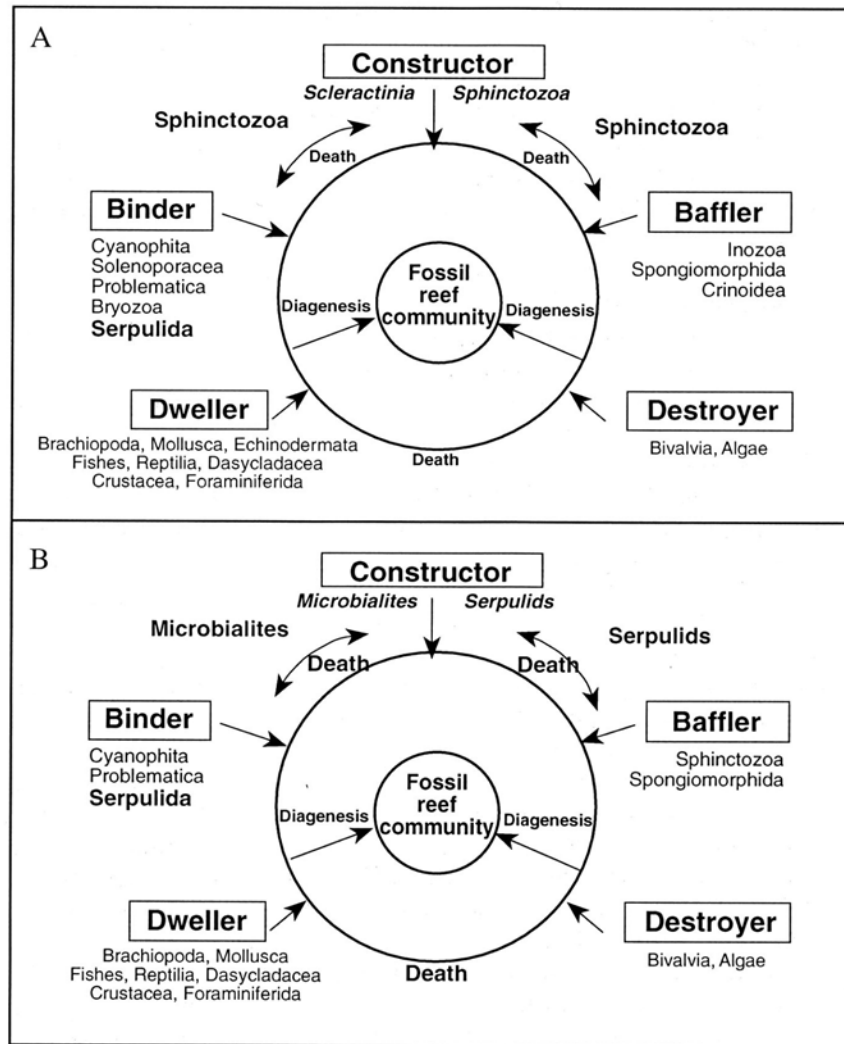


Figura 2.11. Confronto tra la composizione e la struttura associativa delle comunità dei reefs del Norico-Retico, nelle Alpi Calcaree settentrionali (Austria) ed in Bavaria (A) con le biocostruzioni a serpulidi e microbialiti dell'Italia (B) (Fagerstrom, 1987; Zamparelli *et al.*, 1999)

Nel complicato scenario paleogeografico della Tetide occidentale, durante il Triassico superiore, il vasto dominio a sedimentazione carbonatica si sviluppa con biofacies diversificate secondo le condizioni ambientali. I reefs di tipo Dachstein, sviluppati sui margini delle piattaforme fronteggianti bacini marini aperti, con acque a salinità normale e buona ossigenazione, avrebbero potuto supportare comunità costruttori ben diversificate, a sphinctozoi, coralli e alghe. I bacini intrapiattaforma, al contrario, relativamente isolati rispetto al mare aperto, erano dominati da condizioni eutrofiche (e quindi tendenzialmente disossiche) e da salinità anomala: in risposta a queste condizioni ambientali, le comunità di costruttori sono dominate da batteri (responsabili della produzione di carbonati microbialitici) e serpulidi (Fig. 2.12).

La veridicità di questo modello sembra essere confermata dall'evoluzione delle facies nella parte orientale della Carnia, dove le facies biocostruite retiche mostrano significanti similarità con

quelle dei domini Dachstein. Questo può essere collegato con la posizione paleogeografica della Carnia, collocata vicino ai bacini fronteggianti il mare aperto, dove tipicamente si svilupparono i reefs di tipo Dachstein. In questa regione è stato dimostrato che, durante il Norico superiore – Retico, un'intensa attività tettonica di tipo estensionale determinò il progressivo annegamento di intere porzioni di aree di piattaforma di acqua bassa, con una generale progressione da Ovest verso Est (Carulli *et al.*, 1998). Questo potrebbe aver causato migliori connessioni con i bacini orientali (Bacino Sloveno, bacino di Hallstat), con un miglioramento nella circolazione delle acque all'interno dei bacini intrapiattaforma già esistenti. La conseguenza diretta di questo cambiamento nel regime delle acque portò ad un aumento della permanenza nel tempo delle acque anche nei bacini interni, rendendo i margini connessi ad essi favorevoli per lo sviluppo dei coralli.

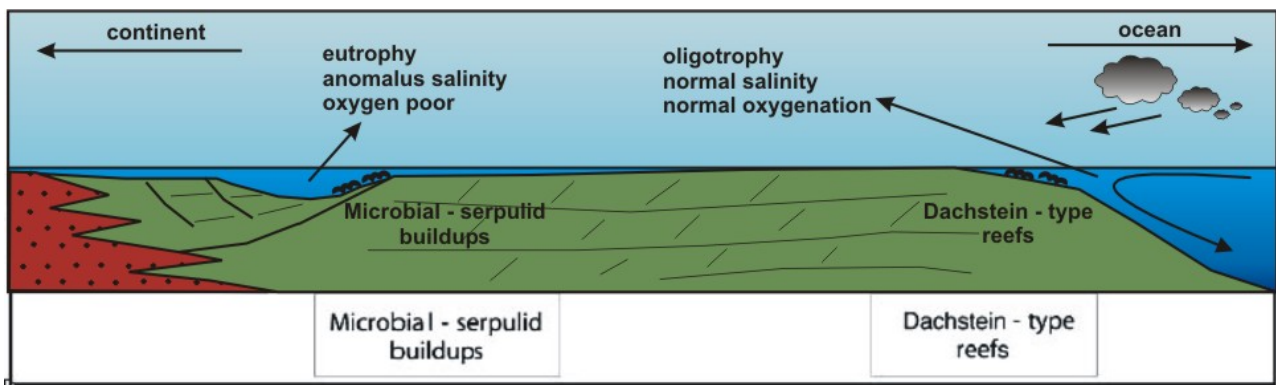


Figura 2.12. Modello raffigurante il carattere contrastante dei reefs di tipo Dachstein e i reefs a microbiali e serpulidi, come risultato di diversi settori paleogeografici nel Triassico superiore (Cirilli *et al.*, 1999; modificata)

Le biofacies delle successioni di margine affioranti in Calabria hanno alcune rimarchevoli similitudini con quelle presenti in altre aree della Alpi e degli Appennini, così come con quelle della Spagna meridionale. In alcune località della Calabria (Monte Montea e Valle dell'Argentino) parti delle successioni del Triassico superiore ospitano una più diversificata associazione di faune, ricca di spugne e coralli, paragonabile alle tipiche associazioni dei reefs di tipo Dachstein (Zamparelli *et al.*, 1999). Inoltre, tutte le successioni della Calabria sono particolarmente ricche di spugne, le quali costituiscono solo delle componenti minori nelle comunità di reefs in altre parti delle Alpi e dell'Appennino.

Queste evidenze diventano più significanti quando vengono paragonate con le associazioni di tipo Dachstein presenti in Sicilia (Zamparelli *et al.*, 1999). La relativa abbondanza di sphinctozoi in Calabria potrebbe essere un indicatore di condizioni di mare più aperto, rispetto ai bacini alpini della Dolomia di Forni o del Calcare di Zorzino. E' da tenere tuttavia presente che Senowbary-

Daryan & Zamparelli (2005) reinterpretano molte forme attribuite a sphinctozoi come appartenenti ad alghe udotacee. Ciononostante i biota presenti in Calabria possono essere visti come transizionali tra le comunità semplici di microbialiti e serpulidi (Cirilli *et al.*, 1999), ed i reefs altamente diversificati di tipo Dachstein che si trovano in Sicilia. Questo potrebbe suggerire che l'isolamento dei bacini intrapiattaforma, che si ritrovano dalle Alpi meridionali fino alla Cordigliera Betica, fosse interrotto, in Calabria e in Sicilia, da canali più aperti, i quali possono essere individuati nel prolungamento occidentale dell'Oceano Mediterraneo orientale di Stampfli e Marchant (1997).