



Università degli Studi di Ferrara

DOTTORATO DI RICERCA IN
"SCIENZE DELLA TERRA"

CICLO XXVI

COORDINATORE Prof. Massimo Coltorti

IL SISTEMA DEPOSIZIONALE DELLA DOLOMIA
PRINCIPALE NEL SUDALPINO ORIENTALE:
DAL LIVELLAMENTO DELLA PALEOTOPOGRAFIA
ALL'IMPOSTAZIONE DELLA PIATTAFORMA
CARBONATICA (TRIASSICO SUPERIORE)

Settore Scientifico Disciplinare GEO02

Dottorando

Dott. Marcello Caggiati

Tutore

Prof. Piero Gianolla

(firma)

(firma)

Anni 2011/2013

Abstract

The Dolomia Principale Formation (Main Dolomite) is one of the most known Upper Triassic unit from the Southern Alps. It is mainly related to the inner part of a wide carbonate platform, extending from the Southern Appennines to the Dinarids chain, to the Australpine and to Hungary too. Margin-to-slope facies are known from the Norian, facing both intraplateau basins and open pelagic areas. However, data about the Upper Carnian start-up stage are limited to the northeastern Friuli province, and less is known on the early depositional system.

In order to increase knowledge on first evolutionary stages, the Julian- Tuvalian succession has been investigated by studying several geological sections spread in the eastern Southern Alps, from the eastern Cadore region up to northwestern Slovenia. Multi-disciplinary examinations have been carried on, involving macro- and micro-facies analysis, sequence- stratigraphy, biostratigraphy and geochemistry (whenever possible).

Like in many sectors of western Tethys, the Lower Carnian of western Julian Alps was characterized by the high-relief carbonate platform demise, followed by a gradual infilling of accommodation space, due to the increased runoff and siliciclastic input (Rio del Lago Fm.) related to the Carnian Pluvial Event. This resulted in an almost flattened paleotopography, where low-relief mixed terrigenous/carbonate systems developed in the upper Julian, showing few lateral paleoenvironmental changes in a W-E direction and a transgressive- regressive *trend* (Tor Fm.). Similarly, the lower Tuvalian was characterized by high-energy inner ramp environments, but with a predominant carbonate sedimentation (amalgamated grainstone body). Diagenetic processes originated a dolomitized lithosome extending on a wide area with the same thickness (15- 20 m ca), and showing only local variation to peritidal settings.

The top of the unit could be considered a sort of guide-level on which upper Tuvalian disparate environments were established: while northeastern areas show evidences of pure basinal sedimentation, even if anoxic episodes (Carnitza Fm.), southwestern sectors of Julian Alps are patterned by shallow marginal marine deposits, attributable to low-energy, restricted and sometimes evaporitic environments (Travenanzes Fm. and Monticello Mb.- Dolomia Principale). These features are clearly related to the emplacing of a platform margin belt (Dolomia Principale), approximately oriented in a WNW-ESE way.

Depositional geometries are partially preserved and show the evolution of different phases: a first stage marked by the margin platform onset and the following increasing of slope angle and deepening of a starved basin has been recognized. The lower main aggradational stacking pattern is followed by an upper strong prograding stage, that has been dated to the uppermost Tuvalian (Spinosus ammonoid zone).

Micro-facies analysis of upper slope-to-margin debris packed into proximal breccia and calcarenite layers revealed a microbial dominated carbonate factory. Together microbial crusts, also encrusting calcareous sponges, *Tubiphytes* and other *Microproblematica* organisms represent main components. Moreover, an inner margin part, relatively shallower and sheltered, has been identified, consisting in oncoidal- bioclastic facies and

microbialite layers. This area is laterally interfingered with repaired zones in which peritidal sedimentation prevails. In order to provide a comparison, the eastern Julian Alps (i.e. Julian Platform auct.) depositional system has been analyzed. Despite the carbonate factory seems to be more varied, depositional geometries and other features are slightly similar and a connection to the Dolomia Principale carbonate platform cannot be excluded.

Aimed to set the depositional system outlined for the northeastern Friuli in the wider Southern Alps framework, a georeferenced database has been created by entering both direct field observations and reviewed data from last two century literature. This allowed to obtain an updated structural scheme and three different scenarios for the upper Tuvalian paleoenvironmental distribution. Particularly, in southern sectors alluvial or exposed areas occur, followed in the uppermost Tuvalian by a tidal flat dominated landscape. These show a lateral transition to northeastern marginal coastal areas and to a basinal belt, elongated approximately in a WNW-ESE direction. In northernmost sectors, open pelagic sedimentation has been indeed documented also for the Norian time. The occurrence of the basin (up to the northeastern Cadore region) has been related to a western inlet connected to the more deep and oxygenated eastern Hallstatt marine domain. At the same time, the eastern Julian Alps system has been interpreted as an outer branch of the Dolomia Principale carbonate platform, settled in a more exposed position to the eastern open marine setting, allowing thus slightly different inner platform sedimentary conditions respect to the western part.

Riassunto

La formazione della Dolomia Principale è ben nota per il Triassico Superiore del Sudalpino, e rappresenta prevalentemente ambienti interni di un'ampia piattaforma estesa su un'area spaziante dall'Appennino Meridionale alle Dinaridi, fino alle falde Australpine ed all'Ungheria. Ben conosciute sono inoltre le facies di margine sviluppatesi nel Norico, bordanti sia aree di intra-bacino che veri e propri domini pelagici aperti, mentre poco è noto sui meccanismi d'impostazione della piattaforma nel Carnico Superiore e sul sistema deposizionale iniziale, con margini relegati al Friuli nord-orientale.

Per implementare le conoscenze relative alle prime fasi evolutive, la successione Julico-tuvalica è stata studiata tramite una serie di sezioni dislocate nel Sudalpino orientale su di un'area spaziante dal Cadore orientale al Tarvisiano ed alla Slovenia nordoccidentale. L'analisi multidisciplinare ha coinvolto sia l'esame delle macro- e micro-facies, che lo studio dei *trend* stratigrafico- sequenziali, nonché la biostratigrafia e quando possibile la geochimica isotopica.

Così come in altre aree del contesto tetideo occidentale, il Carnico Inferiore è contraddistinto in Alpi Giulie occidentali dalla dismissione delle piattaforme ad alto rilievo dello Julico inferiore e da un importante apporto di materiale terrigeno che va via via riempiendo lo spazio d'accomodamento disponibile (Fm. di Rio del Lago), entrambe correlabili alla perturbazione climatica nota come Carnian Pluvial Event. Il risultato che ne consegue è un pressoché completo *flattening* della paleotopografia, sulla quale si sviluppano nell'intervallo Julico superiore- Tuvalico basale dei sistemi di rampa terrigeno-carbonatica che mostrano una blanda differenziazione paleoambientale in senso W-E, ed un *trend* trasgressivo- regressivo (Fm. di Tor). Il Tuvalico inferiore è altresì contrassegnato dalla presenza di geometrie a basso angolo, ma a prevalente sedimentazione carbonatica, con ambienti interni ad alta energia che favoriscono la deposizione di livelli di *grainstones* amalgamati, la cui diagenesi origina un esteso corpo dolomitizzato (Dolomia della Portella) che mantiene all'incirca su tutta l'area la stessa potenza (15- 20 m) fino a raggiungere talvolta locali condizioni peritidali. Il tetto del litosoma va a costituire una sorta di orizzonte guida, sul quale si impostano nel Tuvalico superiore ambienti fortemente differenziati in senso SW-NE. Mentre i settori nordorientali sono caratterizzati da una sedimentazione francamente bacinale, seppur con episodi di relativa anossia (Fm. di Carnitza), le aree sudoccidentali sono contraddistinte da ambienti protetti, a bassa profondità e circolazione ristretta, talvolta evaporitici (Fm. di Travenanzes e Mb. del Monticello-Dolomia Principale). Tale configurazione è legata all'impostazione di un'area di margine di piattaforma (Dolomia Principale) ubicato lungo una fascia ad orientazione WNW-ESE. L'analisi delle geometrie deposizionali, parzialmente preservate, ha evidenziato il succedersi di diversi stili di aggradazione/progradazione, cui corrisponde un aumento nell'angolo d'inclinazione delle scarpate ed un relativo approfondimento e sottoalimentazione delle zone bacinali, fino ad una fase nettamente progradante databile al Tuvalico sommitale. L'esame delle micro-facies dei detriti di margine e scarpata superiore imballati nelle brecce e calcareniti di *toe-of-the-slope*, ha evidenziato una *carbonate factory* dominata da microbialiti ed organismi incrostanti (tra cui spugne,

Tubiphytes ed altri *Microproblematica*). È inoltre riconoscibile un'area marginale interna, limitatamente più protetta e rialzata, contraddistinta da facies oncoidali- bioclastiche ed incrostazioni microbiali, che passa lateralmente a zone riparate in cui domina una sedimentazione peritidale. Per confronto, è anche stato studiato il sistema deposizionale delle Alpi Giulie orientali, caratterizzato da geometrie deposizionali parzialmente simili ed associazioni di biocostruttori relativamente più diversificate.

Al fine di inquadrare il sistema deposizionale del Tarvisiano nel più ampio panorama del Sudalpino orientale, è stato creato un *database* georeferenziato nel quale sono stati inseriti i dati di campagna e le informazioni reperibili nella letteratura degli ultimi due secoli, opportunamente riviste ed interpretate. Dopo la realizzazione di uno schema strutturale aggiornato, sono stati prodotti tre diversi scenari paleoambientali per il Tuvalico superiore. Dalla distribuzione, è emersa una transizione da aree interne sudoccidentali, caratterizzate da costante emersione o sedimentazione alluvionale prima, e prevalentemente piane tidali poi, ad aree nordorientali contraddistinte da ambienti costieri marginali ed una fascia bacinale allungata circa in senso WNW-ESE. La presenza di un bacino che si spinge nel Sudalpino fino al Cadore nordorientale, è stata interpretata come un'insenatura marina occidentale collegata con il più profondo ed ossigenato contesto pelagico dell'Hallstatt. Nello stesso contesto paleogeografico, il sistema delle Alpi Giulie orientali è stato interpretato come una propaggine orientale della piattaforma della Dolomia Principale, esposta però a condizioni di sedimentazione relativamente differenti legate alla posizione peninsulare.

Sommario

1	Introduzione.....	1
2	Inquadramento strutturale.....	4
3	Stratigrafia.....	13
3.1.	Dolomiti.....	18
3.1.1	Dolomiti bellunesi e Cadore meridionale.....	25
3.1.2	Fascia della Val Bordaglia.....	26
3.2.	Alpi e Prealpi Venete.....	29
3.3.	Fascia delle Giudicarie.....	32
3.4.	Alpi Ampezzane e Tolmezzine, Prealpi Carniche e Giulie.....	36
3.5.	Alpi Giulie occidentali e Carnia orientale.....	43
3.6.	Karawanken Meridionali ed Alpi Carniche nordorientali.....	50
3.7.	Alpi Giulie orientali.....	55
3.8.	Bacino Sloveno.....	59
4	Sezioni analizzate.....	63
4.1.	Dordolla.....	64
4.2.	Rio Pontuz.....	73
4.3.	Val Dogna.....	82
4.4.	Sompdogna.....	92
4.5.	Sella Prasnig.....	100
4.6.	Sella delle Cave.....	109
4.7.	Sella Ursic, Planja.....	118
4.8.	Valle di Tamar.....	128
4.9.	Skrlatica.....	133
4.10.	S. Stefano di Cadore.....	139
5	Caratteri evolutivi.....	149
5.1	L'omogeneizzazione della paleotopografia.....	149
5.2	lo start-up.....	155
5.3	La piattaforma epicontinentale.....	164
5.4	Considerazioni stratigrafico- sequenziali.....	168
5.5	Considerazioni paleogeografiche extra- regionali.....	176
6	Conclusioni.....	181
7	Bibliografia.....	185
8.	Appendice: descrizione delle sezioni misurate.....	214

1 Introduzione

La Dolomia Principale rappresenta una formazione litostratigrafica del Triassico Superiore, nota in letteratura sin dal XIX secolo (Hauptdolomit; Guembel, 1857; Lepsius, 1876), la cui prima apparizione con nome italiano in letteratura ufficiale risale agli anni '20 (Gortani & Desio, 1927). Pur con nomi diversi, la piattaforma carbonatica ad essa riferita presenta un'ampia distribuzione geografica sia in Italia (dall'Appennino Meridionale al Sudalpino) che in Austria e Germania (falde Australpine superiori), Slovenia, Ungheria (Transdanubian Range) e nella parte orientale della penisola balcanica (Dinaridi ed Albanidi esterne).

Nonostante la ripartizione su aree estese e la grande potenza che raggiunge localmente (oltre 2000 m), l'unità è caratterizzata prevalentemente da una monotona successione di cicli subtidali e peritidali (Fig. 1) di dolomie cristalline in facies di piattaforma interna, sviluppata in un intervallo temporale variabile dal Carnico Superiore al Retico (Bosellini, 1967; Bosellini & Hardie, 1985). Nella stessa formazione vengono incluse anche facies di margine e scarpata, ristrette ad aree limitate, e legate prevalentemente allo sviluppo di bacini intra-piattaforma (cf. Berra et al., 2007). Solo nell'Appennino Meridionale, in Cadore orientale e nel Tarvisiano sono noti sistemi di margine e scarpata collegati a bacini pelagici aperti, nel più ampio panorama della Tetide occidentale (Zamparelli et al., 1999; Gianolla et al., 2003; Gianolla et al., 2010). In particolare, nell'area friulana nordorientale è stato documentato l'unico contesto marginale attribuibile con certezza al Carnico Superiore, e quindi associabile ad una fase precoce della piattaforma.

Nel Sudalpino centro-orientale, la Dolomia Principale sovrasta ed è eteropica lateralmente ad una serie di unità terrigeno-carbonatiche che raggiungono frequentemente potenze superiori ai 300 m. Tuttavia i rapporti di queste ultime con le unità sottostanti e con la stessa Dolomia Principale non sono ancora del tutto chiariti in letteratura, soprattutto per quanto concerne il settore carnico e delle Alpi Giulie (cf. Gruppo/Fm. di Raibl e Fm. di Monticello in Braga et al., 1971a; Carulli et al., 1998; Venturini et al., 2006). L'impostazione della piattaforma coincide con una fase trasgressiva, seguita all'intervallo regressivo che aveva caratterizzato buona parte del Carnico Inferiore (Gaetani et al., 1998; Gianolla et al., 1998a) e culminato nel Sudalpino con lo spostamento di oltre 100 km della linea di costa verso aree esterne alla regione. In questo lavoro si vogliono migliorare le conoscenze sulle prime fasi evolutive dell'ampia piattaforma epicontinentale, verificando le modalità di *onlap* costiero dei sistemi deposizionali alla base della Dolomia Principale e delineando l'assetto paleogeografico a scala del Sudalpino centro-orientale.

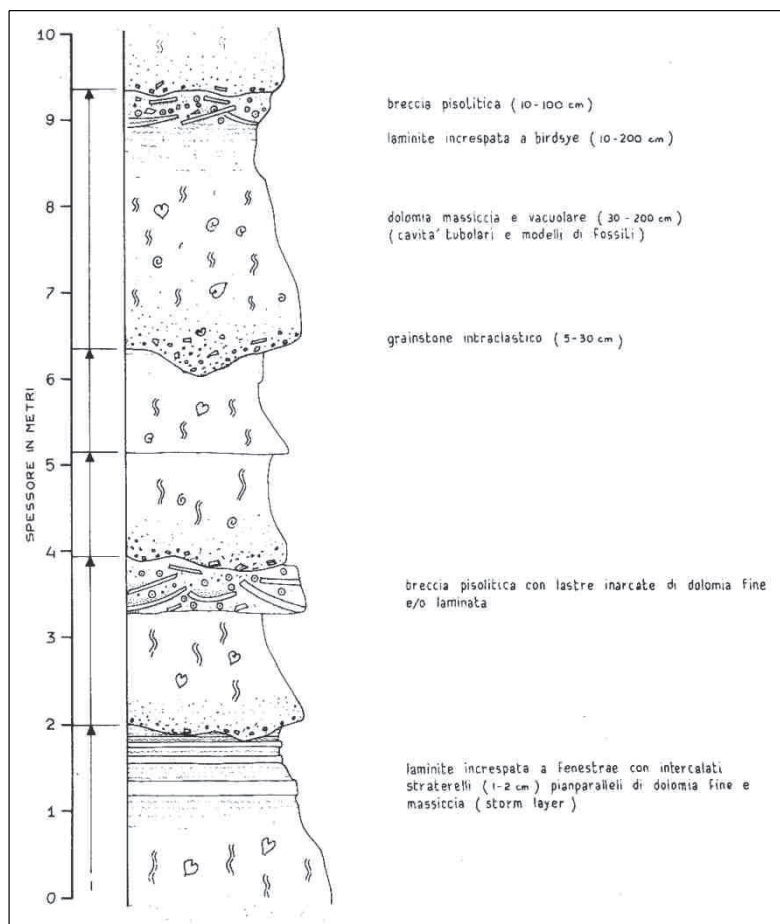


Figura 1 - Log schematico di cicli peritidali a scala metrica della Dolomia Principale. Sono illustrate le strutture sedimentarie principali ed altre caratteristiche comuni delle facies sub-, inter- e sopratidali. Da (Bosellini & Hardie, 1985).

Lo studio qui presentato investe un'estesa area corrispondente grosso modo al settore centro- orientale del Sudalpino (Fig. 2), sebbene le indagini di campagna siano state focalizzate prevalentemente nel quadrante nordorientale dell'unità strutturale, e le correlazioni e considerazioni paleogeografiche finali coinvolgano aree più esterne, come Alpi Calcaree Settentrionali, Dinaridi, Transdanubian Range ed Avampaese Adriatico.

Al fine di contestualizzare i singoli assetti stratigrafici locali del Triassico Superiore in un unico quadro generale, individuandone i punti più problematici e le aree di importanza fondamentale per la ricerca, sono state raccolte ed elaborate in un'unica banca dati georeferenziata le principali informazioni presenti nella letteratura scientifica internazionale pubblicate negli ultimi 200 anni (cf. Cap. 2, 3, 5). Per lo studio dei sistemi deposizionali e delle caratteristiche della piattaforma, le informazioni bibliografiche sono state integrate con l'analisi multidisciplinare di una serie di sezioni stratigrafiche edite ed inedite (Cap. 4), utilizzando (quando possibile) oltre all'analisi di facies anche metodi di indagine biostratigrafica, stratigrafico- sequenziale e geochimica.

I dati di campagna sono stati inseriti all'interno della banca dati mediante un sistema informativo geografico (GIS), nella fattispecie la versione 10.1 del *software* ESRI ArcMap. L'analisi delle macro-facies condotta in campagna è stata accompagnata dalle analisi di laboratorio dei campioni collezionati. Le sezioni sottili ricavate, sono state analizzate al microscopio a luce trasmessa (Olympus BX50 10-100X, Zeiss Stand. 16 Pol. 0,8-40X), e per mezzo di immagini digitalizzate (scanner Nikon Super Coolscan 4000 ED), talvolta rielaborate tramite *software* di analisi grafica (J-Microvison, versione 1.2.7; Adobe

Photoshop, versione CS6) per esaltare caratteristiche spesso nascoste dalla frequente dolomitizzazione dei campioni.

Per le indagini biostratigrafiche ed isotopiche e per l'interpretazione dei dati ci si è avvalsi della collaborazione di gruppi di ricerca afferenti ad enti esterni, quali l'Università di Padova (Prof. P. Mietto, Dott. M. Rigo, Dott.ssa A. Breda, Dott. J. Dal Corso, Dott. G. Gattolin), l'IGG-CNR di Padova (Dott. G. Roghi) e l'Università di Oxford (Prof. H. Jenkins), mentre le aree ricadenti nel territorio sloveno sono state studiate nell'ambito di un progetto congiunto con il Servizio Geologico Sloveno (Geološki Zavod Slovenije: Dott. B. Celarc, Dott. L. Gale, Dott.ssa T. Kolar-Jurkovšek).

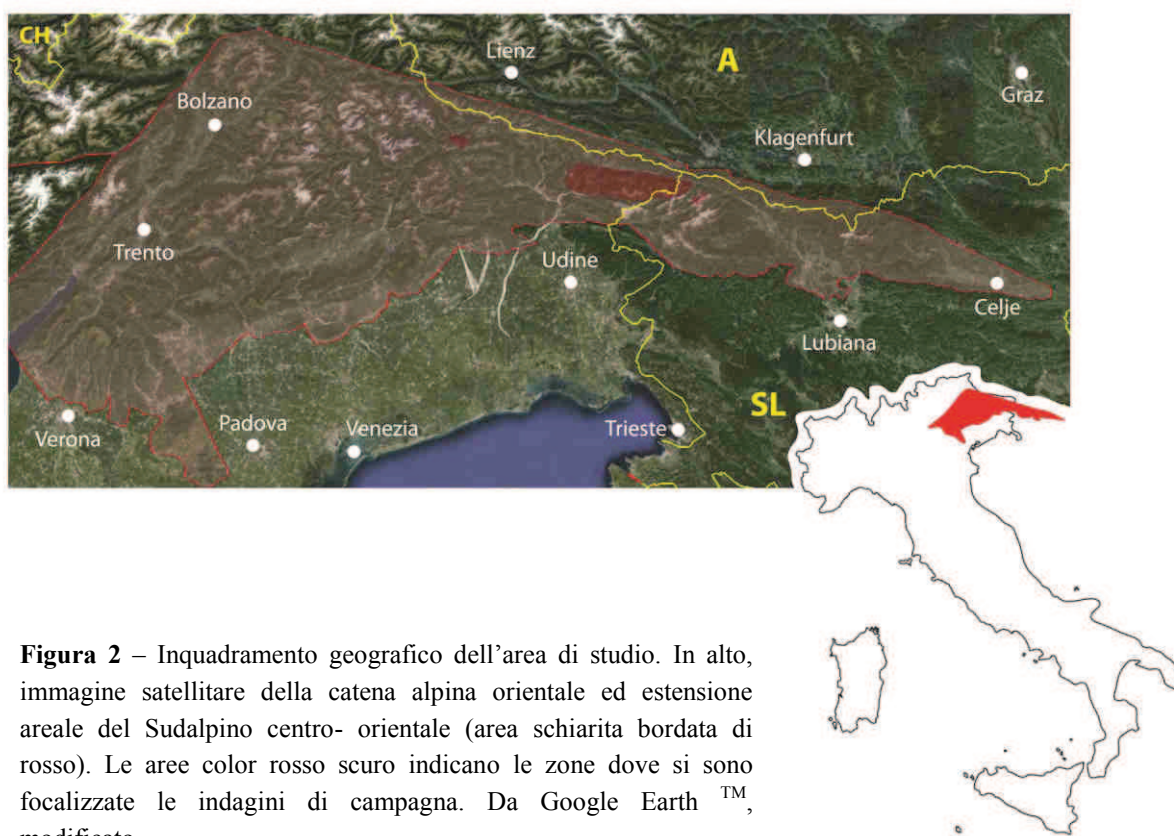


Figura 2 – Inquadramento geografico dell'area di studio. In alto, immagine satellitare della catena alpina orientale ed estensione areale del Sudalpino centro-orientale (area schiarita bordata di rosso). Le aree color rosso scuro indicano le zone dove si sono focalizzate le indagini di campagna. Da Google Earth™, modificato.

2 Inquadramento strutturale

Nonostante il Sudalpino corrisponda al settore dell'arco alpino che ha subito la minor deformazione durante i processi orogenetici cenozoici-quadernari, l'assetto tettonico risulta comunque complicato al punto che il significato e la cinematica di alcune strutture sono tuttora argomento di dibattito. Nel capitolo presente si è ritenuto perciò utile descriverne i principali caratteri strutturali, in quanto costituiscono un *background* imprescindibile per la comprensione della paleogeografia mesozoica.

In senso strutturale, per Sudalpino si intende quella porzione della micro-placca adriatica coinvolta nell'orogenesi alpina e caratterizzata da sistemi *thrust-and-fold* con vergenza generale verso sud, separata dagli altri principali domini tettonici (Australpino, Elvetico, Penninico) dal Lineamento Periadriatico (localmente anche denominato Linea Insubrica, Linea della Val Pusteria, Linea della Gailtal). La retro-spinta subita dalla placca adriatica in seguito all'indentazione nella placca europea superiore ha generato deformazioni ricadenti per lo più nel dominio fragile, con frequenti scollamenti sugli orizzonti più plastici (cf. Castellarin et al., 2006a). Nel settore centro- orientale, i limiti meridionali del Sudalpino sono rappresentati da una fascia di sovrascorrimenti legati alle fasi orogenetiche compressive più recenti (plio- pleistoceniche, cf. Castellarin et al. 2006), orientati grosso modo in senso WSW-ENE per un fronte di oltre 100 km (Fig. 3), che separano la regione dall'Avampaese Adriatico (crosta adriatica per lo più indeformata). Ancora più ad est, il Sudalpino viene separato dalle Dinaridi Esterne per mezzo di una struttura continua S- vergente (Thrust Periadriatico; cf. Placer, 2008) che si chiude

Figura 3 (pagina seguente) – Schema strutturale semplificato per il Sudalpino centro- orientale. Abbreviazioni: AC= Linea di Arcade, AT= L. dell'Alto Tagliamento, AU= L. di Auronzo, AR= L. Arba-Ragogna, BL= L. di Belluno, BC= L. Bassano- Cornuda, BCH= Sistema But-Chiarzò, BG= Linea Ballinogarda, BR= Linea di Barcis, BU= L. di Buia, BZ= L. di Buzet, CA= L. del Cansiglio; CL= L. di Cibiana; CP= L. Comeglians- Paularo; DI= L. di Divača, DL= L. del Duran, DO= L. di Dogna, DS= Sistema delle Dolomiti di Sesto, DV= Linea Dof- Verzegnis, FZ= L. del Falzarego, FL= Linee di Funes, FM= Linea di Forcella Moschesin, FS= L. Fella- Sava, GC= Zona di Giunzione Cadorina, GN= Linea delle Giudicarie Nord, GK= L. Gemona- Kobarid, ID= L. di Idrja, JA= Alpi Giulie Thrust, JZ= Jezersko Th., KS= Linea di Kosuta, MA= L. Marmolada- Antelao, MN= L. di Maniago, MO= L. del Montello, MT= L. Mezzolombardo- Taio, PA= Lineamento Periadriatico, PJ= Linea di Podjelje, PN= Linea Pinedo- Avasinis, PZ= L. di Pozzuolo, PTH= Periadriatic Thrust, PV= Linea di Palmanova, RS= L. di Raša, RV= L. di Ravne, SA= Linee di Sauris, SD= Retroscorrimento Sernio- Val Dogna, SL= Linea di Stava, SS= L. di S. Stefano, SV= L. Schio- Vicenza, TB= L. Thiene-Bassano, TC= L. Trento- Cles, TG= L. di Trasaghis, TO= L. di Tolmino, TR= L. di Tricesimo, TV= Sov. di vetta del Triglav, TZ= Trzic Thrust, UD= Linea di Udine, VB= L. della Val Bordaglia, VD= L. di Valdobbiadene, VBS= Sistema della Val Bordaglia, VC= Linea della Val Coritenza, VSL= L. della Valsugana, VFS= Sistema della Valsugana, VP= Linea della Val Pesarina, VR= L. della Val Resia, VS= L. della Val Sella, VT= L. della Vrata, VV= L. di Vipava. Da Castellarin et al. (2000, 2006a, 2006b), Vrabc et al. (2006), Caputo et al. (2010), Placer et al., 2010, Ponton et al. (2010), modificato.

all'estremità orientale nella complessa zona di taglio di Celiže (Slovenia occidentale, Fig. 2; cf. Fodor et al., 1998).

Nel settore centro-occidentale della regione, il fronte strutturale meridionale, sepolto sotto una spessa coltre alluvionale, è invece legato a fasi compressive relativamente più antiche (mioceniche, cf. Castellarin et al. 2006) ed assume un andamento prevalentemente W-E. La fascia di lineamenti situati grosso modo in corrispondenza delle Valli Giudicarie costituisce una sorta di cerniera tra il Sudalpino occidentale e quello centro-orientale; in particolare, la Linea delle Giudicarie Nord determina un dislocamento verso sud della stessa Linea Insubrica di circa 50 km (Castellarin et al., 2006b).

Sudalpino centro-orientale

Sulla base dell'assetto strutturale (Fig. 3), del tipo, dell'intensità delle deformazioni subite e dei caratteri principali delle coperture sedimentarie, è possibile distinguere nel Sudalpino centro-orientale una serie di zone contraddistinte da elementi strutturali comuni.

La porzione più occidentale della regione è costituita dalla “*fascia delle Giudicarie*”, una zona di taglio caratterizzata da scaglie tettoniche allungate in senso NNE-SSW, separate da rampe laterali sinistre e brevi *thrust* frontali orientati circa E-W. Tale strutturazione è legata alla tettonica compressiva del Neogene, quando tale area, caratterizzata da cospicue successioni bacinali di età Giurassico-Cretacea sovrastanti le serie triassiche, costituiva un settore di deformazione preferenziale per le compressioni NW-SE, racchiusa tra il batolite dell'Adamello ed i rigidi corpi carbonatici dell'area di Trento e delle Dolomiti (Castellarin et al., 2006b). Verso sudest, la zona di taglio è delimitata dalla piattaforma dei Lessini, un'area triangolare blandamente deformata da un sistema di linee trascorrenti legate alle ultime fasi post-mioceniche dell'orogenesi alpina (cf. Massironi et al., 2006). Lateralmente, il blocco è disaccoppiato dalla catena neogenica *thrust-and-fold* (Zampieri, 2000) dalla trascorrente sinistra Schio-Vicenza. Più a nord, la fascia delle Giudicarie è delimitata dal sistema di linee Trento-Cles e Mezzolombardo-Taio (Fig. 3), importanti faglie distensive giurassiche orientate circa NNW-SSE e riattivate come faglie traspressive nel Terziario (cf. Avanzini et al., 2013a). Il settore ad oriente di queste è prevalentemente caratterizzato da scollamenti e strutture plicative S-vergenti con asse ad orientazione circa WSW-ENE a SW-NE, tra le quali la Linea della Valsugana costituisce la struttura principale. Si tratta di un *thrust* crostale S-vergente, che superficialmente va a sdoppiarsi in una serie di linee, e che accavalla il basamento ercinico sulle successioni mesozoiche, provocando un raccorciamento stimato tra i 10 e i 20 km (Castellarin et al., 2006a). La sua attivazione come sovrascorrimento è relegata da diversi autori alla fase orogenetica tortoniana-serravalliana (Castellarin & Cantelli, 2000; Caputo et al., 2010), sebbene sia probabile che il sistema si sia impostato su lineamenti strutturali precedenti, in parte risalenti al Permiano (Selli, 1998 e rif. citati). A nord, la struttura separa un territorio comprendente gran parte delle *Dolomiti* ed alcune aree adiacenti affini da un punto di vista stratigrafico-strutturale, caratterizzato da una scarsa deformazione subita dalle coperture mesozoiche. Questo è particolarmente evidente nel settore centro-occidentale, ed è dovuto in parte alla presenza di un esteso corpo vulcanico di età permiana (Piastrone Porfirico Atesino *auct.*), delimitato lateralmente da faglie sin-sedimentarie mesozoiche ad

orientazione N-S (ad esempio la Linea di Passo Rolle; cf. Bosellini & Doglioni, 1986; Doglioni & Carminati, 2008), che ha permesso all'area di comportarsi per lo più come un blocco compatto rispetto alle più sospinte sollecitazioni tettoniche. In Dolomiti occidentali e centrali, i principali scollamenti neoalpini sono costituiti da *thrust* S-vergenti e *backthrust* N-vergenti (prevalentemente ad asse orientato circa WSW-ENE) con piani sub-orizzontali di scollamento disposti generalmente sulle evaporiti permiane sovrastanti le vulcaniti (Fm. a Bellerophon), e rampe impostate nei corpi rigidi carbonatici triassici (es. Linea Marmolada-Antelao, Linee di Funes, Linea del Falzarego). L'assetto strutturale si complica spostandosi verso le Dolomiti orientali, sia per la mancanza del blocco rigido permiano, sia per la maggiore interferenza dei sistemi deformativi legati alle compressive dinariche. Infatti, le strutture associate alla fase orogenetica eocene-oligocenica, ad andamento prevalente NW-SE, sono state successivamente coinvolte nelle deformazioni miocenico-pleistoceniche delle fasi Valsuganese e Adriatica (Doglioni, 1987b; Castellarin et al., 2006a; Caputo et al., 2010), con sforzi compressivi aventi direzione variabile da NW-SE a NNW-SSE (Castellarin & Cantelli, 2000). L'impronta della fase dinarica risulta ancor più evidente nei settori nord-orientali, dove gli scollamenti assumono un'orientazione pressoché NW-SE (Sistema delle Dolomiti di Sesto, Linea di Auronzo, Linea di S. Stefano; Fig. 3), con direzione di trasporto verso sudovest.

I limiti orientali della regione dolomitica sono poi caratterizzati da un ancor più complesso assetto strutturale: tra l'Agordino e Pieve di Cadore, la Linea della Valsugana si sdoppia in un fascio di faglie a carattere generalmente traspressivo S-vergente (***Sistema della Valsugana***: Linea di Cibiana, Linea di F.lla Moschesin, Linea del Duran, Linea di F.lla dell'Omo. VFS in Fig. 3), ma con una storia tettonica complessa contrassegnata da riattivazioni successive e sovrapposizione di più sistemi deformativi (Bosellini & Doglioni, 1986; Doglioni & Carminati, 2008). Il sistema strutturale si raccorda a nordest, nella zona di Giunzione Cadorina (Largaiolli & Semenza, 1966), con l'articolato sistema di linee della Val Bordaglia (Fig. 3). Il settore che si estende da Lorenzago e Domegge di Cadore fino alla Val Bordaglia costituisce una zona di taglio ad oggi ancora di difficile interpretazione, sia per la presenza di scaglie adiacenti ma a carattere stratigrafico essenzialmente differente (cf. Par. 4.10), sia per la comprensione delle stesse cinematiche e retro-deformazioni. Le strutture principali hanno assi ad orientazione circa SW-NE e piani subverticali o ad alto angolo ("Linea della Val Bordaglia N": L. di Val Maden, L. di Salafossa, L. del M. Rinaldo, L. Lastroni-Pierabech; "Linea della Val Bordaglia C": L. del M. Crissin, L. di Cima Mapasso, L. della Piana; "Linea della Val Bordaglia S": L. del M. Piova, L. dell'Acqualena, L. della Val Bordaglia), e vanno a smembrare la copertura paleomesozoica in una serie di piccoli embrici tettonici (***Sistema della Val Bordaglia***; Fig. 3). Spesso, le strutture di dislocamento legate alle fasi orogenetiche alpine (prevalentemente trascorrenti con riattivazioni traspressive) costituiscono in realtà un'ulteriore riattivazione di lineamenti ereditati, talvolta legati alla tettonica estensionale giurassica, talora più antichi e addirittura risalenti alle fasi erciniche (cf. Selli, 1963; Braga et al., 1971a; Carulli et al., 1982; Frascari, 1982; Venturini et al., 2006).

A sud della Linea della Valsugana, le ***Alpi e Prealpi Venete*** riprendono il classico stile deformativo con strutture plicative e scollamenti S-vergenti orientati prevalentemente

WSW-ENE. Questi vanno a deformare in modo cospicuo la copertura meso-cenozoica e costituiscono una propagazione in sequenza di piani di sovrascorrimento sempre più recenti e profondi man mano che ci si sposta verso sud, collegati a rampe di basamento ercinico (Selli, 1998). Tra i più importanti, la Linea di Belluno, congiunta in profondità al piano di taglio della Valsugana, ed il retroscorrimento ad essa associato (Linea della Val Sella), permettono l'impilamento dei termini mesozoici sulla serie cenozoica. Più a sud, una serie di estese fasce di sovrascorrimenti (sistemi di Valdobbiadene e di Bassano) cui sono associati cospicui dislocamenti, va ad interessare anche la successione cenozoica post-messiniana (cf. Castellarin et al., 2006a; Caputo et al., 2010). Le linee Thiene-Bassano, Bassano- Cornuda, del Montello, del Cansiglio, di Maniago e la linea Arba-Ragogna costituiscono il fronte di deformazione (parzialmente sepolto dai sedimenti alluvionali quaternari) più recente e separano il Sudalpino dall'Avampaese Adriatico (Fig. 3).

Ad est della Valle del Piave, le strutture legate alla compressione neogenica evidenziano un aumento nella complessità strutturale, con fronti di scollamento ad orientazione prevalente W-E e rampe laterali NW-SE che si raccordano al Sistema della Valsugana. Nelle *Prealpi Carniche*, i sovrascorrimenti sono impostati per la maggior parte sulle evaporiti carniche e permettono raccorciamenti orizzontali di parecchi chilometri, crescenti progressivamente da ovest verso est (Carulli et al., 1998). Tra questi la Linea Dof-Verzegnis, la Linea Pinedo- Avasinis, e la Linea di Barcis, che sovrappone le serie triassico-giurassiche alla successione cretaceo- eocenica (Fig. 3). Più problematica è l'interpretazione, più a nord, della Linea dell'Alto Tagliamento, apparentemente impostata anch'essa sugli orizzonti plastici carnici, ma il cui significato è stato recentemente rivisto come evidenza superficiale di una struttura traspressiva profonda ad alto angolo, collegata ai settori orientali (Linea Idrija-Ampezzo; cf. Zanferrari et al., 2013). Nelle *Alpi Ampezzane e Tolmezzine* la copertura paleo-mesozoica è deformata e localmente duplicata da una serie di scollamenti S-vergenti (Linee di Sauris) o retro-scorrimenti N-vergenti (Linea della Val Pesarina), ad asse orientato grosso modo WSW-ENE, con strutture plicative sinclinali ed anticlinali associate, che chiudono ad ovest nella Giunzione Cadorina. I lineamenti, generalmente legati alla fase alpina oligo- miocenica, o talora ereditati addirittura da strutture mesozoiche (cf. "Ricoprimento di Sauris" in Pisa, 1972), sono a loro volta smembrati in piccoli transetti da faglie subverticali ad orientazione prevalente NNW-SSE. Le discontinuità strutturali principali si seguono generalmente fino all'area a nord di Tolmezzo, dove il quadro si complica ulteriormente per la presenza del sistema tettonico But- Chiarzò (Braga et al., 1971a; Carulli et al., 1987). Quest'ultimo, costituito oggi da una serie di faglie inverse ad alto angolo ad orientazione NE-SW dislocate da piani subverticali NNW-SSE (cf. Carulli et al., 1987; Venturini, 1990, 2002a), costituisce un elemento strutturale distensivo già nel Triassico Superiore (cf. Carulli et al., 1982; Venturini et al., 2006), probabilmente impostato su una paleo-linea ercinica (Frasconi, 1982). Analogamente, alla tettonica tardo- paleozoica è imputabile anche la strutturazione della Linea Comeglians- Paularo, riattivata come sovrascorrimento dalle fasi compressive nealpine.

L'assetto strutturale del Friuli orientale è ulteriormente complicato dalla forte impronta dei sistemi dinarici: spesso, i piani di scollamento ad essi associati sono stati riattivati solo in misura minore dalle compressioni nealpine, e costituiscono tutt'oggi orizzonti attivi e

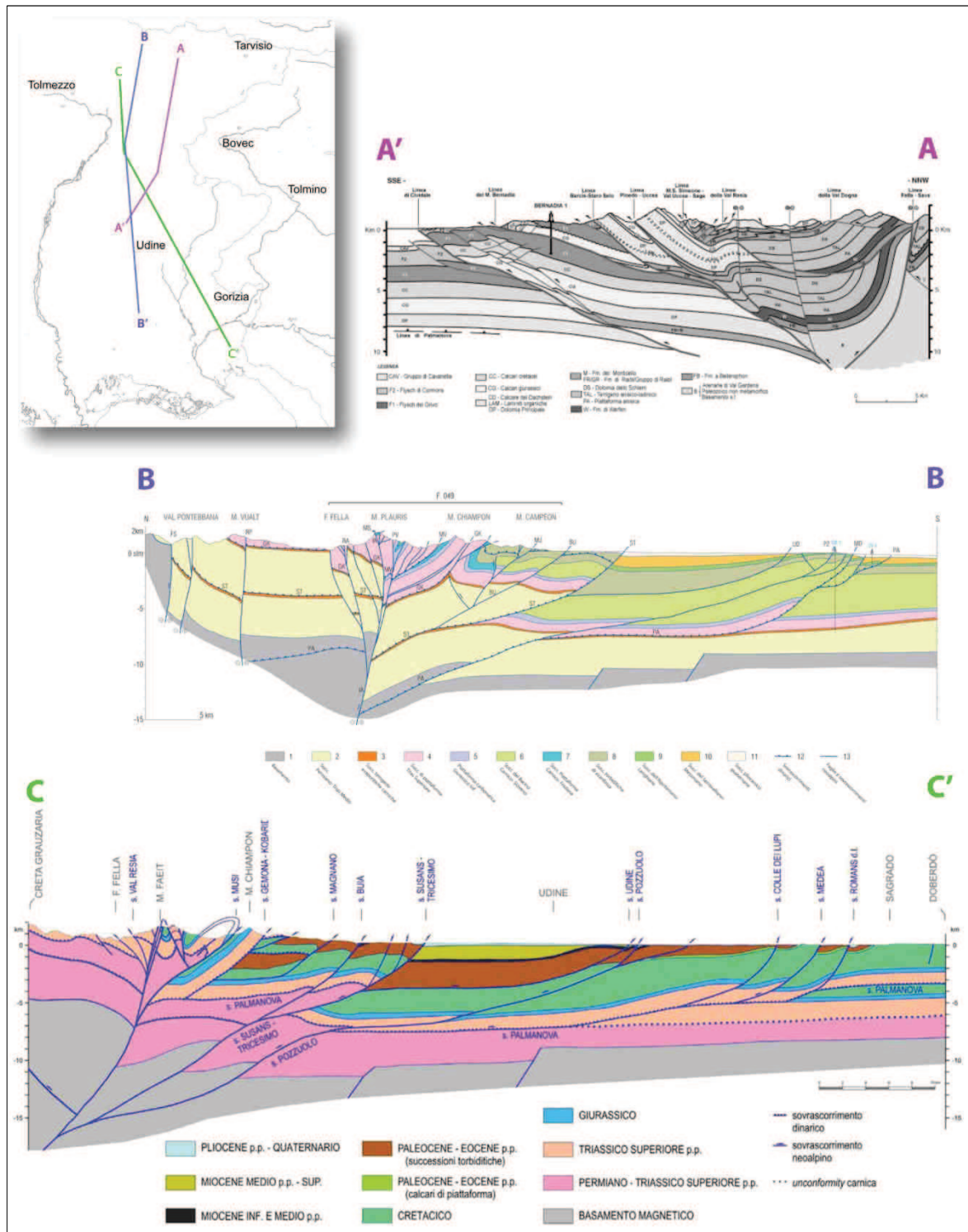


Figura 4 - Interpretazione a livello crostale profondo delle principali strutture tettoniche per l'area del Friuli orientale. A-A' Profilo e sezione da Merlini et al. (2002); B-B' Profilo e sezione da Zanferrari et al. (2013); C-C' Profilo e sezione da Poli et al. (2009). Si noti la differente interpretazione della Linea Gemona-Kobarid (Pinedo Uceca in A'A) e della Linea di Idrija (IA), non presente in AA' ed in CC', ed i notevoli raddoppi della serie permo-mesozoica legati agli scollamenti dinarici.

sismogenetici (cf. Zanferrari et al., 2013). Nelle aree a ridosso della pianura pedemontana, la rassomiglianza delle coperture sedimentarie e la deformazione polifasica subita, rendono assai ardua l'assegnazione delle successioni al dominio del Sudalpino o a quello delle Dinaridi. In senso strutturale, il limite tra le due unità è classicamente posto in corrispondenza della Linea Gemona- Kobarid (nota anche in letteratura come *thrust* Periadriatico). A sud di essa, nelle **Prealpi Giulie** e nell'alta Pianura Friulana, gli scollamenti hanno infatti prevalentemente orientazione NW-SE, con direzione di trasporto verso SW, ed il fronte di deformazione più recente è rappresentato dalle linee di Pozzuolo, Udine e Tricesimo. A nord della Linea Gemona- Kobarid e della sua prosecuzione occidentale (Linea di Trasaghis, *thrust* cieco principale imputato per il sisma del Friuli del maggio '76; Galadini et al., 2005) le strutture presentano invece un allineamento W-E, analogamente a quelle delle Prealpi Carniche. Tuttavia, il ruolo della Linea Gemona- Kobarid è stato recentemente fonte di controversie (Fig. 4): la classica visione di tale struttura come espressione superficiale di un sovrascorrimento a scala crostale S-vergente (Merlini et al., 2002; Galadini et al., 2005; Ponton, 2010) è stata recentemente rivista. Essa sarebbe infatti correlabile ad una serie di scollamenti a piano suborizzontale, interpretati come dinarici, che dislocano la copertura mesozoica nelle Alpi Giulie (Zanferrari et al., 2013). Solo successivamente, a causa dei movimenti traspressivi connessi col sistema di linee trascorrenti che caratterizzano l'area del Carso Isontino (sistema di Idrija), la struttura sarebbe stata segmentata e rialzata nei suoi lembi settentrionali. Il piano subverticale della Linea Idrija- Ampezzo, elemento principale del sistema traspressivo, sarebbe invece l'espressione superficiale di un'importante discontinuità strutturale a scala profonda, in grado di generare una sorta di gradino nel basamento cristallino, con notevole rigetto verticale, responsabile delle anomalie magnetiche rilevabili in superficie (Cati et al., 1989). In questa visione, anche il retroscorrimento impostato in prossimità della Val Resia corrisponderebbe ad un lembo ripiegato del piano S-vergente della Linea Gemona- Kobarid.

Analoghi livelli di scollamento, impostati prevalentemente sugli orizzonti evaporitici carnici (retroscorrimento del Sernio; cf. Par. 4.1, 4.2), si ritrovano più a nord, tanto in Carnia orientale (ad est del Sistema But-Chiarzò) quanto nel settore occidentale delle **Alpi Giulie**. Sebbene manchino chiare informazioni riguardo all'analisi cinematica, tali strutture vengono interpretate in questo lavoro come piani di retroscorrimento connessi alla fase compressiva neoalpina. Alle fasi orogenetiche più recenti sono imputabili anche una serie di faglie subverticali, ad orientazione grosso modo NNW-SSE e NNE-SSW, che vanno a tagliare i retroscorrimenti, così come i lineamenti ad alto angolo diretti circa WNW-ESE (Linee di Dogna, di Ravne e di Tolmino). Questi ultimi sono chiaramente connessi al regime traspressivo legato alla spinta da sud del blocco istriano (post-Pleistocene; cf. Placer et al., 2010) e possono, localmente, ereditare o riattivare piani dinarici o addirittura ercinici (cf. Merlini et al., 2002).

Spostandosi verso i settori centro- orientali della Alpi Giulie, diventano via via preponderanti i piani di faglia ad alto angolo ad orientazione NE-SW (es. Linea della Vrata). Tali strutture, a carattere sia trastensivo che traspressivo (cf. Doglioni, 1988), collegano il fronte meridionale delle Alpi Giulie alla zona di trascorrenza destra della Sava,

andando a dislocare precedenti faglie inverse e piani di scollamento legati a compressioni NNW-SSE (fase tortoniana-serravalliana), come il sovrascorrimento di vetta del M. Triglav e la Linea della Val Coritena. In particolare, quest'ultima è interpretabile come rampa frontale di un retroscorrimento di origine alpina, che va a tagliare ed in parte riattivare precedenti strutture dinariche (cf. Linea Val Resia- Koritnica in Ponton et al., 2000a, retroscorrimento basale del Mangart in Assereto et al., 1968) e separa settori adiacenti ma con un'evoluzione stratigrafica parzialmente differente (cf. Par. 4.8, 4.9). In Alpi Giulie sudorientali ritorna invece preponderante lo stile deformativo trascorrente destro connesso alla fase miocenico-pliocenica (Bressan et al., 1998), con lineamenti orientati in senso WNW-ESE (linee di Ravne e di Tolmino; Fig. 3) e considerati responsabili di sismicità recente (terremoto di Bovec del 1998; cf. Bajc et al., 2001). Gli stessi vanno poi a dislocare le strutture principali meridionali, quali il sovrascorrimento alpino S-vergente delle Alpi Giulie ed il *Thrust* Periadriatico. Entrambi sono caratterizzati da importanti raccorciamenti associati (soprattutto orizzontali), ma mentre il primo accavalla le successioni mesozoiche settentrionali sulla serie del Bacino Sloveno, il secondo separa il dominio del Sudalpino dalle Dinaridi Esterne (Fig. 5). I limiti settentrionali delle Alpi Giulie sono invece rappresentati dalla Linea Fella- Sava, un importante lineamento strutturale (o localmente un fascio di linee) disposto circa W-E e con piano sub-verticale, che va ad interessare in profondità il basamento. Nonostante la struttura evidenzi un'odierna trascorrenza destra, essa ha subito diverse riattivazioni, attraversando regimi da compressivi a distensivi (Venturini, 1990; Merlini et al., 2002). Mentre il raccordo occidentale con la linea Comeglians- Paularo è solo ipotizzabile e non chiaramente indicato dai dati di superficie, ad est il lineamento trova la sua naturale prosecuzione nella Linea della Sava, nel complesso quadro deformativo delle Karawanken orientali e delle Alpi di Kamnik-Savinja (cf. Vrabc et al., 2006). Altrettanto complicato risulta essere l'assetto strutturale della regione a nord della Fella-Sava. In particolare, se in **Alpi Carniche orientali** le strutture compressive erciniche (ad orientazione generalmente variabile da W-E ad WNW-ESE) che interessavano la copertura sedimentaria paleozoica (cf. Catena Paleocarnica *auct.*) sono state parzialmente riattivate o dislocate durante le fasi orogenetiche eo- mioceniche (Selli, 1963; Venturini, 1990), via via che ci si sposta verso i settori orientali sono riscontrabili anche le strutture (sistemi ad asse compressivo NE-SW; cf. Jadoul and Nicora, 1986) legate alle fasi tardive neoalpine (plio-pleistoceniche), connesse in parte con il regime di trascorrenza del Lineamento Periadriatico. Ciò è ancor più evidente nelle **Karawanken meridionali**, sottoposte a molteplici fasi di stress traspressivo/trastensivo destro dal Miocene Inferiore (Fodor et al., 1998; Poltnig et al., 2010), dove faglie ad alto angolo e strutture associate plicative hanno dislocato e deformato l'area in falde allungate in senso WSW-ENE (Budković, 1999; Fodor et al., 1998), sviluppando anche localmente vere e proprie strutture a fiore (Mioc, 1997). Gli stessi lineamenti sono poi interessati da numerose faglie minori ad alto angolo, orientate sia NW-SE che NE-SW (Fig. 3) che collegano le strutture principali trascorrenti (Linea della Gailtal e Linea della Sava). In particolare, nel settore occidentale si distinguono le scaglie tettoniche Mittagskogel, Hahnkogel, Košuta, Jezersko e Trzic (Krystyn et al., 1994; Lein et al., 1995).

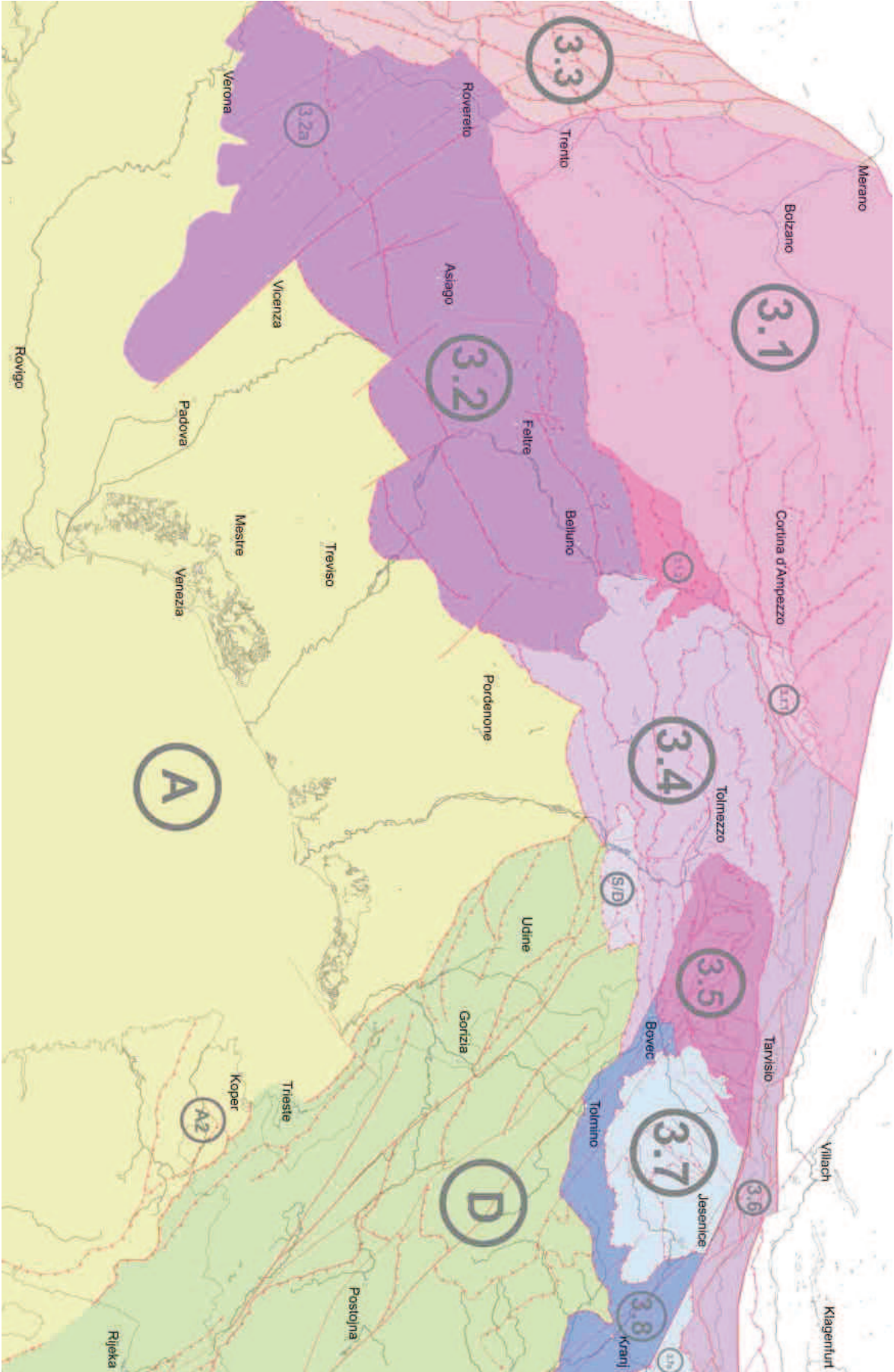
3 Stratigrafia

La stratigrafia triassica del Sudalpino è caratterizzata sia da caratteri comuni riconoscibili in buona parte della regione, che da un'estrema variabilità laterale da zona a zona, a seconda del periodo di tempo considerato. Ciò è principalmente legato all'evoluzione non costante della fase di *rifting* continentale che coinvolge le aree a ridosso della Tetide occidentale già dal Permiano (Bertotti et al., 1993; Doglioni, 1992; Gaetani, 2010; Gianolla et al., 1998a; Winterer and Bosellini, 1981). Si alternano quindi periodi di relativa stabilità strutturale a fasi caratterizzate da una rilevante tettonica sinsedimentaria, frequentemente a carattere estensionale e connessa con il più ampio contesto trastensivo. A ciò va aggiunta la variabilità dovuta allo sviluppo dei diversi sistemi deposizionali legati al contesto paleogeografico locale, nonché la loro interazione con i fattori paleoclimatici a scala tetidea. Ne risulta, in particolare per il Triassico Medio- Superiore, un articolato quadro stratigrafico, che verrà ulteriormente complicato dagli effetti della tettonica estensionale giurassica prima, e dalle fasi compressive dell'orogenesi Alpina poi.

Data l'impossibilità di raggruppare tutte le unità litostratigrafiche del Triassico Superiore in un unico quadro di sintesi generale per il Sudalpino, si è deciso di suddividere la regione identificando una serie di settori contraddistinti da caratteristiche simili e con un'evoluzione stratigrafica comune. La ripartizione, illustrata in Fig. 5, tiene conto anche della configurazione strutturale attuale (Cap. 2) e del ruolo dei principali lineamenti nella frammentazione e nel dislocamento dei rapporti paleogeografici originali. Le aree sono state denominate secondo criteri esposti nel capitolo precedente, che non rispecchiano necessariamente caratteristiche e delimitazioni geografiche.

Figura 5 (pagina seguente) – Ripartizione del Sudalpino utilizzata per la descrizione della stratigrafia del Triassico Superiore.

3.1 = Dolomiti, Val Isarco e media-alta Val d'Adige; 3.1.1 = Facia della Val Bortaglia; 3.1.2 = Dolomiti bellunesi e Cadore meridionale; 3.2 = Alpi e Prealpi Venete,; 3.2a = M. Lessini e bassa Val d'Adige; 3.3 = Fascia delle Giudicarie; 3.4 = Alpi Ampezzane e Tolmezzine, Prealpi Carniche e Giulie; 3.5 = Alpi Giulie occidentali; 3.6 = Karawanken Meridionali; 3.7 = Alpi Giulie orientali; 3.7°= Alpi di Kamnik e Savinja; 3.8 = Bacino Sloveno; D = Dinaridi esterne; S/D = area d'intersezione a caratteri misti tra Sudalpino e Dinaridi; A= Avampaese Adriatico; A2= Avampaese, settore Istriano.



Oltre che dalla tettonica, i rapporti e le correlazioni tra le varie unità litostratigrafiche sono spesso complicate dalla diacronia delle superfici limite, dalla frequente impossibilità di seguire orizzonti continui per decine di km, dalla carenza di informazioni biostratigrafiche di alcuni intervalli.

Data la sostanziale mancanza di datazioni assolute nelle unità sedimentarie del Triassico Superiore (Furin, 2007; Mundil et al., 2010; Gradstein et al., 2012), la biostratigrafia assume un ruolo determinante per la corretta correlazione delle diverse unità litostratigrafiche all'interno dei singoli assetti stratigrafici, ed in un più ampio contesto regionale. Per tarare le successioni carnico-retiche, a seconda del contesto e dell'occorrenza, sono state considerate biozonazioni basate su molteplici gruppi. Le ammoniti costituiscono sicuramente il gruppo di gran lunga più importante, grazie alla grande risoluzione temporale, tant'è che tutti i sottopiani del Triassico sono definiti in base ai bioeventi ad ammonoidi (cf. Krystyn, 1978; Mietto & Manfrin, 1995; Balini et al., 2010). Tuttavia, in particolare per alcuni piani come il Carnico, sussistono ancora una serie di problematiche relative alla biozonazione della regione circum-tetidea (cf. Balini et al., 2010). Un altro gruppo importante nella biostratigrafia triassica è quello dei conodonti; spesso, la maggiore abbondanza relativamente alle ammoniti li rende altrettanto essenziali per la definizione di diversi piani (cf. Krystyn et al., 2007b; Mazza et al., 2012; Orchard, 2010). Ne consegue che l'integrazione delle scale biostratigrafiche relative ai due gruppi permette di ottenere un *framework* ottimale sul quale basarsi nell'indagine bio-cronostratigrafica delle successioni triassiche (cf. Kozur, 2003; Krystyn, 2008).

Uno strumento alternativo, quando i dati su ammoniti e conodonti non siano reperibili, vuoi per cattiva preservazione degli esemplari, vuoi per un'estrema diluizione nella successione sedimentaria o per la presenza di serie continentali, è costituito dalle associazioni palinologiche. Sebbene il potere di risoluzione temporale sia inferiore ed i palinomorfi possano essere soggetti ad influenze legate al contesto paleoambientale e paleogeografico, sono state proposte recenti biozonazioni relative al piano Carnico e Retico (cf. Cirilli, 2010; Roghi et al., 2010) con intervalli zonalii piuttosto ristretti, che possono fornire informazioni supplementari all'analisi biostratigrafica.

Altri gruppi come foraminiferi bentonici, bivalvi, brachiopodi, radiolari ed alghe calcaree sono caratterizzati da minor distribuzione areale od abbondanza nelle successioni analizzate, benché siano presenti intervalli in cui possono costituire un valido elemento integrante per l'analisi biostratigrafica della serie carnico-norica (cf. Ruvineti, 2004; Gale et al., 2012).

Figura 6 (pagina segunete) – Zonazioni ad ammonoidi, conodonti e palinomorfi per il Triassico Superiore. Sono riportate anche le FO e LO per spore e pollini, ed altri bioeventi significativi. Le datazioni assolute dei piani sono relative alla Geologic Time Scale (GTS) 2013 (cf. Cohen et al., 2013). Da Kozur (2003), Krystyn et al. (2007b), Krystyn (2008), Balini et al. (2010), Kürschner & Herngreen (2010), Orchard (2010), Roghi et al. (2010), modificato.

MY GDS 5B16	Stage/Substage	Tethyan Ammonoid Zones <small>(after Koenig 2003a, Koenig et al. 2007, Koenig 2008)</small>	Tethyan Conodont Zones/Subzones <small>(after Koenig 2003b, Koenig et al. 2007, Koenig 2008)</small>	Tethyan Spores and Pollen <small>(after Gutschalk & Maderwald 2009, Koenig 2010, Koenig et al. 2011)</small>	Other bioevents <small>(after Koenig 2007)</small>
201,3	RHAETIAN	"Choristoceras" marshi "Choristoceras" haueri paracochloceras suessi	Miskella ultima M. koessenensis Miskella posthersteini M. hersteini M. posthersteini	<small>(after Gutschalk 2008)</small> Rhaetipollis tuberculatus Ovalipollis pseudoalatus Granuloperclatipollis rudis <small>(after Koenig 2007)</small> Limbosporites lundbladi Cingulizonatus rhaeticus Enzonalosporites vigens Valliasporites ignaci Palinasporites densus	Rhaetipollis germanicus
209,5	Sevatan	Metastibirites spinescens Sagenites quinquepunctatus Halorites macer	Miskella hersteini - P. andrusovi Mockina bidentata Mockina postera	Rhaetipollis germanicus Quadraculina anelliformis	/? Manduca albivitta /? ?/Inula multicaulis ? ?/Rhaetia conferta
214	Alaunian	Mesohimavrites columbianus	Mockina postera		
217,4	NORIAN	Cyrtopleurites bicrenatus Juvavites magnus Malayites pauckeii Guembelites jandianus	Epigondolella spiculata Mockina medionorica Epigondolella triangularis Norigondolella hallstattenensis Epigondolella quadrata E. orchardi - N. navicula - M. primitius	<small>(after Gutschalk 2008)</small> Perinopollenites elatoides Microperclatipollis fuscus Heliosporites reissingeri Granuloperclatipollis rudis Geopollis zwolinskiae Chasmatosporites sp. Dupliatosporites granularis Carnerosporites secialis Triaidspora verrucata Infemopollenites sp. Rhaetipollis tuberculatus Aulisporites astigmus Paritisporites novirundanus Lagenella martini Praetirculina granifer Staurasacites quadrifidus Infemopollenites sp. Kuglerina meieri Echinatosporites iliacooides, Angustisulcites klausii Heliosacces dimorphus	Granuloperclatipollis rudis
227-228	Lacian	Anatropites spinosus	Carnepigondolella pseudodiebeli		
233,5	Tuvalian	Tropites subbullatus	Carnepigondolella zoae		
		Tropites dilleri	Paragondolella carpathica		Lagenella martini Aulisporites astigmus
		Austrorathyceras austriacum Trachyceras aonoides Trachyceras aon Daxatina canadensis	P. polygnathiformis - P. postinclinata P. polygnathiformis Gladigondolella tethydis P. polygnathiformis Budurovignathus diebeli		Concentricisporites bianulatus
UPPER TRIASSIC					
	CARNIAN				

Nel caso in cui le successioni siano povere od assenti in informazioni biostratigrafiche utili alle datazioni relative, l'analisi stratigrafico- sequenziale diventa uno strumento sostitutivo per la correlazione dei distinti settori analizzati. Il riconoscimento dei *trend* e l'identificazione delle principali superfici stratigrafico- sequenziali può permettere di suddividere le serie sedimentarie in sequenze deposizionali di diverso ordine e gerarchia, e collocarle all'interno di un più ampio quadro stratigrafico- sequenziale il Sudalpino (cf. Cap. 5; Gaetani et al., 1998; Gianolla et al., 1998a; Stefani et al., 2010).

Figura 7 – Sequenze deposizionali per il Sudalpino occidentale (sinistra; da Gaetani et al. (1998), modificato) e centro-orientale (al centro; da Stefani et al. (2010), modificato), correlate alle sottozone ad ammonoidi nel Carnico.

After Gaetani et al., 1998	After Stefani et al., 2010	Ammonoid subzones <small>after Mureto & Marchini (1995); Koyuncu (1998)</small>	Stages and substages
C4	Car3	<i>Jandianus</i>	Norico
		<i>Spinusus</i>	Carnico Sup. (Tuvalico)
<i>Subbullatus</i>			
C3	Car2	<i>Dilleri</i>	Carnico Inf. (Julico)
C2		Car1	
	<i>Aonoides</i>		
C1	La2	<i>Aon</i>	
		<i>Daxatina</i>	Ladinico

3.1. Dolomiti

Il Carnico basale delle Dolomiti è rappresentato in parte della regione dai depositi bacinali della **Formazione di San Cassiano** (Keim & Neri, 2005b), che ricoprono in continuità e con limite transizionale la Formazione di Wengen. In particolare, presso Prati di Stuores/Stuores Weisen è stato posizionato il GSSP per il limite Ladinico- Carnico (Broglia Loriga et al., 1999; Mietto et al., 2008; Mietto et al., 2012), nella parte basale della suddetta unità litostratigrafica. Essa è caratterizzata da alternanze di litotipi calcarei (breccie carbonatiche, calcareniti oolitiche e bioclastiche, micriti) e terrigeni (arenarie vulcanoclastiche e silicoclastiche fini, areniti ibride, marne e peliti) con caratteri tipici di trasporto torbido, organizzate nella parte medio- alta in sequenze *thickening* e *coarsening upward* (TU/CU) e con prevalenza verso l'alto della componente carbonatica (cf. Masetti et al., 1991). Fatta eccezione per l'area delle Dolomiti orientali, dove la componente terrigena rimane importante (Picotti & Prosser, 1987), il *trend*, contrassegnato spesso anche da fenomeni di *slumping* e sciami di olistoliti, culmina con il passaggio a facies di base scarpata delle piattaforme Cassiane (Mojsisovics, 1878).

Grazie al ricco contenuto fossilifero (Fürsich & Wendt, 1977; Wendt and Fürsich; 1980; Broglia Loriga et al., 1999), la Fm. di S. Cassiano è stata datata all'intervallo Longobardico- Julico coperto dalle biozone ad ammonoidi Regoledanus (parte alta), Daxatina, Aon, Aonoides ed in parte Austriacum (Urlichs, 1974; Bizzarrini & Braga, 1987; Bizzarrini et al., 1986; Bizzarrini et al., 1989; Mietto et al., 2008).

Frequentemente, le eteropie laterali con le piattaforme Cassiane evidenziano come queste possano essere organizzate in due fasi di crescita, con un livello intermedio dove i sedimenti bacinali poggiano in *onlap* sulle facies di scarpata, per essere poi nuovamente sormontati da clinoforni a basso angolo (~ 30°) rapidamente progradanti. Sebbene le facies di piattaforma interna della **Dolomia Cassiana** siano state quasi completamente obliterate dalla dolomitizzazione (Keim and Neri, 2005a), l'analisi delle torbiditi oolitico-bioclastiche e degli olistoliti preservati dalla diagenesi precoce ha evidenziato nelle aree di margine o di scarpata superiore una *carbonate factory* caratterizzata da *boundstone* microbialitici, particolarmente ricchi in cementi marini precoci, (Russo et al., 1997; Keim & Schlager, 1999; Keim et al., 2001). Oltre alle aree biocostruite dominate dalle automicriti, la fascia di margine può essere caratterizzata da *shoals* oolitici. Le facies di piattaforma interna sono invece organizzate in cicli peritidali, con i livelli subtidali micritici ricchi in gasteropodi, bivalvi ed anche coralli coloniali come bioclasti o in posizione di vita, e gli intervalli inter-sopratidali dominati da *tepee*, pisoliti, tappeti stromatolitici, e con frequenti evidenze di esposizione subaerea (Fois and Gaetani, 1982; Bosellini, 1984; Masetti et al., 1991; Neri et al., 2007b).

Il settore delle Dolomiti occidentali e della Val d'Adige si distingue invece dal resto della regione per via della lacuna di sedimentazione che interessa buona parte del Carnico (Gianolla et al., 1998a), dovuta sostanzialmente alla configurazione di alto strutturale (cf. Doglioni & Carminati, 2008).

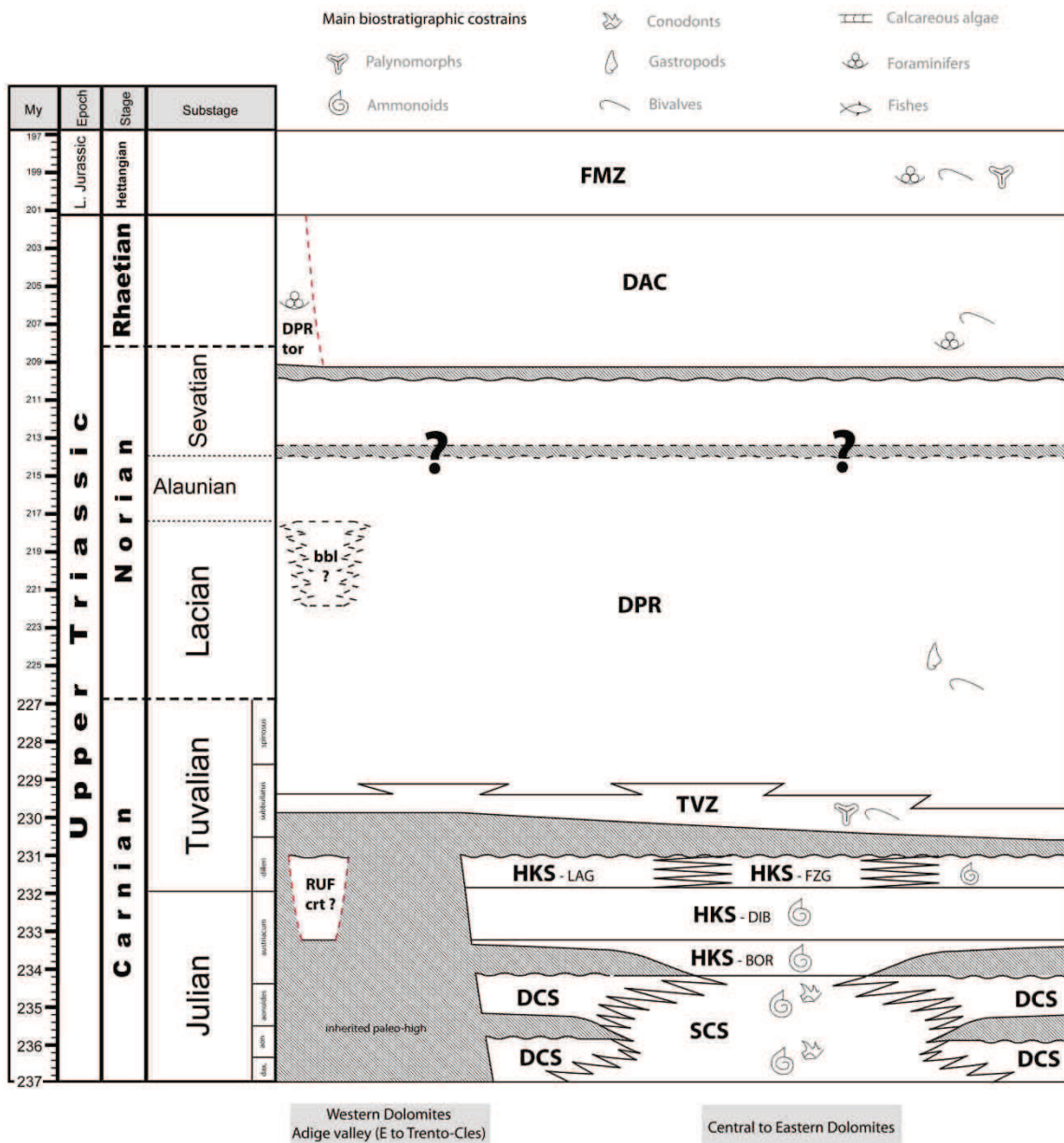


Figura 8 - Schema cronostatigrafico semplificato per l'area delle Dolomiti e per la media Val d'Adige. Le linee tratteggiate rosse si riferiscono a repentine variazioni nello spessore delle unità, legate verosimilmente ad una tettonica sindeposizionale. L'area grigia bordata da tratteggio nero con punti interrogativi è riferita ad un possibile hiatus di sedimentazione, di cui però non si hanno che sporadiche tracce non chiaramente collocabili all'interno di un quadro temporale. Sigle: crt= successioe di Cortaccia; DAC= Calcare del Dachstein; DCS= Dolomia Cassiana; DPR= Dolomia Principale (s.s.); bbl= DPR, facies a calcari bituminosi; DPRtor= Dolomia di Torra; FMZ= Fm. del M. Zugna; HKS-BOR= Fm. di Heiligkreuz, Mb. di Borca; HKS-DIB= Fm. di Heiligkreuz, Mb. del Dibona; HKS-FZG= Fm. di Heiligkreuz, Arenarie del Falzarego; HKS-LAG= Fm. di Heiligkreuz, Mb. del Lagazuoi; RUF= Conglomerato di Ruffrè; SCS= Fm. di S. Cassiano; TVZ= Fm. di Travenanzes. Sono indicate anche le sottozone ad ammoniti per il Carnico (a sinistra) ed i principali indicatori biostratigrafici utilizzati per le datazioni relative. Età assolute da GTS 2013 (Cohen et al., 2013).

Lo Julico superiore è contrassegnato dalla scomparsa di corpi carbonatici con geometrie ad alto rilievo a vantaggio di corpi sedimentari a bassa inclinazione, con vere e proprie geometrie di rampa. Nelle aree a paleo-profondità più elevata, la **Formazione di Heiligkreuz** (Mb. di Borca in Neri et al., 2007b) poggia con contatto netto sulla Fm. di S. Cassiano (Fig. 9), ed è contraddistinta dalla comparsa di un livello di marne e calcari scuri bituminosi (Keim et al., 2006) seguito da dolomie arenacee, areniti ibride e calcari dolomitizzati alternati a frequenti interstrati pelitici. Ai litotipi terrigeni grossolani ed alle calcareniti, sovente contraddistinti da strutture tidali e di alta energia (stratificazione incrociata, laminazione piano parallela, *flaser to wavy lenticular bedding*; cf. Gattolin et al., 2013) e contenenti abbondanti resti di piante, possono trovarsi intercalati *patch-reef* con spugne, stromatoporidi e coralli coloniali (Russo et al., 1991). Verso l'alto, la successione passa a dolomie chiare stratificate, organizzate in cicli peritidali capeggiati da stromatoliti, orizzonti di marne verdastre/grigiastre e paleosuoli, a testimoniare il progressivo riempimento degli spazi d'accomodamento e l'impostazione di ambienti di acqua bassa. Nelle preesistenti aree di piattaforma, l'intervallo equivalente al Mb. di Borca può essere individuato in piccoli cicli peritidali difficili da discernere da quelli sottostanti delle piattaforme Cassiane se non per la presenza di cavità paleocarsiche e paleosuoli (cf. Pisa et al., 1980; Casati et al., 1982; Keim et al., 2001; Preto, 2001; Preto and Hinnov, 2003).

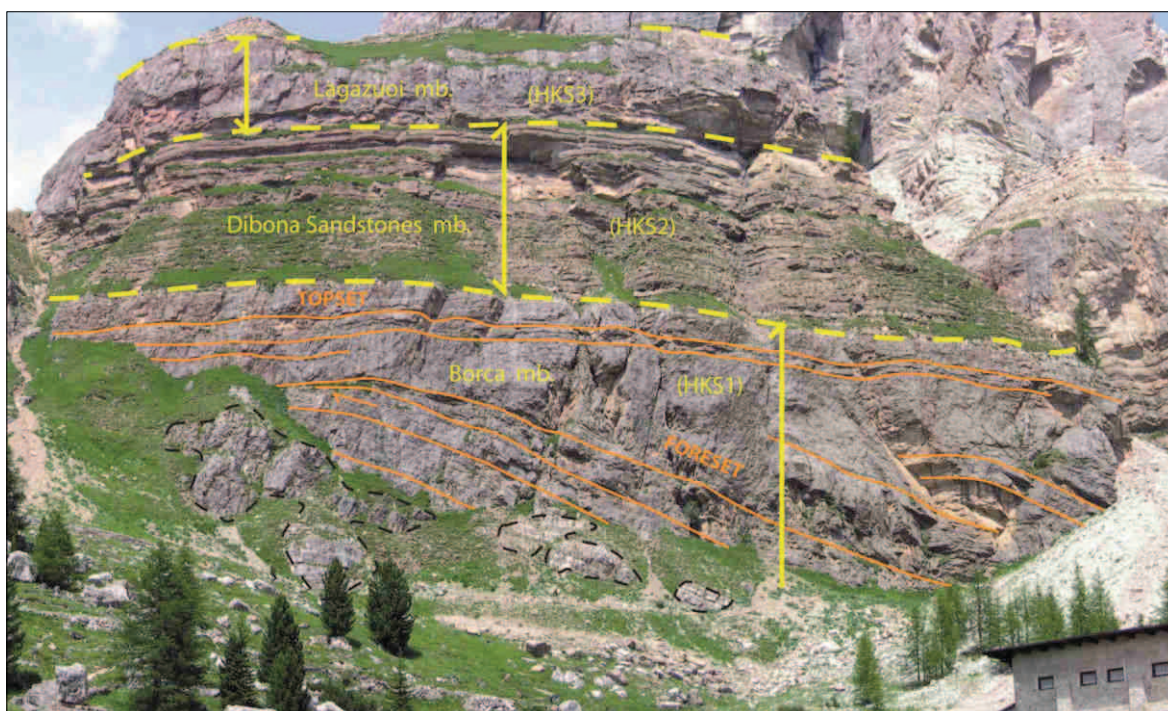
La parte sommitale della zona ad Austriacum (Julico Superiore) è caratterizzata in gran parte delle Dolomiti dai depositi trasgressivi di rampa carbonatica del Mb. del **Dibona** (Fm. di Heiligkreuz): arenarie scure a laminazione incrociata e conglomerati poligenici, peliti scure ed intercalazioni calcaree che si fanno più frequenti nei settori settentrionali ed orientali, organizzate secondo un *trend deepening upward* (DU) evidenziato dalla diminuzione del contenuto terrigeno verso l'alto e dalla presenza di depositi emipelagici. Questi ultimi sono particolarmente evidenti nel settore orientale (M. Cristallo), dove affiora una peculiare facies a calcari nodulari selciferi con radiolari e nautiloidi (Preto, 2001). Oltre ad un ampio contenuto fossilifero bentonico tipico di ambienti marini marginali, l'intervallo è noto per la sporadica presenza di lenti di carbone, la comune occorrenza di resti di piante e gocce d'ambra (Gianolla et al., 1998b; Roghi et al., 2006). Il ritrovamento di faune ad ammonoidi appartenenti alla zona a Dilleri (Gianolla et al., 1998a; De Zanche et al., 2000), permette di collocare il limite Julico/Tuvalico nella parte alta del membro.

Il membro sommitale della Fm. di Heiligkreuz (Mb. del **Lagazuoi**; (Neri et al., 2007b) è caratterizzato in Dolomiti centrali da estese fasce di depositi di *shoals* oolitici interrotte da depositi di alta energia associabili a riempimenti di canali tidali (Breda et al., 2009): calcareniti ibride, prevalentemente oolitico-bioclastiche, dolomie arenacee ed arenarie a cemento carbonatico variano lateralmente ad arenarie grigio-rossastre a stratificazione ad *herringbone* (Arenarie del Falzarego). Nei settori più orientali i depositi oolitico-bioclastici passano a litotipi a granulometria più fine, mentre in Dolomiti nord-orientali il Mb. del Lagazuoi è correlabile a cicli di dolomie peloidali, breccioline intraclastiche e strutture micro-carsiche (Preto, 2001; Preto & Hinnov, 2003) indicanti ambienti peritidali

soggetti a frequenti emersioni. Un intervallo simile chiude l'unità sul Gruppo del Sella (Fm. del Pordoi in Brandner et al., 2006).

I settori occidentali e l'area a nord di Trento continuano invece a rappresentare una zona a basso tasso di subsidenza anche nello Julico superiore, per cui spostandosi in tale direzione (M. Sciliar) la Fm. di Heiligkreuz affiora con spessori esigui e facies peculiari (calcareniti scure, talvolta livelli fini di marne scure carboniose e paleosuoli; Andretta, 2005; Brandner et al., 2007), fino a mancare completamente. In destra Val d'Adige si registra una lacuna di sedimentazione per l'intero Carnico Inferiore, e la successione tuvalica poggia con *unconformity* sui corpi di piattaforma medio-triasici. Solo localmente (Cortaccia) è presente una successione terrigeno carbonatica di mare basso (intra-bacino) attribuibile al Carnico Inferiore-medio in base ai rapporti stratigrafici (Battocletti, 2013). Si tratta di fitte alternanze di dolomie scure microbialitiche, ricchissime in sostanza organica, con interstrati argillosi, chiuse a tetto da un intervallo a sottili livelli di dolomie, argille grigie e giallastre e lenti centimetriche di argille violacee (paleosuoli). Superiormente, le dolomie stromatolitiche bituminose sono sormontate da un intervallo di *black shales* e poi da alternanze di calcari scuri dolomitizzati a laminazione stromatolitica, ricchi in resti di piante, oncoidi, bioclasti, e di interstrati argillosi grigiastri, dolomie stromatolitiche ricche in sostanza organica, e calcisiltiti contenenti abbondanti frustoli carboniosi. Analogamente, a nord della Medola, il **Conglomerato di Ruffré** (Avanzini et al., 2007) rappresenta una successione di piana continentale poggiate con contatto erosivo sui litotipi carbonatici o vulcanici del Triassico Medio. Generalmente la serie è caratterizzata da lenti di conglomerati a clasti prevalentemente calcarei delimitati lateralmente ed a tetto da livelli

Figura 9 - La Fm. di Heiligkreuz nei pressi del Rifugio Dibona (Gruppo delle Tofane). Sono distinguibili i tre membri principali (Borca, Dibona e Lagazuoi) separati dalle linee tratteggiate gialle. Le linee arancioni evidenziano la graduale chiusura dello spazio d'accomodamento e l'appiattimento della paleotopografia.



pelitici rossastri, cui seguono talvolta *grainstone* oolitico- bioclastici a stratificazione incrociata (Avanzini et al., 2013b).

In tutto il settore analizzato, una concreta evidenza della ripresa della sedimentazione si ha con la **Formazione di Travenanzes**. In Dolomiti essa poggia con limite netto e spesso erosivo sui paleosuoli e sulle forme paleocarsiche presenti a tetto della Fm. di Heiligkreuz. L'unità, la cui base è ascrivibile al passaggio tra le biozone a Dilleri e Subbullatus in base alle correlazioni stratigrafiche ed alle datazioni palinologiche (Gennaro, 2007; Neri et al., 2007b), è caratterizzata da depositi differenziati generalmente in senso S-N, inquadrabili in un sistema costiero che raccorda aree di pianura alluvionale a sud, ad aree lagunari a bassa profondità a nordest (Breda & Preto, 2011). La successione è organizzata secondo un chiaro *trend* trasgressivo che porta i sedimenti lagunari e di piattaforma interna a prevalere verso l'alto.

Ai litotipi grossolani presenti nel settore a sud della Linea del Duran (cf. Par. 3.1.2), corrisponde in Dolomiti centrali una serie di piana alluvionale costiera arida, orientata secondo una fascia disposta circa WNW-ESE (cf. Cap. 5), costituita da ridotti spessori di conglomerati a grana fine ed arenarie grossolane (riempimento di canali effimeri) intercalati ad arenarie, siltiti e frequenti *mudstone* rossastri con strutture da essiccamento (Breda & Preto, 2008, 2011). Più a nord, sono presenti corpi tabulari di arenarie associabili a *frontal splay*, intercalati a prevalenti *mudstone* multicolori (Fig. 10) e talvolta paleosuoli aridi, cui si alternano ancora depositi evaporitici (Keim et al., 2006; Breda & Preto, 2011). Le stesse litologie terrigene fini si ritrovano anche in affioramenti di modesto spessore in Dolomiti occidentali (es. Gruppo del Cir, M. Sciliar), dove l'unità può chiudersi lateralmente fino ad essere completamente assente. Le anidriti laminate od in noduli sono distribuite irregolarmente e delimitate da intervalli fangosi scuri, cui si sovrappongono talora livelli carbonatici ricchi in bivalvi e gasteropodi, nonché livelli stromatolitici. Gli affioramenti più settentrionali dell'area dolomitica (Braies, Tre Cime di Lavaredo), evidenziano la transizione ad ambienti di piana tidale e laguna poco profonda, documentati da alternanze di cicli loferitici di dolomie afanitiche, dolomie marnose laminate ed argilliti multicolori, con locali evidenze di emersione e subordinate dolomie stromatolitiche (Preto & Hinnov, 2003; Breda & Preto, 2011).

All'estremo occidentale, in destra Val d'Adige, la Fm. di Travenanzes presenta invece una maggiore variabilità laterale, per cui la presenza di piane tidali ed ambienti lagunari a bassa profondità, testimoniata da alternanze di dolomie biancastre e peliti grigio-verdi passanti superiormente a dolomie siltose stromatolitiche ed intercalazioni di marne multicolori, possono variare repentinamente a livelli di dolomie e doloareniti intraclastiche, con talvolta in evidenza laminazioni parallele ed incrociate (Avanzini et al., 2013a), dolomie micritiche ricche in sostanza organica (Battocletti, 2013), o depositi prevalentemente siltitici rossastri laminati (Avanzini et al., 2013a). Una configurazione articolata, con ambienti lagunari prossimi a terre emerse in erosione (settore a nord di Cortaccia; cf. Gennaro, 2007; Avanzini et al., 2013a) è suggerita anche dal ritrovamento di diverse piste ed impronte di arcosauri e dinosauriformi (Bernardi et al., 2010; Bernardi et al., 2013).



Figura 10 - Parte alta della Fm. di Travenanzes presso la Cengia Martini (Gruppo delle Tofane). Si noti la transizione dall'intervallo a prevalenti peliti rossastre alla successione prevalentemente carbonatica.

Il tetto dell'unità è caratterizzato dal prevalere delle litologie più fini e dei depositi marini-lagunari, fino ad arrivare a cicli prevalentemente carbonatici che passano superiormente alla **Dolomia Principale**. La transizione, datata al Tuvalico superiore (Gennaro, 2007; Neri et al., 2007b), avviene dunque in maniera graduale per graduale perdita della componente terrigena e con eteropie laterali. Tuttavia, anche a causa dei diversi tassi di subsidenza che contraddistinguono le diverse zone della regione nel Carnico, l'unità dolomitica può poggiare direttamente su formazioni del Carnico Inferiore o su corpi di piattaforma medio-triassici (cf. Avanzini et al., 2007). La formazione della Dolomia Principale è presente su larga scala con potenze variabili da poche centinaia di metri ad oltre 1000 m, ed è suddivisibile sulla base delle litofacies prevalenti in almeno due porzioni, localmente tre (Bosellini & Hardie, 1985). La parte inferiore, che costituisce gran parte dello spessore totale, è caratterizzata prevalentemente da cicli peritidali *shallowing upward* di dolomie chiare con alla base livelli bioturbati, frequentemente ricchi in bivalvi (*Neomegalodon* sp.) e gasteropodi (*Worthenia* sp.), passanti verso l'alto a facies stromatolitiche, strutture diagenetiche e da esposizione subaerea (*tepee* e *mudcrack*) (Bosellini, 1967; Bosellini & Hardie, 1985), cui si possono trovare associate impronte e piste di tetrapodi (Mietto, 1985). Solo in destra Val d'Adige, la litozona subtidale può differenziarsi per l'inclusione di intercalazioni pelitiche o per la presenza di facies oolitiche a stratificazione *flaser*-, mentre alle facies sopratidali possono essere intercalati livelletti dolo-argillosi con ossidi di ferro (Avanzini et al., 2013a).

La porzione superiore, quando distinguibile (Dolomiti centro- orientali; cf. Siorpaes, 1990) è contraddistinta da alternanze di potenti banchi prevalentemente subtidali, mal stratificati, e letti di breccie a pisoliti vadose, livelli a *tepee* (Bosellini & Hardie, 1985). Localmente la dolomitizzazione può anche mancare e possono essere presenti calcari neri subtidali passanti a facies intertidali con *fenestrae* e stromatoliti scure, e strutture carsiche a tetto (Avanzini et al., 2007).

In alcune aree è presente anche una terza parte superiore caratterizzata da cicli peritidali del tutto simili a quelli della porzione basale dell'unità (Bosellini & Hardie, 1985). In destra Val d'Adige i cicli sono separati da evidenti superfici di esposizione subaerea, e talvolta appaiono orizzonti scarsamente dolomitizzati, con diffusi livelli di peliti intercalate a breccie monogeniche nella parte norico-retica della successione (cf. Dolomia di Torra in Avanzini et al., 2013a).

L'assenza di *marker* biostratigrafici significativi e collocabili all'interno di una serie completa, rende difficile la collocazione precisa delle varie porzioni in cui è suddivisa l'unità all'interno di un quadro cronostatigrafico.

Tuttavia, la Dolomia Principale passa, frequentemente tramite un intervallo a paleosuoli ciclici, breccie intraformazionali mono- e poligeniche, talvolta a riempimento di superfici paleocarsiche (Gruppo del Sella, Altipiani Ampezzani; Siorpaes, 1990; Berra et al., 2010), al ***Calcare del Dachstein***, distinto essenzialmente per la parziale o completa assenza di dolomitizzazione rispetto all'unità sottostante, nonché per la prevalenza delle facies subtidali. I cicli sono caratterizzati da un intervallo basale a breccie carbonatiche, cui segue un intervallo di *wackestone-packstone* bioclastici a Megalodonti, con sporadiche occorrenze di *patch reef* a coralli (Casati et al., 1982; Siorpaes, 1990). Il ritrovamento frequente di *Triasina hantkeni* nelle facies subtidali permette di collocare la base dell'unità nell'intervallo Norico sommitale/Retico basale. A tetto, la scomparsa dei grossi bivalvi e la graduale comparsa di intercalazioni marnose all'interno di cicli peritidali caratterizzati a tetto da *fenestrae* e *tepee*, segna il passaggio alla formazione giurassica del M. Zugna (cf. Neri et al., 2007b).

3.1.1 Dolomiti bellunesi e Cadore meridionale

Il settore del bellunese compreso tra la Linea della Valsugana (s.s.; Linea del Duran, Linea di Cibiana) e le sue propaggini meridionali (Linea di F.lla dell'Omo, Fig. 5) è caratterizzato da un assetto stratigrafico parzialmente simile a quello dell'area dolomitica, nonostante i lineamenti che da essa la separano siano associati a dislocamenti particolarmente rilevanti (cf. Cap. 2). Le unità presentano spesso facies peculiari, probabilmente connesse alla prossimità con una fascia meridionale a scarsa subsidenza, frequentemente esposta ed in erosione (Brusca et al., 1981). La **Fm. di S. Cassiano** si distingue per peculiari facies di prodelta vicine ad una linea di costa terrigena con gli apporti carbonatici ridotti a livelli sottili di calcari micritici grigi (Gianolla et al., 1988). La diminuzione di subsidenza ed il riempimento degli spazi dello Julico superiore si riflettono in quest'area nella sedimentazione di litofacies di piana deltizia, interdigitate a facies di laguna a sedimentazione mista (Assereto et al., 1977; Picotti & Prosser, 1987; Siorpaes & Gianolla, 1991). Arenarie con strutture ad *herringbone*, conglomerati, calcareniti ibride e calcari dolomitizzati con noduli di gesso costituiscono una sequenza regressiva correlabile alla Fm. di Heiligkreuz (Gianolla et al., 1988; Siorpaes & Gianolla, 1991). Il tetto dell'unità è marcato da un'importante *unconformity* e dalla comparsa di una successione alluvionale a riempimento di valli incise. La **Fm. di Travenanzes** è infatti rappresentata da serie di *red beds* continentali, con livelli di conglomerati a clasti di origine mista, ben arrotondati e talvolta evidenzianti stratificazione incrociata, alternati a lenti di arenarie, incise da sequenze di *point-bar*, chiuse a tetto da concrezioni ben cementate e depositi arenaceo-siltosi di *overbank* (Gianolla et al., 1988; Breda & Preto, 2011). Più a nordest (Cibiana) prevalgono i livelli gessosi intercalati alle argilliti multicolori, a discapito delle litologie terrigene grossolane. Superiormente, la serie passa a dolomie afanitiche e dolomie stromatolitiche, passando transizionalmente alla **Dolomia Principale** per graduale scomparsa delle intercalazioni terrigene fini. Analogamente, in prossimità della Valle del Piave (es. Perarolo), si rinviene una successione caratterizzata alla base da gessi ed argilliti varicolori, sormontate superiormente da dolomie cariate e poi da dolomie subtidali, talvolta fetide, con interstrati argillosi scuri. Per le strette analogie litologiche e sequenziali della successione, l'intervallo superiore a dolomie è inquadrabile nel Mb. del **Monticello** della Dolomia Principale, la cui base è datata al Carnico Superiore su base palinologica (cf. Formazione di Monticello in Carulli et al., 1998).

3.1.2 Fascia della Val Bordaglia

La zona di taglio della Val Bordaglia è caratterizzata da una strutturazione ad embrici tettonici, ad orientazione grosso modo SW-NE. Ad eccezione di una scaglia a sud di S. Stefano di Cadore (cf. Par. 4.10), delimitata grosso modo dalla Val Frisone ad est e dalla valle del Piave ad ovest, l'assetto stratigrafico è molto simile a quello dell'area dolomitica.

La **Dolomia Cassiana** si può ritrovare infatti sia in facies di piattaforma, con cicli loferitici in cui prevalgono le micriti subtidali, lateralmente varianti a facies bioclastiche di alta energia, talvolta con livelli oncoidali, sia in facies di scarpata, con dolomie massicce grigie interdugitate e fortemente progradanti sui sedimenti julici della **Fm. di S. Cassiano** (Farabegoli & Levanti, 1982; Venturini et al., 2006; Fig. 12). Anche quest'ultima unità bacinale mantiene i caratteri dell'area dolomitica, con l'alternanza di brecce e calcareniti, peliti e siltiti, calcari scuri e rare tufiti, organizzata in sequenze CU- TU.

Nelle aree settentrionali (Creton di Clapgrande, Col dei Mughì) le piattaforme Cassiane passano poi a tetto a litofacies calcareo-dolomitiche stratificate in banchi metrici (Braga et al., 1971a; Venturini et al., 2006), con caratteri molto simili al Mb. di Lagazuoi della **Fm. di Heiligkreuz**, mentre nei settori meridionali (Col Sarendè) sono presenti corpi arenacei assimilabili al Mb. del Falzarego. Superiormente, l'unità passa alla **Fm. di Travenanzes**, ridotta nella serie del M. Terza Grande (Pisa et al., 1980) a causa di un contatto tettonico. A sud del massiccio dei Brentoni è rappresentata da argilliti e siltiti varicolori, rosso verdastre, alternate a sottili letti di dolomie, evolventi verso facies evaporitiche (Marinelli, 1980) con prevalenza di dolomie afanitiche e gessi, passanti infine alla **Dolomia Principale** tramite scomparsa della componente terrigena. Quest'ultima unità presenta una cospicua potenza, andando a costituire gran parte delle principali vette montuose della zona, ed è caratterizzata dalle classiche dolomie chiare cristalline con gasteropodi e megalodonti, organizzate in cicli peritidali. Sebbene in letteratura siano riportati spessori fino a 1100 m per l'intera unità (M. Popera Valgrande in Braga et al., 1971a), è probabile che essi risentano in parte di raddoppi tettonici. Superiormente, la formazione passa ai cicli retici peritidali del **Calcare del Dachstein** (cf. Par. 3.1), sebbene per alcune zone dove non è possibile osservare il passaggio della Dolomia Principale ad unità più recenti, sia stata ipotizzata per quest'ultima un'età retica (Braga et al., 1971a).

La scaglia a sud-est di S. Stefano di Cadore presenta invece caratteri peculiari e variazioni stratigrafiche considerevoli rispetto alle serie adiacenti (descritta nel Par. 4.10): affiora una successione bacinale, continua dal Ladinico Superiore al Carnico Superiore (lfc e mfc in Fig. 11), caratterizzata inferiormente da litofacies assimilabili alla Fm. di Wengen (cf. Geyer, 1900b; Geyer, 1902; Calamelli, 2001). Si tratta prevalentemente di alternanze di torbiditi vulcanoclastiche e silicoclastiche, ricche in frustoli carboniosi, marne e peliti scure, talvolta con intercalazioni calcareo marnose e rari intervalli calcarenitici nella parte superiore. La successione contiene nella parte medio-bassa faune ad ammonoidi appartenenti allo Julico inferiore (Par. 4.10) mentre è confinata a tetto, tramite contatto tettonico, da un livello di calcari dolomitizzati e dolomie stratificate (utc in Fig. 11), con caratteristiche tipiche di ambienti marini a profondità ridotta (rampa; cf. Galamini, 2013). Superiormente si passa ad una successione terrigeno- carbonatica bacinale (rmd in Fig. 11),

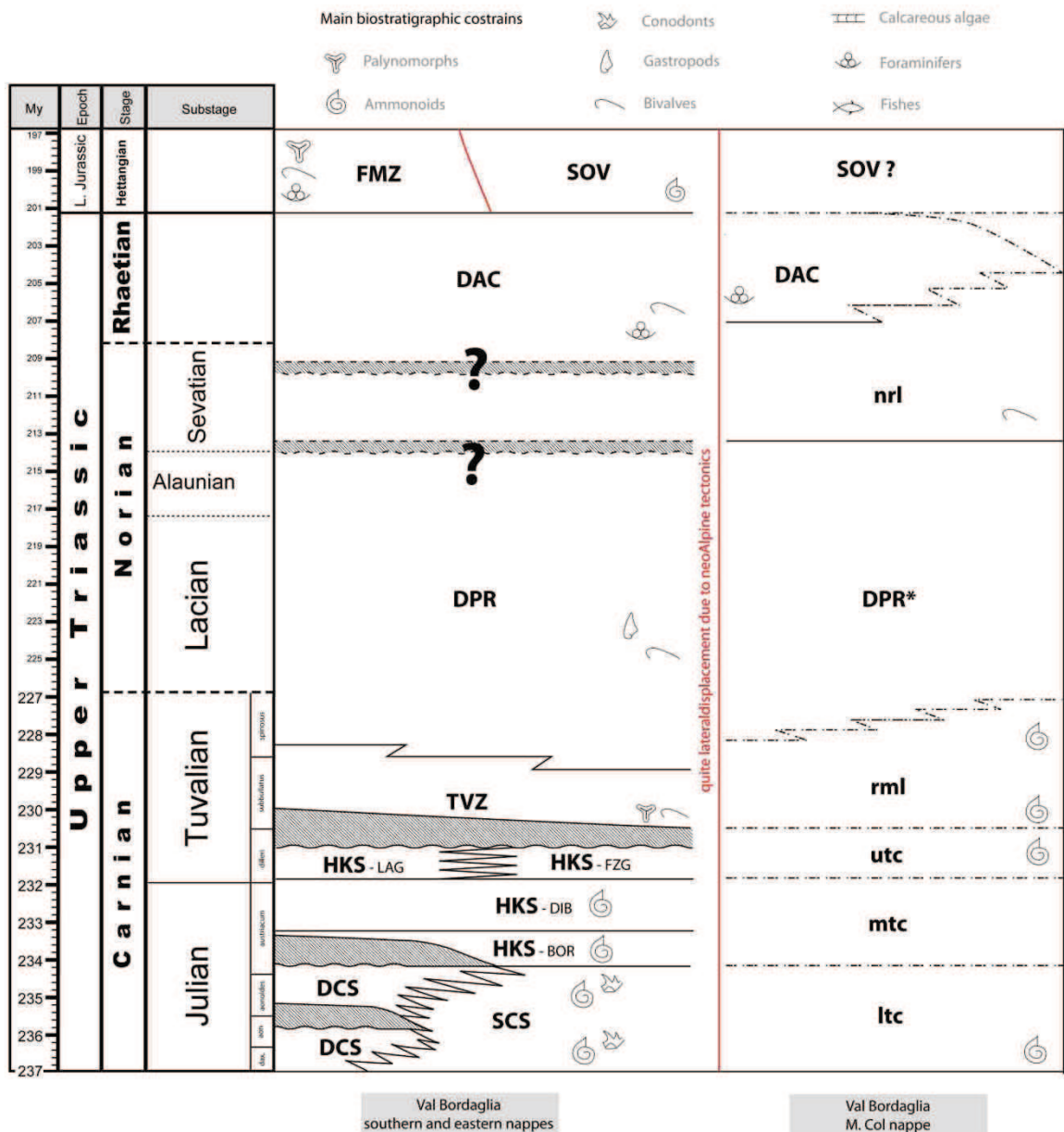


Figura 11 – I diversi assetti cronostratigrafici, semplificati, per le scaglie tettoniche della Val Bortaglia (3.1.2 in Fig. X). La maggior parte (a sinistra) presentano una configurazione pressoché identica a quella delle Dolomiti, mentre l'unità tettonica a sudest di S. Stefano di Cadore (a destra), descritta nel Par. 4.10, presenta un assetto peculiare, con una successione bacinale che ricopre la quasi totalità del Carnico. Le linee nere tratteggiate (linea-punto) indicano limiti tra diverse unità litostratigrafiche informali non rilevabili direttamente (ma deducibili) a causa dell'intensa deformazione tettonica.

Sigle: DAC= Calcare del Dachstein; DCS= Dolomia Cassiana; DPR= Dolomia Principale; DPR*= DPR in facies massiccia; FMZ= Fm. del M. Zugna; HKS-BOR= Fm. di Heiligkreuz, Mb. di Borca; HKS-DIB= Fm. di Heiligkreuz, Mb. del Dibona; HKS-FZG= Fm. di Heiligkreuz, Arenarie del Falzarego; HKS-LAG= Fm. di Heiligkreuz, Mb. del Lagazuoi; ltc= successione terrigeno-carbonatica/membro inferiore (pseudo-Wengen); mtc= succ. ter-carb/membro intermedio; nrl= calcari norico-retici; rml= fm. di Rio di Mezzodi; utc= succ. ter-carb/membro superiore calcareo-dolomitico; SCS= Fm. di S. Cassiano; SOV= Fm. di Soverzene; TVZ= Fm. di Travenanzes. Sono indicate anche le sottozone ad ammoniti per il Carnico (a sinistra) ed i principali indicatori biostratigrafici utilizzati per le datazioni relative. Età assolute da GTS 2013 (Cohen et al., 2013).

caratterizzata da cospicui intervalli di pel-micriti scure cui sono intercalate marne e livelli di calcareniti fini. Il contenuto in faune a bivalvi e ad ammonoidi permette di collocare l'intervallo nel Tuvalico superiore (cf. Cap. 4; Geyer, 1900a). L'unità è delimitata a tetto, sempre per contatto tettonico, da una facies peculiare della Dolomia Principale, costituita da corpi di dolomie cristalline da grigio a grigio chiare, in cui non è identificabile una stratificazione ma prevale l'aspetto massiccio (cf. Geyer, 1900b; Braga et al., 1971a). A questo litotipo, è sovrapposta sul M. Col una successione di calcari da grigi a nocciola, nettamente stratificati, a caratteristiche pelagiche, datati su base biostratigrafica al Norico-Retico (cf. Selli, 1963; Braga et al., 1971a). Il limite superiore è stato anch'esso eluso per contatto tettonico, seppure tramite confronto con l'assetto di altre scaglie tettoniche (Sasso Malpasso, M. Crissin, M. Tudaio; cf. Casati et al., 1982) sia intuibile il passaggio ai cicli peritidali non dolomitizzati del *Calcare del Dachstein*, che costituiscono buona parte delle Crode di Mezzodi.

Figura 12 - La successione dello Julico inferiore sul versante settentrionale del M. Terza Media, con la marcata progradazione della piattaforma Cassiana. Le interdigitazioni delle facies di scarpata con i sedimenti bacinali assumono un'inclinazione più ripida del reale, falsata dall'effetto ottico della panoramica. WEN= Fm. di Wengen, SCS= Fm. di S. Cassiano, DCSa= Dolomia Cassiana in facies di scarpata; DCSb= Dolomia Cassiana in facies di piattaforma interna.



3.2. Alpi e Prealpi Venete

Per via dell'assetto tettonico che porta in affioramento prevalentemente la copertura norico- retica, il settore è abbastanza carente in dati riguardo alle successioni carniche. La presenza di un'area emersa, collegata ai settori meridionali delle piattaforme Cassiane delle Dolomiti può essere solo dedotta dal rinvenimento, nei depositi peritidali di laguna interna di queste ultime, di impronte di tetrapodi e piccoli dinosauri (Avanzini et al., 2000).

I primi affioramenti del Triassico Superiore sono rappresentati prevalentemente dalla **Fm. di Travenanzes**, che ricopre frequentemente per *unconformity* la Fm. dello Sciliar o le vulcaniti medio-triassiche. In piccole scaglie tettoniche prossime al Sistema della Valsugana, si ritrovano calcari marnosi ed arenarie, talvolta con livelli conglomeratici, che passano superiormente a marne ed argille rosso-giallastre, fino a chiudere con dolomie afanitiche e calcari dolomitizzati, attribuibili dubitativamente all'unità tuvalica e poggianti con contatto disconforme sulle piattaforme medio-triassiche (cf. Braga et al., 1971b; Caggiati, 2007). Nel settore occidentale, tra la Linea della Valsugana e la piattaforma dei Lessini (Recoaro Terme), l'unità è caratterizzata alla base da letti di conglomerati ed areniti grossolane, intervallati a marne e siltiti, che lateralmente passano a bancate di dolomicriti (talvolta con *fenestrae*) e doloareniti, cui sono intercalate peliti grigio-verdastre (De Zanche & Mietto, 1975, 1985; Gennaro, 2007). Queste passano verso l'alto a facies di laguna superficiale (dolomie afanitiche e *mudstones* varicolori) ed a successioni tipiche di ambienti evaporitici (livelli di dolomie vacuolari con lenti di gesso ed anidrite). Lateralmente, le litofacies superiori possono costituire l'intera unità (Arsiero, Asiago; cf. Barbieri et al., 2007), mentre localmente possono essere alternate a facies marine di alta energia (spessi livelli di *packstone/grainstone*), culminando comunque sempre nei livelli di transizione ai classici cicli peritidali della Dolomia Principale. Localmente, la Fm. di Travenanzes può anche mancare e la Dolomia Principale può poggiare direttamente sulle serie anisico-ladiniche (Vallone di Barco, Recoaro Terme; cf. De Zanche & Mietto, 1975, 1985), richiamando condizioni molto simili a quelle individuate nei sondaggi realizzati nell'Avampaese Adriatico (cf. pozzi Villaverla, Legnaro; Cati et al., 1987). In tal caso, l'unità dolomitica è costituita inferiormente da un intervallo trasgressivo di breccie e conglomerati polimitici intercalati a dolomie e calcari dolomitici grigio-scuri, associabile a corpi clastici fluviali o marini marginali fortemente erosivi su un substrato irregolare (Barbieri et al., 2007).

Nelle Prealpi Venete, la **Dolomia Principale** esibisce una potenza variabile tra 700 e 900, mantenendo pressappoco i caratteri tipici già descritti per il settore dolomitico (Bosellini & Hardie, 1985): una porzione inferiore in cui predominano le facies peritidali, una parte intermedia caratterizzata da potenti cicli subtidali con a tetto livelli pisolitici ed a *tepee*, ed una parte superiore, attribuibile in parte anche al Retico, in cui ritornano i ciclotemi peritidali. Recentemente, da un livello a circa 500 m dalla base della formazione, è stata collezionata un'associazione a conodonti indicante un'età Alauniano medio- superiore (Belvedere et al., 2008), per cui risulta plausibile, considerando la potenza totale dell'unità, che essa ricada almeno parzialmente nel Retico, come già suggerito dalle associazioni a brachiopodi (Mietto, 1977).

Fanno eccezione alcune aree settentrionali (Vette Feltrine), dove le intercalazioni di sottili strati scuri calcareo-dolomitici, francamente bituminosi, possono costituire una variante laterale dell'intervallo sommitale (Braga et al., 1971b). Una facies analoga si osserva anche nelle aree più orientali, in prossimità della valle del Piave, dove l'unità è caratterizzata a tetto da una successione ciclica subtidale con doloareniti a laminazione piano-parallela chiuse superiormente da livelli stromatolitici, passanti ad un cospicuo livello a dolomie scure bituminose (Carulli et al., 1998). Salvo quest'area, dove la sovrastante Formazione di Soverzene testimonia l'annegamento giurassico (Masetti & Bianchin, 1987), nel resto del settore descritto si assiste al passaggio transizionale alla Fm. giurassica del Monte Zugna, contraddistinto dalla relativa abbondanza dei termini calcarei e calcareo-dolomitici rispetto alle dolomie stromatolitiche (Barbieri et al., 2007).

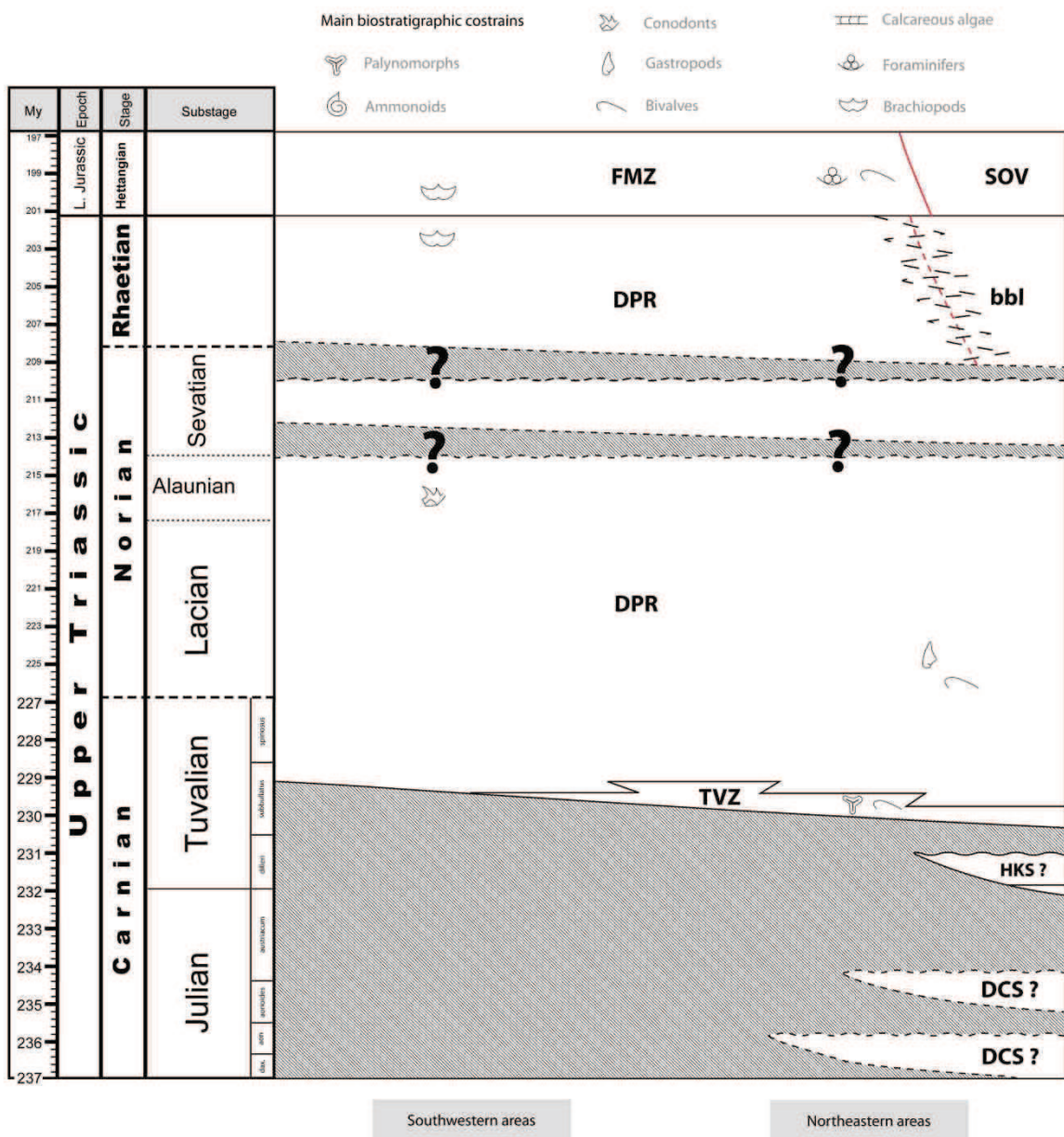


Figura 13 - Schema cronostatigrafico semplificato per il settore a meridione del Sistema della Valsugana (Alpi e Prealpi Venete). La presenza di unità juliche al di sotto delle evaporiti tuvaliche nella parte destra del diagramma, riferita alle porzioni nordorientali del settore, è solo ipotizzabile per mancanza di affioramenti. L'area grigia bordata da tratteggio nero con punti interrogativi è riferita ad un possibile *hiatus* di sedimentazione, le cui tracce non sono però documentate in letteratura. Le linee rosse si riferiscono a variazioni laterali di litofacies o di unità, legate verosimilmente ad una tettonica sindeposizionale. Sigle: DCS= Dolomia Cassiana; DPR= Dolomia Principale; bbl= DPR, facies bituminosa; FMZ= Fm. di Monte Zusgna; HKS= Fm. di Heiligkreuz (ind.); SOV= Fm. di Soverzene; TVZ= Fm. di Travenanzes. Sono indicate anche le sottozone ad ammoniti per il Carnico (a sinistra) ed i principali indicatori biostratigrafici utilizzati per le datazioni relative. Età assolute da GTS 2013 (Cohen et al., 2013).

3.3. Fascia delle Giudicarie

Le successioni carniche di questo settore sono state in buona parte condizionate dalla tettonica sin-sedimentaria e dalla conformazione ad alti e bassi strutturali ad essa legata, dando luogo così ad una significativa differenziazione laterale di facies ed ambienti sedimentari. Concrete evidenze di sedimentazione già dal Carnico Inferiore sono presenti in diverse aree (es. Dolomiti di Brenta): il tetto incarsito delle successioni medio-triassiche (talvolta con paleosuoli) è ricoperto da dolomie e calcari dolomitizzati biancastri di piana tidale della **Formazione di Breno** (Assereto & Casati, 1965; Picotti, 2003). L'unità, la cui base può essere anche rappresentata da calcari grigio scuri sottilmente stratificati a giunti stilolitici rossastri (Castellarin et al., 2005a), è organizzata in cicli peritidali ricchi di strutture a *fenestrae* e stromatoliti, sovente con *tepee* e *sheet cracks*, nonché micro-brecce tempestiche nella parte alta, ed è almeno parzialmente correlabile con la Dolomia Cassiana (Gianolla et al., 1998a; Dal Piaz et al., 2007). Sulla base della biostratigrafia ad alghe calcaree, l'unità in questo settore è stata attribuita infatti al Carnico Inferiore (Rinaldo & Jadoul, 1994; Castellarin et al., 2005a), anche se non è possibile stabilire una più precisa collocazione a causa della scarsa risoluzione temporale. Tuttavia, verso sud-ovest la parte inferiore della Fm. di Breno mostra rapporti eteropici con facies a peliti rosse e lenti di conglomerati poligenici intercalati (prevalentemente clasti di dolomie ed andesiti), livelli di micriti e marne rosse, siltiti ed areniti rosso-verdi ascrivibili all'**Arenaria della Val Sabbia** (Assereto & Casati, 1965; Garzanti et al., 1995). A tetto, l'unità carbonatica è frequentemente interessata da superfici carsiche e livelli di brecce carbonatiche che denotano un'*unconformity* a carattere regionale, sopra cui giace direttamente la successione tardo-carnica, denotando un'importante lacuna di sedimentazione, o può passare al Mb. di **Campolungo** (Fm. di Breno), caratterizzato da calcari dolomitici sottilmente stratificati, grigio scuri, localmente selciosi (Castellarin et al., 2005b; Masè et al., 2007), cui si intercalano irregolarmente marne ed argille multicolori attribuite al Carnico Superiore (Rinaldo & Jadoul, 1994). Allo stesso intervallo temporale sono attribuibili esigue scaglie della **Formazione di San Giovanni in Bianco** presenti alla base dei livelli di scollamento dei principali *thrust* nelle aree meridionali del settore analizzato; qui l'unità è caratterizzata da dolomie cariate (di origine tettonica) e vacuolari con intercalazione di argilliti multicolori, noduli di gesso ed anidrite, peculiari di ambienti costieri evaporitici semi-aridi (Garzanti et al., 1995), richiamando fortemente le caratteristiche della Fm. di Travenanzes del settore dolomitico centrale. La parte superiore della Fm. di S. Giovanni in Bianco è assegnata classicamente al Tuvalico sulla base del contenuto fossilifero (neomegalodontidi; Allasinaz, 1968). A tetto le suddette unità eteropiche passano direttamente alla **Dolomia Principale**, mentre sembrano mancare le brecce da collasso, i dicchi sedimentari e la Formazione di Castro Sebino che caratterizzano il Carnico sommitale della successione della Lombardia orientale (cf. Jadoul et al., 1991), ad ovest del settore analizzato.

La Dolomia Principale affiora su larga scala nell'intero settore delle Giudicarie e si può trovare anche poggiate direttamente sulle unità del Carnico Inferiore, mostrando spessori e facies differenti (da 300 a 1200 m) a seconda dei diversi tassi di subsidenza, in aree delimitate da paleo-linee legate ad una tettonica sin-sedimentaria attiva almeno già dal

Norico-Retico (es. Linea Trento-Cles; Linea Ballino- Garda). Nelle aree settentrionali (Gruppo di Brenta), la parte inferiore è costituita dai classici cicli peritidali di dolomie grigie che caratterizzano la Dolomia Principale in buona parte del Sudalpino (Bosellini & Hardie, 1985), con facies subtidali a gasteropodi e megalodonti, passanti a facies inter- e sopra-tidali ricche in livelli stromatolitici. Nei settori sudoccidentali la base dell'unità è caratterizzata invece da facies prettamente lagunari di età tuvalico- laciana (Dolomia Principale, Mb. della *Valvestino*; Berra et al., 2007), con dolomie subtidali bituminose intercalate a marne ed argille scure, organizzate in sequenze TU e *shallowing upward* (SU).

Nelle stesse aree, la differenziazione paleo-ambientale è ancor più marcata nel Norico inferiore-medio, quando l'impostazione di una serie di bacini intra-piattaforma (Jadoul et al., 1992; Gaetani et al., 1998) si riflette nella presenza di facies peculiari della Dolomia Principale e nei complessi rapporti eteropici di quest'ultima con unità bacinali. Già dal Laciano compaiono infatti facies di margine a serpulidi e *Tubiphytes* (Mb. del *M. Zenone*; cf. Claps et al., 1996; Zamparelli et al., 1999), o corpi sabbiosi di *shoal* (doloareniti bioclastiche e breccie dolomitiche; Mb. della *Val di Bondo*) organizzati in banchi a laminazione parallela ed incrociata a basso angolo (Castellarin et al., 2005b), legate all'apertura di bacini intra-piattaforma. Le facies ad alta energia e di margine sono connesse a corpi di breccie e mega-breccie clinostratificate (Trombetta & Claps, 1995; Berra & Jadoul, 1996) e calcareniti con laminazioni trattive e gradazione diretta, intercalate alla potente successione di calcari e dolomie micritiche nere del *Calcario di Zorzino* (Trombetta & Claps, 1995; Claps et al., 1996), che localmente sovrasta lo stesso Mb. della *Valvestino*. L'eteropia della Dolomia Principale con le facies bacinali e di scarpata è spesso controllata da faglie dirette sin-sedimentarie (Picotti & Pini, 1988; Claps et al., 1996). La stessa tettonica favorisce una differenziazione di facies anche nell'alto delle Dolomiti di Brenta, dove all'interno della piattaforma interna si distinguono aree più subsidenti, denotate dalla deposizione nella porzione superiore dell'unità di facies subtidali con sporadici livelli a *tepee* e pisoliti vadose o con interstrati argillosi verdastri (porzione superiore basale in Dolomiti di Brenta; Castellarin et al., 2005a), o da prevalenti litotipi bituminosi (area del Grotto), passanti lateralmente ad aree meno subsidenti, a sedimentazione peritidale con evidenti superfici di esposizione subaerea (M. Iron, Dolomiti di Brenta, Val di Sole cf. Bosellini & Hardie, 1985; Avanzini et al., 2007; Dal Piaz et al., 2007).

Nelle aree sud-occidentali di bacino intra-piattaforma, il calcario di Zorzino sono contraddistinti nella parte alta dalla progradazione delle facies di margine e scarpata della Dolomia Principale (Berra & Jadoul, 1996), seguita da livelli estremamente ricchi in faune a pesci (Tintori, 1995), e dal passaggio transizionale, nel Sevatico basale (Jadoul et al., 2004), alle alternanze marnoso- argillose delle *Argilliti di Riva di Solto* (cf. Gnaccolini, 1965; Stefani & Golfieri, 1989; Jadoul et al., 1992; Jadoul et al., 1994), spesso bituminose e con intercalazioni di calcari micritici laminati e dolomie. Anche in questo caso l'unità può variare lateralmente verso litotipi calcareo-marnosi interessati da *slumping*, depositi a carattere torbido e breccie (Stefani & Golfieri, 1989; Castellarin et al., 2005b) che si raccordano lateralmente alle scarpate di una piattaforma che sembra ormai dismessa. Nelle aree più subsidenti, ad occidente del settore analizzato, le stesse argilliti si sovrappongono

infatti tramite *drowning unconformity* alle facies di piattaforma interna (Berra et al., 2010). Nel settore di alto strutturale delle Giudicarie nord-orientali, la Dolomia Principale è invece caratterizzata a tetto da una facies peculiare con breccie canalizzate cui si sovrappongono dolosiltiti laminate e doloareniti rossastre (cf. Membro di Malga Flavona in Dal Piaz et al., 2007), denotanti una prolungata esposizione subaerea.

Tanto le Argilliti di Riva di Solto, quanto il Mb. di Malga Flavona, sono sovrastati con contatto netto (inconforme e trasgressivo nel secondo caso) dal **Calcare di Zu** (Gnaccolini, 1965). Il passaggio, tarato in base a palinomorfi (Jadoul et al., 1994) e conodonti (Rigo et al., 2009) al Sevatico sommitale, denota la ripresa della produzione carbonatica in contesti di rampa: le sequenze TU- CU di calcari micritici e marne passanti a calcareniti bioclastiche, talvolta con coralli a formare *patch reef* (Membro del Grostè; cf. Masetti et al., 1985; Zamparelli et al., 1999), evidenziano il riempimento progressivo dei bacini. Lateralmente e superiormente, tali facies passano a calcari stratificati con *birdseyes*, stromatoliti e *tepee* a tetto, sormontati da una successione di calcari oolitico- bioclastici con evidenti strutture tidali (Membro di Tremalzo; cf. Jadoul et al., 1994; Stefani & Golfieri, 1989). Ancora, le facies peritidali possono essere connesse lateralmente a peculiari facies di scarpata caratterizzate da breccie dolomitiche a base erosiva intercalate a calcari micritici, talvolta interessati da *slumping* e frequentemente contenenti clasti di piattaforma interna (Membro di Riva; cf. Castellarin et al., 2005b). La parte alta dell'unità, marcata dal ritorno della componente silicoclastica fine e da un *trend* trasgressivo FU, prelude nelle aree meridionali al passaggio nell'Hettangiano basale (Cirilli et al., 2000; Galli, 2002) alla **Formazione della Corna** (Cassinis & Cantaluppi, 1967; Gaetani, 1970; Dommergues et al., 1997; Schirolli, 2007). A causa dell'attività tettonica tardo-triassica e della subsidenza differenziale dei vari blocchi delimitati da faglie distensive, l'unità può variare lateralmente a corpi marginali, clinostratificati, di breccie e mega-breccie, con intercalazioni di micriti selcifere che aumentano verso le aree ribassate (Castellarin, 1972; Castellarin et al., 2005b). Nella porzione settentrionale della fascia delle Giudicarie il tetto della successione retica passa invece con contatto generalmente netto e para-concordante, evidenziato da paleosuoli a tetto della Dolomia Principale (Avanzini et al., 2013a; Avanzini et al., 2013b), alla **Fm. di M. Zugna**.

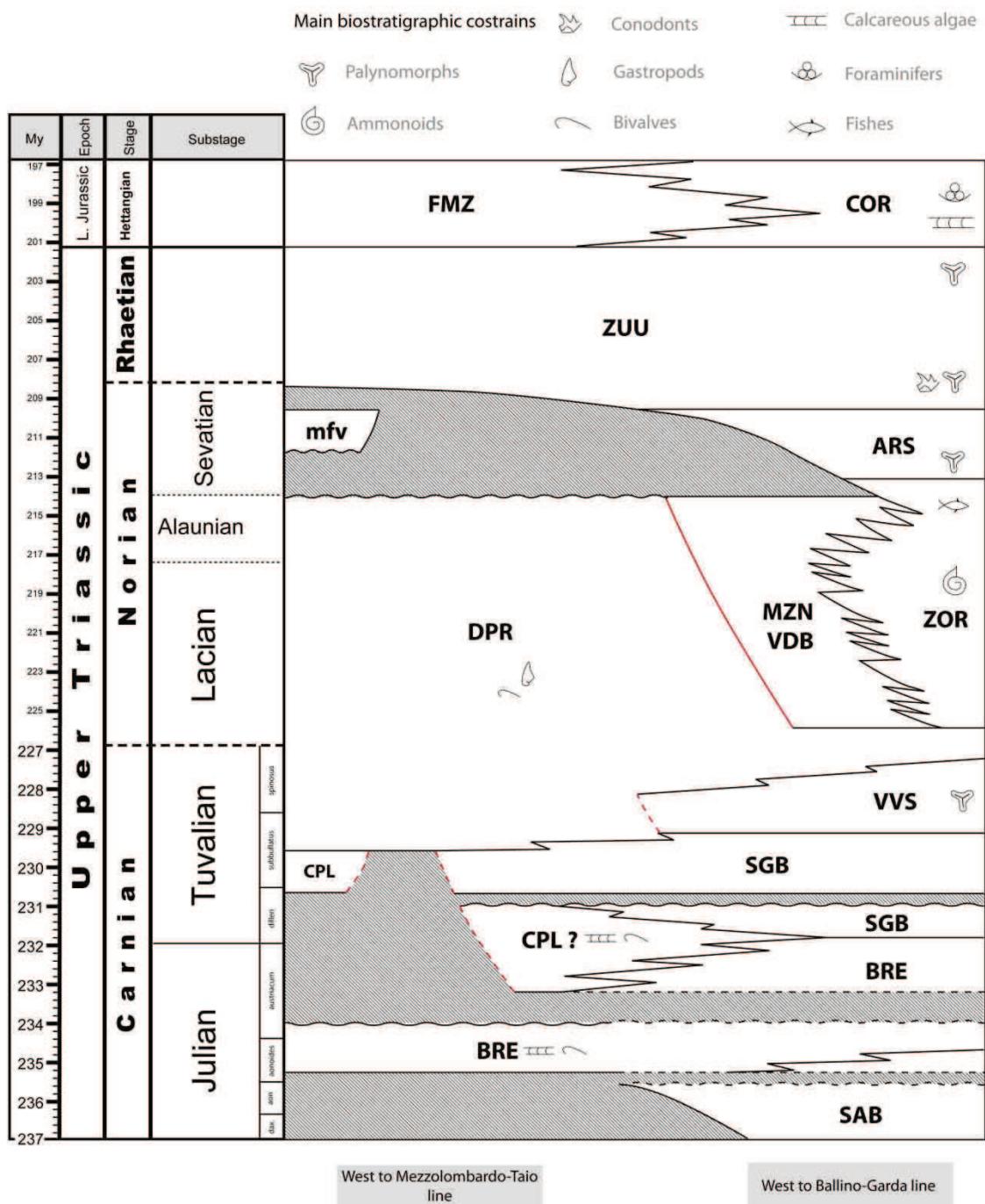


Figura 14 - Schema cronostratigrafico semplificato per il settore delle Giudicarie. Le linee tratteggiate nere si riferiscono a superfici e limiti presunti, non chiaramente identificabili in campagna, ma dedotti dall'assetto di aree adiacenti. Le linee rosse indicano la presenza di attività tettonica sinsedimentaria, quelle tratteggiate si riferiscono a repentine variazioni nello spessore delle unità, legate a repentine variazioni di subsidenza connesse on una tettonica sindeposizionale piuttosto che ad una compattazione differenziale dei sedimenti sottostanti. Sigle: ARS=Argilliti di Riva di Solto; BRE= Fm. di Breno; COR= Fm. della Corna; CPL= Fm. di Breno, Mb. di Campolungo; DPR= Dolomia Principale (s.s.); gst= DPR, area del Grosté; mfv= DPR, Mb. di Maga Flavona; FMZ= Fm. del M. Zugna; MZN= DPR, Mb. del M. Zenone; SAB= Arenaria della Val Sabbia; SGB= Fm. di S. Giovanni in Bianco; VDB= DPR, Mb. della Val di Bondo; VVS= DPR, Mb. della Valvestino; ZOR= Calcare di Zorzino; ZUU= Calcare di Zu. Sono indicate anche le sottozone ad ammoniti per il Carnico (a sinistra) ed i principali strumenti biostratigrafici utilizzati per le datazioni relative (a destra). Età assolute da GTS 2013 (Cohen et al., 2013).

3.4. Alpi Ampezzane e Tolmezzine, Prealpi Carniche e Giulie

Gli affioramenti del Triassico Superiore in quest'area sono concentrati prevalentemente a sud delle Linee di Sauris: la parte superiore di potenti successioni di piattaforma carbonatica, caratterizzata da cicli peritidali talora con livelli a *birds eyes* e stromatoliti a tetto (Pisa, 1972), alle volte con livelli bioclastici di alta energia od oncoidali, può essere discriminata dalla serie medio-triassica ed ascritta alla **Dolomia Cassiana** (Carulli et al., 1982; Venturini et al., 2006). In particolare, la distinzione può essere fatta con certezza laddove si osservano le eteropie laterali con la **Fm. di S. Cassiano**, ovvero alle estremità occidentali del settore considerato (a nord di Forni di Sopra e Forni di Sotto; cf. Pisa et al., 1980). La successione bacinale è costituita qui da alternanze di arenarie, talvolta ricche in frustoli vegetali, marne e peliti che passano verso l'alto a calcari marnosi, marne e calcareniti oolitico- bioclastiche, queste ultime contenenti frequentemente frammenti di coralli e Solenoporacee (Pisa, 1974), ed organizzate in corpi canalizzati. Verso l'alto compaiono anche brecce ed olistoliti di piattaforma, che segnano la progradazione delle facies di scarpata delle piattaforme Cassiane.

In altre aree (es. Altopiano di Lauco), affiorano calcari grigi dolomitizzati organizzati in cicli peritidali ricchi in livelli a pisoidi, privi di indicatori biostratigrafici significativi, ma ascritte all'unità dolomitica julica in base ai rapporti stratigrafici (Venturini et al., 2006). Talvolta la Dolomia Cassiana può essere assente, ed il tetto delle piattaforme medio-triassiche, frequentemente incarsito e talvolta con livelli di pisoliti ferrose (Castellarin & Pisa, 1973), risulta ricoperto con contatto erosivo da brecce e conglomerati carbonatici mal arrotondati (Braga et al., 1971a). L'attività tettonica sinsedimentaria carnica (cf. Frascari, 1982; Carulli et al., 1987; Venturini et al., 2006) che differenzia zone di alto, con tasso di sedimentazione ridotto od assente, ed aree di basso relativo con abbondante creazione di spazio d'accomodamento, risulta evidente con la deposizione della peculiare **Formazione della Val Degano** (Venturini, 2002a). Essa presenta caratteristiche generalmente di laguna interna, con un'importante differenziazione dei paleoambienti: si tratta generalmente di calcari scuri fossiliferi alternati a marne (cf. "calcari scuri stratificati" e "Fm. del M. Stizzinoi" in Carloni & Ghiretti, 1965; Braga et al., 1971a; Pisa, 1972), talvolta con intervalli bituminosi, banchi selciferi, livelli di calcareniti bioclastiche a stratificazione gibbosa, o sottili intercalazioni arenitico-tufitiche (Braga et al., 1971a; Frascari, 1982; Cati et al., 1987), ascrivibili allo Julico in base al contenuto fossilifero (*Myophoria kefersteini*). L'unità può poggiare direttamente sulle superfici paleocarsiche a tetto dei corpi medio-triassici, frequentemente con livelli di carbone alla base, sia sui livelli a brecce di cui sopra, sia trovarsi affiancata ai cicli peritidali di piattaforma interna per mezzo di faglie sinsedimentarie (Altopiano di Lauco). L'attività tettonica si riflette nella configurazione del territorio con zone a diversa paleoprofondità: mentre nell'area occidentale sono evidenziate caratteristiche di mare basso, talvolta con *patch reef* a coralli (Forni di Sopra; Braga et al., 1971a), man mano che ci si sposta ad est l'unità evidenzia una transizione verso ambienti più profondi, con vere e proprie lenti di calcari bituminosi laminati che contraddistinguono l'area a nord di Buttea (cf. Braga et al., 1971a). Qui, la litofacies prevalente legata all'impostazione di un vero e proprio bacino-intra-piattaforma, presenta

lateralmente variazioni verso alternanze arenaceo-marnose a caratteri torbidity, organizzate in sequenze TU, connesse probabilmente alla progradazione di ventagli terrigeni (Venturini et al., 2006).

Come per il resto del Sudalpino, le successioni sedimentarie dello Julico superiore testimoniano la completa dismissione dei sistemi di piattaforma e bacino a vantaggio di geometrie a basso angolo. Tuttavia, nell'area carnica, la presenza di litofacies estremamente diversificate riflette una marcata differenziazione dei paleoambienti. I vari caratteri locali della successione medio carnica sono comunque raggruppabili in tre intervalli, assimilabili per analogie stratigrafico sequenziali ai membri della **Fm. di Heiligkreuz** (cf. Formazione di Durrenstien in Carulli et al., 2006). Quello inferiore (parte arenacea della "Fm. di Stabie" in Carloni & Ghiretti, 1965; "arenarie quarzose grigie" e "calcari e marne" in Pisa, 1972; "areniti, marne e calcari" in Venturini et al., 2006) è rappresentato da sequenze TU- CU di peliti, siltiti ed areniti violacee o grigie, ricche in resti di piante e talvolta con lenti centimetriche di carbone, che possono chiudersi a tetto in depositi canalizzati a base erosiva e con stratificazioni incrociate, richiamando strutture fluviali in ambienti di piana alluvionale e di foce deltizia (Venturini et al., 2006). Localmente le peliti possono raggiungere notevoli spessori, e nella parte orientale contengono sottili intercalazioni calcaree con strutture da disseccamento a tetto (Venturini et al., 2006). Varianti laterali possono anche essere rappresentate da calcari marnosi, dolomie stratificate ed alternanze di dolomie marnose e marne argillose (cf. Braga et al., 1971a; Pisa et al., 1980). Il membro inferiore si ritrova frequentemente a tetto della Fm. della Val Degano, mentre superiormente passa ad un intervallo caratterizzato da una successione trasgressiva composta prevalentemente da alternanze di calcari stratificati grigio scuri e marne, che mostra analogie sia con il Mb. del Dibona della Fm. di Heiligkreuz in Dolomiti, sia con la Formazione di Tor in Alpi Giulie (cf. De Zanche et al., 2000; Neri et al., 2007b; Zanferrari et al., 2013). Questo intervallo corrisponde alla parte inferiore dei "calcari scuri, marne, calcari dolomitici e dolomie" in (Braga et al., 1971a), ai "calcari e marne, calcari e dolomie stratificati" in (Pisa, 1972, Fig. 15), ed alla parte calcarea della "Fm. di Stabie" di (Carloni & Ghiretti, 1965). La transizione al membro superiore è caratterizzata dalla progressiva dolomitizzazione dei termini calcarei, e localmente dalla scomparsa della componente marnosa. A tetto è infatti riconoscibile, in quasi tutto il settore, un esteso corpo dolomitizzato massiccio, potente da 15 a 20 m, costituito prevalentemente da dolomie saccaroidi e doloareniti, da grigio rosate a grigio scure, in cui raramente sono individuabili fantasmi di *pellet* e laminazioni stromatolitiche. La correlazione col Mb. del Lagazuoi (Fm. di Heiligkreuz) in Dolomiti e nella zona di Moggio Udinese e con la Dolomia della Portella in Alpi Giulie (cf. De Zanche et al., 2000; Zanferrari et al., 2013), permette di ipotizzare per il tetto della successione un età tuvalica inferiore.

Superiormente, in tutto il settore ampezzano- tolmezzino a sud delle Linee di Sauris, è evidente infatti la sovrimposizione di una successione terrigeno-evaporitica attribuibile alla **Fm. di Travenanzes**, caratterizzata alla base da un intervallo di peliti e siltiti rosse, più raramente con areniti fini, talvolta con orizzonti verdastri ed occasionali livelli di *caliche* (Selli, 1963; Pisa, 1972; Carulli et al., 2000; Venturini et al., 2006).



Figura 15

In alto: alternanza di banchi di arenarie vulcanoclastiche verdastre, ricche in frustoli vegetali, arenarie violette, calcari bioclastici a bivalvi, siltiti e peliti intercalate. La serie, affiorante presso Chiamps (Altopiano di Lauco) sovrasta la Fm. della Val Degano.

A lato: alternanza di calcari bioclastici noduari, dolomitizzati, bioturbati, e marne argillose scure, affioranti sul letto del Rio Chiaradia (Forni di Sotto). La serie richiama per analogie litologiche e stratigrafico-sequenziali la Fm. di Tor ed il Mb. del Dibona della Fm. di Heiligkreuz.

All'estremità occidentale dell'area considerata sono anche presenti alla base intercalazioni calcaree marnose e calcari dolomitici (Largaiolli & Semenza, 1966). L'ambiente deposizionale di

piana fangosa prossima alla linea di costa e soggetta ad inondazioni, è confermato dalle eteropie laterali e dai rapporti trasgressivi con un potente intervallo evaporitico associabile ad una *sabkha* costiera, con gessi e dolomie grigie prevalenti (Carloni & Ghiretti, 1965; Braga et al., 1971a; Pisa, 1972), fittamente stratificati, sovrastanti le argilliti, che si ricollegano alle analoghe lito-facies affioranti nei pressi di Perarolo (cf. Par. 3.1.1). Salendo nella successione, si osserva la scomparsa dei gessi a favore di alternanze di dolomie grigie e dolomie marnose alternate ad argilliti varicolori, che molto spesso presentano un aspetto brecciato o vacuolare (Dolomie cariate; cf. Braga et al., 1971a; Pisa, 1972; Carulli et al., 1998), dovuto prevalentemente agli effetti della tettonica alpina, piuttosto che ad un'originaria autoclastesi in ambiente evaporitico (cf. Zanferrari et al., 2012).

Nelle alpi ampezzane e tolmezzine, a sud dell'alta valle del Tagliamento, la successione riprende con il passaggio, da transizionale a netto, al ***Mb. del Monticello*** della Dolomia Principale. Questo è caratterizzato nel settore ampezzano da un'alternanza di dolomicriti grigio chiare subtidali, talvolta con laminazioni chiaro-scure legate a concentrazione differenziata di sostanza organica (Carulli et al., 1998; Venturini et al., 2006), marne, peliti e straterelli bituminosi, saltuariamente anche con livelli stromatolitici e raramente con intercalazioni selcifere. Il membro affiora in buona parte delle Prealpi Carniche e si ritrova anche nel settore sud-orientale della Val Cellina (Fattorel, 1996; Carulli et al., 2006), a nord del sovrascorrimento di Barcis. In base alle associazioni palinologiche, buona parte della sotto-unità è attribuibile al Carnico sommitale (Carulli et al., 1998).

La successione tuvalica che caratterizza le Prealpi Giulie a sud della Val Resia è sostanzialmente simile nei termini terrigeno-evaporitici, e differisce soltanto per il Mb. del Monticello, che è rappresentato qui da dolomicriti grigio scure, localmente bituminose e fetide, con subordinate intercalazioni di dolomie argillose scure, laminate e ricche di sostanza organica (Cerretti, 1965; Zanferrari et al., 2013). I livelli pelitici risultano limitati alla parte inferiore del membro.

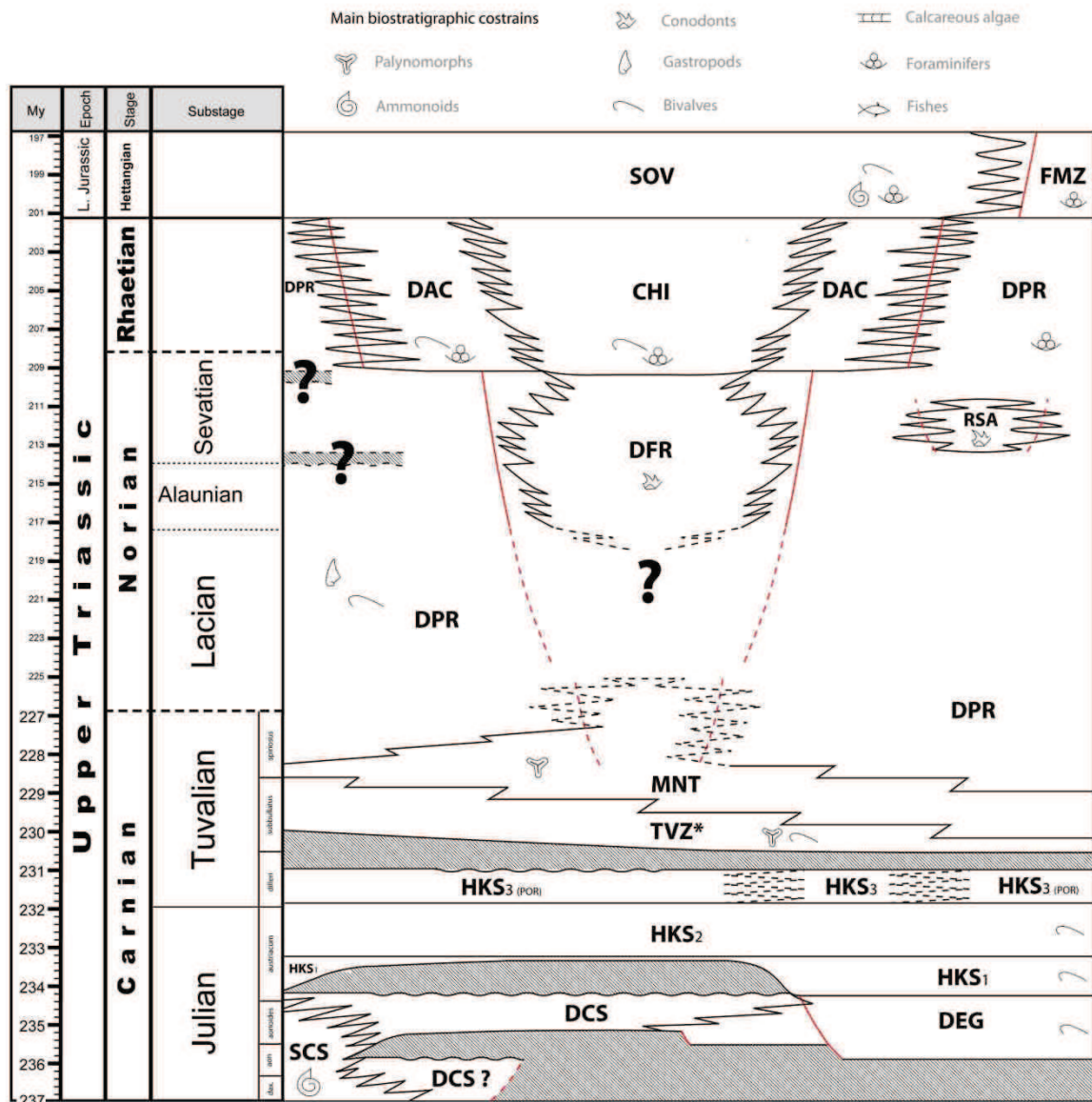
Il passaggio alla sovrastante ***Dolomia Principale*** (*s.s.*) avviene per progressiva diminuzione della componente terrigena ed aumento in frequenza degli intervalli inter e sopra-tidali, chiusi talvolta a tetto da orizzonti a breccioline ed argille verdastre (Carulli et al., 2000; Pernarcic, 2000). Il rinvenimento di diverse piste di rettili nei cicli peritidali (Dalla Vecchia, 1998; Dalla Vecchia & Mietto, 1998) comporta la presenza di aree emerse, sparse nell'esteso paesaggio di piana tidale. L'unità assume nel settore analizzato una potenza stimata tra gli 800 ed i 1500 m (Carulli et al., 2006), anche se è probabile che parte dello spessore sia stato sovrastimato per la presenza di raddoppi tettonici. La classica tripartizione descritta da (Bosellini & Hardie, 1985) è applicabile solo in parte, essendo presenti aree in cui la successione peritidale superiore è sostituita da facies subtidali prevalenti (ad occidente), ed altre zone in cui manca il membro intermedio subtidale (es. Barcis; Fattorel, 1996). Inoltre, in buona parte delle Prealpi Carniche, in un'area compresa tra Forni di Sopra e Tolmezzo e delimitata a nord dalla Linea dell'Alto Tagliamento, a sud

dalla Linea Pinedo- Avasinis, si osserva il passaggio laterale tra la Dolomia Principale *s.s.* ed una successione bacinale a prevalenti dolomie grigio scure laminate con intercalazioni marnose e ricche in sostanza organica, quale la **Dolomia di Forni** (Carulli et al., 1997). I livelli selciferi che caratterizzano la parte inferiore, poggiante in alcuni casi direttamente sul Mb. del Monticello (Carulli et al., 2000), diminuiscono a vantaggio di doloareniti gradate, talvolta disposte in corpi a geometria lenticolare. Localmente, negli intervalli bituminosi si rinvencono importanti livelli fossiliferi a pesci, rettili, resti vegetali e conodonti (Carulli et al., 2006; Dalla Vecchia, 2006). L'unità riflette l'apertura nel Norico medio (Alauniano; Roghi et al., 1995; Cozzi & Podda, 1998; Carulli et al., 2000) di bacini intra-piattaforma a circolazione ristretta, allungati circa in senso NE-SW e NW-SE (Ponton & Podda, 1995; Carulli et al., 1997; Cozzi, 2002). Il passaggio laterale alle facies di piattaforma è contraddistinto da sistemi margine-scarpata, con interdigitazioni nelle micriti bacinali da parte di brecce, megabrecce e doloareniti laminate e gradate a carattere torbido, interessate da fenomeni di *slumping* e a loro volta connesse superiormente alle facies di *forereef* e margine. Queste ultime sono dominate da incrostazioni a serpulidi e microbialiti, *mound* a stromatoliti e calcareniti bioclastiche (Cozzi, 2002).

Un'altra variante alla classica successione peritidale della Dolomia Principale, è data dall'intercalazione, nella parte medio-alta dell'unità, di lenti di dolomicriti grigio scure subtidali, bituminose e fetide, occasionalmente selciferi, talvolta con lamine stromatolitiche ma sempre prive di strutture inter-sopratidali (cf. Dolomia di Rio Resartico in Zanferrari et al., 2013). A questo intervallo appartengono anche le "laminitiche organiche di Rio Resartico" (cf. Selli, 1963; Cerretti, 1965; Fantoni et al., 1998; Ponton et al., 2000b), costituito da dolomie micritiche fittamente laminate ed intercalazioni di livelli pelitico-marnosi, e contenente una fauna a conodonti riferibile al Sevatico inferiore (Rigo et al., 2007a).

L'assetto paleo-strutturale delle Prealpi Carniche, con aree di piattaforma collegate ad

Figura 16 (pagina seguente) - Schema cronostratigrafico semplificato per la successione carnico-retica delle Alpi Ampezzane e Tolmezzine, Prealpi Carniche e Giulie. Le linee tratteggiate nere si riferiscono a superfici e limiti presunti, non direttamente identificati in campagna. Le linee rosse indicano la presenza di attività tettonica sinsedimentaria, quelle tratteggiate si riferiscono a repentine variazioni nello spessore delle unità, legate a variazioni di subsidenza connesse verosimilmente con una presunta tettonica sindeposizionale. L'area grigia bordata da tratteggio nero con punti interrogativi è riferita ad un possibile *hiatus* di sedimentazione, le cui tracce non sono però documentate in letteratura. Sigle: CHI= Calcarea di Chiampomano; DAC= Calcarea del Dachstein; DCS= Dolomia Cassiana; DEG= Fm. della Val Degano; DFR= Dolomia di Forni; DPR= Dolomia Principale; FMZ= Fm. del M. Zugna; HKS1= successione carnica assimilabile alla Fm. di Heiligkreuz, membro inferiore; HKS2= successione carnica assimilabile alla Fm. di Heiligkreuz, membro intermedio; HKS3= successione carnica assimilabile alla Fm. di Heiligkreuz, mb. superiore; HKS3(POR)= Dolomia della Portella; . MNT= DPR, Mb. del Monticello; RSA= DPR, dolomia del Resartico; SCS= Fm. di S. Cassiano; SOV= Fm. di Soverzene; TVZ*= Successione terrigeno-evaporitica carnica attribuibile alla Fm. di Travenanzes. Sono indicate anche le sottozone ad ammoniti per il Carnico (a sinistra) ed i principali *tools* biostratigrafici utilizzati per le datazioni relative (a destra). Età assolute da GTS 2013 (Cohen et al., 2013). L'eteropia laterale tra la Dolomia Principale e la Dolomia di Forni nel Laciaco inferiore è riportata in letteratura (Carulli et al., 1997) ma non è stata riscontrata direttamente, così come il passaggio diretto dal Mb. di Monticello alla Dolomia di Forni.



intra-bacini, permane anche nel Retico: i cicli peritidali del *Calcare del Dachstein* poggianti in para-concordanza sulle facies di piattaforma della Dolomia Principale, mantengono circa le stesse caratteristiche, distinguendosi prevalentemente per la mancanza di dolomitizzazione, per la maggiore abbondanza di megalodonti e per la presenza di foraminiferi sevatico-retici quali *Triasina hantkeni* ed *Aulotortus* (Carulli et al., 2000).

Lateralmente i cicli loferitici passano ad aree di margine a coralli, grossi gasteropodi e lamellibranchi (M. Verzegnis), affacciatisi su settori a sedimentazione bacinale dove, ad alternanze di micriti scure ed interstrati marnosi sono intercalate lenti calcarenitiche (Calcare di Chiampomano; Ponton & Podda, 1995) e breccie eterometriche (Braga et al., 1971a).

Nel settore meridionale delle Prealpi Carniche ed in quello occidentale delle Prealpi Giulie è invece presente il contatto diretto e transizionale tra Dolomia Principale e gruppo dei Calcari Grigi (Fm. di M. Zugna), che sembra così indicare un'età retica per la prima unità, nonché una sua eteropia laterale con il Calcare del Dachstein. Quest'ultima era favorita da un'attività tettonica sinsedimentaria, la cui testimonianza è data da livelli di breccie intra-

formazionali prossime a faglie estensionali nell'unità calcarea (cf. Carulli et al., 2000; Pernarcic, 2000; Zanferrari et al., 2013). Nell'area più occidentale (Val Cimoliana e Val Cellina), si assiste al passaggio diretto tra la Dolomia Principale e le facies di annegamento della Formazione di Soverzene (Delfrati et al., 2000; Masetti et al., 2012).

3.5. Alpi Giulie occidentali e Carnia orientale

Buona parte di questo settore corrisponde all'area analizzata e discussa nei capitoli successivi (Cap. 4), essendo la regione una zona chiave per la comprensione delle prime fasi evolutive del sistema di piattaforma della Dolomia Principale (cf. Cap.5).

Tuttavia, lo stesso settore costituisce anche una delle aree più complesse a livello stratigrafico per lo Julico, sia per la difficoltà nella correlazione di unità peculiari a scala regionale, sia per il problematico inquadramento di queste ultime nel contesto evolutivo generale del Sudalpino. Di conseguenza, nel corso del lavoro di campagna svolto per lo studio della successione tuvalico-norica sono state condotte indagini anche sulla serie julica. Di seguito si è tentato di fornire un quadro di sintesi, ricavato dall'integrazione della letteratura esistente con nuovi dati scaturiti dai suddetti studi.

In Carnia orientale, la configurazione stratigrafica dell'intervallo Ladinico Superiore-Carnico Inferiore riprende parzialmente quella del settore dolomitico, essendo presenti piattaforme carbonatiche ad alto angolo affacciantisi su bacini relativamente profondi. Ciononostante, i caratteri comuni delle facies bacinali ladiniche e carniche rendono spesso difficile distinguere la Fm. di Wengen dalla **Fm. di S. Cassiano**. Quest'ultima può essere discriminata chiaramente solo nel settore carnico orientale (Val d'Aupa), dove alle alternanze di marne, calcari marnosi e micriti scure sono intercalate areniti ibride, calcareniti e breccie carbonatiche, con i litotipi carbonatici che diventano più abbondanti verso l'alto fino ad avere sciami di olistoliti con blocchi di piattaforma (cf. Jadoul & Nicora, 1979; Carulli et al., 1987; Jadoul et al., 2002). Le datazioni biostratigrafiche a conodonti indicano per la successione bacinale un intervallo temporale Ladinico Superiore-Carnico Inferiore (Nicora & Rizzi, 1998). Le facies di piattaforma interna della **Dolomia Cassiana**, eteropiche agli spessi corpi di dolomie massicce in progradazione sulla Fm. di S. Cassiano, sono in genere caratterizzate da calcari e dolomie grigio chiare, ben stratificate verso l'alto, con sequenze peritidali e subtidali, a volte ricche in alghe calcaree (dasicladali), talora con breccie intra-formazionali canalizzate (Jadoul & Nicora, 1979).

Spostandosi verso est, le facies bacinali vengono a mancare e difficilmente è possibile distinguere eventuali depositi di piattaforma carnici dalla serie ladinica, essendo le Alpi Giulie caratterizzate già nel Ladinico Superiore da estese aree di piattaforma interna. Solo localmente (Dordolla, Dogna, Rio Pontuz; cf. Par. 4.1, 4.2, 4.3) affiora una successione costituita da cicli di dolomie micritiche subtidali ed interstrati argillosi, associabile ad ambienti di rampa carbonatica (Preto et al., 2005), ed ascrivibile allo Julico inferiore su base biostratigrafica (*Pseudofurnishus murcianus*; Jadoul et al., 2002). Il passaggio dalla Fm. dello Sciliar a tale unità (cf. Dolomia di Loveana, **Dolomia di Rio di Terrarossa** in Carulli et al., 1987; Jadoul et al., 2002; Preto et al., 2005) può essere evidenziato da superfici incarsite con tasche di riempimento a breccie e paleosuoli bauxitici (Fig. 17), indicando condizioni di esposizione subaerea di lunga durata.

Nel settore del Tarvisiano l'assetto stratigrafico è invece più complesso: manca la Dolomia di Rio Terra Rossa e sono presenti corpi di piattaforma indiscriminabili dalla Fm. dello Sciliar per la mancanza di orizzonti paleocarsici e per la forte dolomitizzazione che oblitera le caratteristiche stratigrafico-sedimentologiche utili alla distinzione in più generazioni di piattaforme. Lateralmente, i massicci carbonatici appaiono connessi con

corpi di dolomie clinostatificate che bordano un'area dove affiora la successione a spiccati caratteri bacinali del *Calcare del Predil* (Assereto et al., 1968). Presso l'abitato di Cave del Predil (ex Raibl), una delle aree di riferimento storiche per il piano Carnico nella letteratura internazionale (cf. Sueß and Mojsisovics, 1867; Stur, 1868; Mojsisovics, 1869; Bittner, 1885; Wöhrmann, 1893; Jacobshagen, 1961; Tozer, 1967; Allasinaz, 1964; Krystyn, 1978; Lieberman, 1980), tale unità raggiunge una potenza di oltre 200m ed è caratterizzata da alternanze di calcari micritici scuri a stratificazione da centimetrica a decimetrica, spesso laminati e bituminosi, talora ricchi in resti vegetali, pesci e spicole di spugne (Montanari, 2012), e sottili intercalazioni di livelli a marne scure.

Il Calcare del Predil poggia generalmente con contatti di *onlap* sulle facies clinostatificate dei corpi carbonatici dolomitizzati, sebbene siano presenti, nella parte inferiore e superiore, interdigitazioni di breccie dolomitizzate, breccie e banchi con coralli, bioclasti ed altro materiale risedimentato dalle aree di piattaforma interna (coralli, bivalvi, gasteropodi ed echinidi; cf. "Korallenbänke" o "Korall Schiefer" in Sueß & Mojsisovics, 1867; Stur, 1868). Il limite inferiore non è mai affiorante, e la continuità con una successione bacinale di età ladinico-carnica può essere solo ipotizzata. Classicamente, il Calcare del Predil è stato collocato nello Julico basale (zona ad Aon) per via del ritrovamento di un esemplare di *Trachyceras aon* (Mojsisovics, 1869), non più reperibile, e del conodonte *Pseudofurnischiurus murcianus* nei livelli a breccie della parte inferiore. Tuttavia, nel corso di recenti indagini di campagna è stata collezionata una ricca fauna ad ammonoidi (Gianolla et al., in prep.) che, unitamente alle informazioni dalle collezioni museali (MFSNU di Udine; MPCM di Monfalcone), permette di estendere l'intervallo temporale ricoperto dall'unità fino alla parte basale della zona ad Austriacum, mentre risulta che solo la porzione inferiore è ascrivibile alla zona ad Aon. Questo risultato trova riscontro anche nella fauna a foraminiferi bentonici, tra i quali sono presenti specie classicamente associate allo Julico superiore (Rettori et al., 1998).

Sebbene in letteratura i corpi di piattaforma siano storicamente indicati con il termine generico di "Schlern Dolomite" (Assereto et al., 1968), si preferisce qui distinguere col termine "*Dolomia ladinico-carnica*" quella successione separata dagli edifici anisico-ladinici (Fm. dello Sciliar) da lingue bacinali interdigitate nelle facies clinostatificate (cf. Jadoul et al., 2002), e la cui parte sommitale sembra ascrivibile al Carnico in base ai rapporti stratigrafici descritti precedentemente.

Ai limiti con il confine Sloveno il Calcare del Predil si chiude sulle clinoforni della Dolomia ladinico-carnica, cosicché più ad est affiorano solo cicli dolomitizzati di piattaforma interna.

Il passaggio allo Julico superiore è caratterizzato, qui come in gran parte del Sudalpino, dal passaggio a sistemi deposizionali con geometrie a basso angolo e dal netto incremento degli apporti terrigeni. La variabilità paleoambientale, in parte dovuta alla paleotopografia ereditata ed in parte legata alla posizione più o meno prossima ad aree emerse in erosione, si riflette nella messa in posto di diverse unità terrigeno-carbonatiche tra loro eteropiche.

Il riempimento dello spazio d'accomodamento nelle precedenti aree bacinali è espresso dalla potente successione della *Formazione di Rio del Lago*. Il passaggio dalla sottostante unità è caratterizzato da un intervallo essenzialmente sterile (*Taube Schiefer*; Barren Beds

auct.) e da un netto incremento negli apporti terrigeni, sebbene il tutto avvenga in maniera relativamente transizionale e multi-fasica, con brevi ripetizioni di facies associabili all'unità inferiore. La porzione inferiore consiste infatti in marne e marne argillose grigio scure, cui seguono alternanze calcareo- marnose, estremamente fossilifere e ricche in lamellibranchi (*Myophoria kejersteini*, *Solenomorpha gladius*, *Trigonodus problematicus*; cf. von Hauer, 1857; Wöhrmann, 1893; Allasinaz, 1966), spesso bioturbate. Talvolta sono presenti laminiti micritiche, ma il contenuto organico-bituminoso diminuisce progressivamente verso l'alto. La successione mostra infatti un *trend* generale TU/CU, che registra la progressiva diminuzione di profondità in ambiente di rampa terrigeno-carbonatica. Sul versante orientale del M. Cinque Punte (Fig. 18) è visibile una cengia giallastra che evidenzia rapporti di *onlap* con la Dolomia ladinico-carnica (Assereto et al., 1968; Montanari, 2012). In base ai rapporti stratigrafici con le unità sovrastanti ed alle informazioni palinologiche (De Zanche et al., 2000; Roghi, 2004), è possibile relegare l'unità alla parte basale dello Julico superiore. La Fm. di Rio Del Lago è stata riportata in letteratura anche in Val d'Aupa (Jadoul & Nicora, 1979) e nei pressi di Dogna: in quest'ultima area, a Dolomia di Rio Terrarossa passa in maniera transizionale ad una serie di alternanze cicliche di argille subtidali, marne e calcari bioclastici nodulari, talvolta con calcareniti oolitiche, e poi superiormente a peliti e calcari laminati bioclastici, talora con caratteristiche sopratidali (Preto et al., 2005).

La “serie di Raibl” (*auctorum*) prosegue poi nella sua area-tipo con la **Formazione di**

Figura 17 - *Unconformity* marcata da paleosuoli bauxitici (bx) a tetto della Dolomia dello Sciliar (SCI) presso il Rio di Terra Rossa (Dogna). La sovrastante Dolomia di Rio di Terra Rossa (RTR) è ascrivibile al Carnico Inferiore su base biostratigrafica. Nel riquadro, dettaglio su pisoliti ferrose all'interno dei livelli bauxitici.



Conzen (De Zanche et al., 2000). L'unità è rilevabile più o meno con continuità dalla sella di Sompdogna alla valle di Tamar (cf. Diener, 1884; Assereto et al., 1968; Ogorelec et al., 1984; Ramovš, 1993b; Gale et al., in prep.), ed è costituita prevalentemente da una successione di litotipi carbonatici cui si intercalano livelli marnoso-argillosi. Generalmente essa è associabile ad ambienti deposizionali di rampa mista, ma a seconda della località si possono osservare differenze di facies legate a variazioni di paleo-profondità: nelle zone di alto (es. M. Sciober, ad est di Cave del Predil) sono presenti dolomie chiare saccaroidi in grossi banchi, talvolta vacuolari o con livelli bioclastici e strutture trattive piano parallele, raramente con intervalli centimetrici di stromatoliti e *fenestrae* a tetto (Montanari, 2012), cui seguono calcari e calcari dolomitizzati grigi in strati decimetrici, frequentemente nodulari, e spesso ricchi in megalodonti, con sottili interstrati pelitici. Verso le aree più subsidenti, diventa importante la componente terrigena nella parte medio-alta della successione, con cicli asimmetrici di peliti laminate, marne, calcari micritici bioturbati e calcari bioclastici dolomitizzati (De Zanche et al., 2000). Allo stesso modo, nell'area depocentrale tra Sella delle Cave e la Valbruna, diventano preponderanti le facies carbonatiche subtidali a lumachelle e bioclasti, alghe calcaree e grani rivestiti (Assereto et al., 1968), mentre sembrano mancare nella parte inferiore i banconi dolomitizzati e le facies peritidali. In queste aree sono anche individuabili, nella porzione superiore, una serie di livelli continui di selce nera in noduli o liste. Al confine italo-sloveno e ad ovest della Valbruna, la Fm. di Conzen si sovrappone direttamente agli edifici carbonatici ladinico-carnici, e risulta difficile distinguerla dalle serie sottostanti, essendo anch'essa caratterizzata alla base da banconi stratificati di dolomie e calcari dolomitizzati, con sottili veli pelitici. Solo superiormente si distinguono cicli subtidali SU marnoso-calcarei, che passano con limite transizionale alla Formazione di Tor (De Zanche et al., 2000). In altre località della Carnia orientale sono invece riportate una serie di intercalazioni lenticolari (Jadoul & Nicora, 1979) od un orizzonte unico (Orizzonte di Lunze in Carulli et al., 1987) di dolomie cristalline, sottostanti una successione terrigeno-carbonatica con caratteri analoghi alla Fm. di Tor, mentre nell'area di Dogna e di Dordolla la Fm. di Conzen è del tutto assente (cf. Par. 4.1, 4.2, 4.3).

Dalla valle di Tamar, ad est, alla Val d'Aupa, ad ovest, fino alla bassa valle del Fella, la serie dello Julico superiore è caratterizzata dal passaggio trasgressivo alla **Fm. di Tor**, sebbene insistano locali variazioni di facies (Ogorelec et al., 1984; De Zanche et al., 2000; Preto et al., 2005). Nell'area di Cave del Predil, il passaggio dalla Fm. di Conzen è abbastanza transizionale, contraddistinto dall'aumento della componente terrigena e della nodularità degli strati calcarei. L'unità è composta da alternanze di calcari, calcari marnosi, da grigio-bluastri a nocciola, a giunti da nodulari a piano paralleli, marne scure laminate, siltiti, con un discreto contenuto fossilifero (cf. Assereto et al., 1968; Lieberman, 1979; Lieberman, 1980). In particolare, sono presenti diverse intercalazioni di calcareniti bioclastiche gradate, e nella parte superiore sono stati ritrovati coralli in posizione di vita, laminazioni incrociate ed abbondanti resti vegetali (De Zanche et al., 2000).



Figura 18 - Versante meridionale del M. Cinque Punte: l'alterazione giallastra evidenzia il drappeggio della Fm. di Rio del Lago (RDL) sui banconi massicci della Dolomia ladinico- carnica (DLC). Superiormente è presente il passaggio alle dolomie stratificate peritidali associabili alla Fm. di Conzen (CND). Si noti, lateralmente, il passaggio diretto in paraconcordanza tra le dolomie ladinico- carniche e quelle dello Julico superiore, analogamente a quanto avviene più ad est, in territorio sloveno.

In una paleotopografia ormai omogeneizzata, i caratteri regressivi della parte superiore dell'unità indicano il progressivo abbassamento della paleo-profondità con il ritorno a condizioni di rampa interna terrigeno- carbonatica che interessano tutto il settore in analisi. La successione mantiene infatti generalmente gli stessi caratteri per tutte le Alpi Giulie fino alla bassa val Dogna, dove invece è presente alla base un livello di areniti litiche stratificate in bancate decimetriche, con strutture incrociate da corrente unidirezionale (Dogna fm. in Preto et al., 2005). Allo stesso modo, in val d'Aupa, sono presenti intercalazioni arenacee e conglomeratiche finì all'interno delle sequenze calcareo-marnose (Carulli et al., 1987; Jadoul & Nicora, 1979), mentre in altri settori della Carnia orientale (Fm. di Chiampées in Carulli et al., 1987) i litotipi calcarei possono invece essere sostituiti da dolomie e calcari dolomitizzati a stratificazione piano parallela (Dordolla). Spesso, la parte sommitale della Fm. di Tor è contrassegnata dalla ripresa delle alternanze di calcari nodulari bioturbati, frequentemente bioclastici e con *coquinas* di lamellibranchi, doloareniti, siltiti, marne ed argilliti scure. Le associazioni palinologiche (Roghi, 2004) e ad ammonoidi (Lieberman, 1978a; Lieberman, 1980; De Zanche et al., 2000) permettono di riferire con certezza l'unità all'intervallo Julico superiore- Tuvalico inferiore. A tetto, essa passa ovunque con limite netto alla **Dolomia della Portella** (De Zanche et al., 2000), che costituisce un continuo litosoma carbonatico individuabile per decine di km. I caratteri tipici dell'unità dolomitica, così come quelli della serie sovrastante, sono ampiamente descritti e discussi nei capitoli successivi. Il litosoma costituisce infatti un orizzonte guida sopra cui giacciono una serie di unità ascrivibili al Tuvalico Superiore (cf. Fm. di Carnitza;

Fm. del Monticello e “gessi del Gruppo di raibl” in Assereto et al., 1968; Lieberman, 1978b; Carulli et al., 1987; Roghi & Dalla Vecchia, 1997), rappresentanti ambienti differenziati legati all’impostazione dell’ampia piattaforma carbonatica della **Dolomia Principale** (cf. Cap. 4, Cap. 5; Gianolla et al., 2003).

L’evoluzione della piattaforma epicontinentale porta, al tetto del Carnico, ad una completa omogeneizzazione del paesaggio delle Alpi Giulie e della Carnia orientale, fatta eccezione per l’area di Tamar dove sussistono condizioni bacinali fino all’Hettangiano (nuovi dati discussi nel Par. 4.8). Le serie noriche sono infatti caratterizzate dai classici cicli della Dolomia Principale, sebbene non sia applicabile la classica tripartizione proposta da (Bosellini & Hardie, 1985) per la prevalente persistenza dei cicli peritidali asimmetrici SU. Solo ai limiti meridionali sono presenti intervalli subtidali riconoscibili dalle intercalazioni di dolomie micritiche scure bituminose del Rio Resartico (Gortani & Desio, 1927; Fantoni et al., 1998; Ponton et al., 2000b).

Va tuttavia considerato che il passaggio al **Calcarea del Dachstein**, che avviene in maniera transizionale per progressiva perdita della dolomitizzazione, non avviene in maniera sincrona su tutto il territorio, e sussistono eteropie laterali tra le due unità. In particolare, in Alpi Giulie occidentali si registra una potenza maggiore dell’unità calcarea rispetto alle altre parti del Sudalpino, e non è escluso che la sua messa in posto avvenga già nell’intervallo Alauniano- Sevatico. La successione è infatti suddividibile in due membri in base al diverso arrangiamento dei cicli loferitici (Ciarapica & Passeri, 1990): mentre il membro inferiore ricalca sostanzialmente le caratteristiche dei classici cicli peritidali della Dolomia Principale, fatta eccezione per la mancanza di dolomitizzazione delle facies subtidali, il membro superiore è caratterizzato da frequenti orizzonti paleocarsici a tetto di ogni ciclo, evidenziati da riempimenti a brecce ed argille verdastre (Ponton et al., 2000a), riprendendo quindi le classiche caratteristiche del Calcarea del Dachstein descritto nei paragrafi precedenti. Le associazioni a foraminiferi contenute nella parte alta dell’unità, tra cui anche *Triasina hantkeni* (Ciarapica & Passeri, 1990) sembrano confermare l’attribuzione al Retico del solo membro superiore.

Il tetto delle serie triassiche è contrassegnato dal passaggio ai calcari selciferi associabili alla Fm. di Soverzene (cf. Carulli et al., 1987; Masetti et al., 2012) o più raramente a sequenze hettangiane di calcari oolitici biancastri, calcari bruni con interstrati marnoso-argillosi verdastrati (Assereto et al., 1968; Ponton et al., 2000a), attribuibili a facies subtidali della Fm. di M. Zugna.

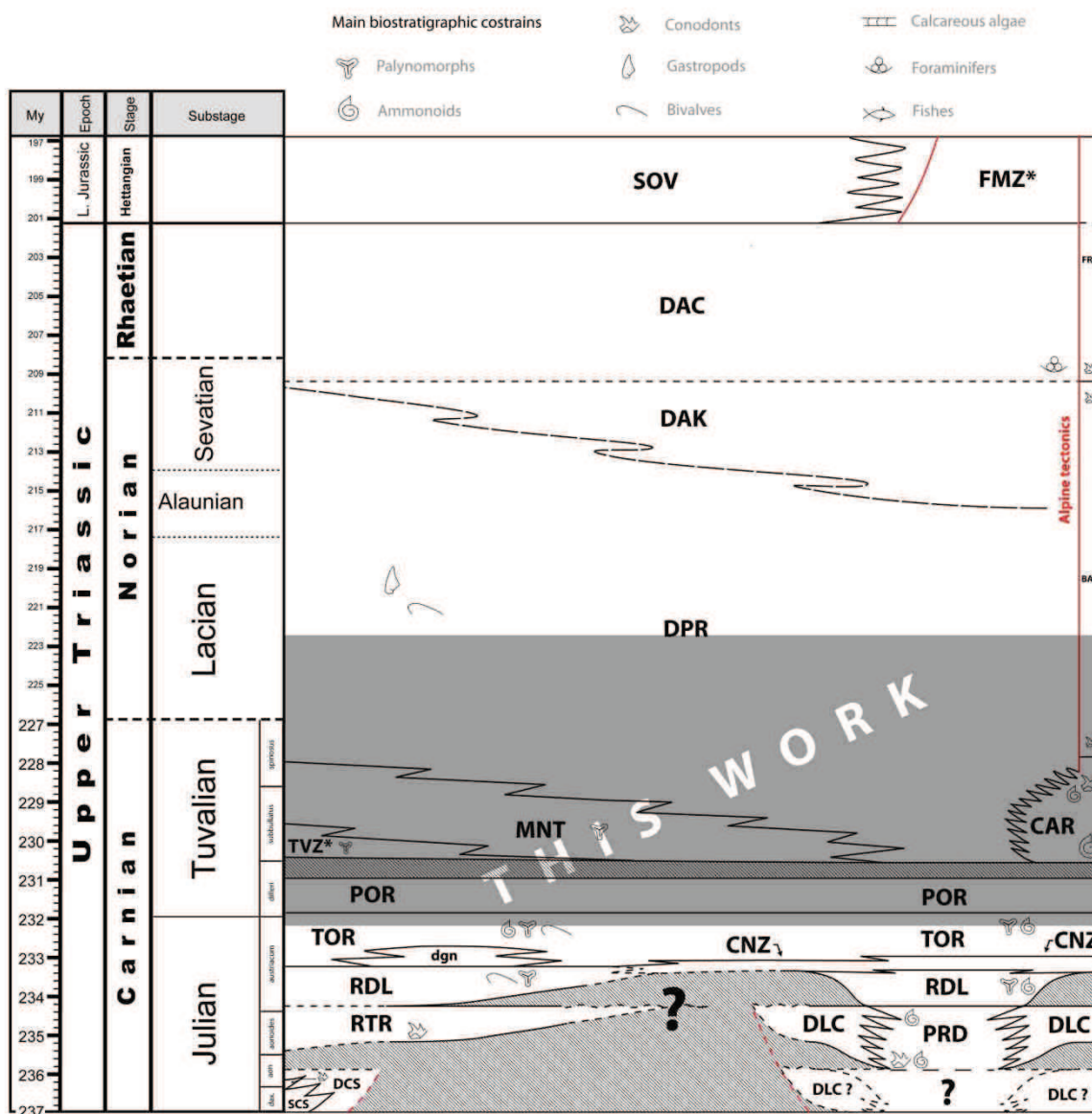


Figura 19 – Schema cronostatigrafico semplificato per la successione carnico-reticadella Carnia orientale e delle Alpi Giulie occidentali. Le linee tratteggiate nere si riferiscono a superfici e limiti presunti, non direttamente identificati in campagna. Le linee rosse indicano la presenza di attività tettonica sinsedimentaria, quelle tratteggiate si riferiscono a repentine variazioni nello spessore delle unità, legate a variazioni di subsidenza connesse verosimilmente con una presunta tettonica sindeposizionale. La linea continua rossa verticale sulla sinistra è stata posta per rappresentare anche le successioni bacinali norico-retiche affioranti nella Valle di Tamar. Sigle: BAC= Dolomia della Bača; CAR= Fm. di Carnitza; CNZ= Fm. di Conzen; DAC= Calcare del Dachstein, membro superiore; DAK= Calcare del Dachstein, membro inferiore; DCS= Dolomia Cassiana; DLC= Dolomia ladinico- carnica; dgn= fm. di Dogna; DPR= Dolomia Principale; FMZ*= Facies hehtangiane marginali associabili alla Fm. del M. Zugna; FRK= Frauenkogel Fm.; POR= Dolomia della Portella; . MNT= DPR, Mb. del Monticello; PRD= Calcare del Predil; RDL= Fm. di Rio del Lago; SCS= Fm. di S. Cassiano; RTR= Dolomia di Rio Terra Rossa; SOV= Fm. di Soverzene; TOR= Fm. di Tor; TVZ*= Successione terrigeno-evaporitica carnica attribuibile alla Fm. di Travenanzes. L'area marcata dal rettangolo grigio indica la successione analizzata approfonditamente in questo lavoro. Sono indicate anche le sottozone ad ammoniti per il Carnico (a sinistra) ed i principali indicatori biostratigrafici utilizzati per le datazioni relative. Età assolute da GTS 2013 (Cohen et al., 2013).

3.6. Karawanken Meridionali ed Alpi Carniche nordorientali

La deformazione prevalentemente fragile che ha interessato la copertura sedimentaria di questo settore si esprime in un articolato sistema di scaglie tettoniche che mettono in contatto le successioni paleozoiche con quelle mesozoiche, ed ancora unità medio-triassiche con formazioni carnico-noriche. Queste ultime affiorano prevalentemente ad est del torrente Pontebbana, sebbene in maniera frammentaria, all'interno di un complesso mosaico di aree delimitate da faglie ad alto angolo (cf. Venturini, 2002a). Come per le Alpi Giulie, laddove non siano presenti intercalazioni bacinali, la distinzione tra piattaforme carbonatiche ladiniche e juliche risulta pressoché impossibile (cf. Assereto et al., 1968), mancando indicatori biostratigrafici significativi ed essendo gli edifici saldati l'uno sull'altro, oltre che fortemente fagliati dalla tettonica neoalpina. In questi casi si è dunque preferito utilizzare il termine *Dolomia ladinico-carnica* per indicare l'unità costituita da calcari dolomitizzati e dolomie massicce e/o stratificate, la cui sommità è marcata da filoni sedimentari e paleosuoli embrionali rossastri (Jadoul & Nicora, 1986). Solo in Alpi Carniche orientali, tra il Vallone di Rio Bianco ed il Vallone di Malborghetto, ai banchi di dolomie peritidali sono intercalati dei livelli peculiari di dolomie bituminose con interstrati pelitici millimetrici e lenti di breccie intraformazionali, associate ad ambienti di piana tidale e laguna asfittica (Jadoul & Nicora, 1986). A queste litofacies peculiari si sovrappone il *Calcare del Predil*, spesso tramite la graduale comparsa di intercalazioni di litotipi dolomitici scuri, stromatolitici, con noduli di selce, e dolomie scure a laminazione piano parallela (Jadoul & Nicora, 1986), fino ad arrivare ad una vera e propria successione di intra-bacino con i classici calcari scuri fetidi, spesso dolomitizzati, contenenti faune ad ammonoidi e bivalvi pelagici, ed intercalazioni di calcareniti bioclastiche provenienti dalle aree di piattaforma. Alcuni esemplari di *Trachyceras* sp. e *Trachyceras* cf. *habelfellneri* raccolti in detrito nel vallone di Rio Bianco permettono di attribuire parte dell'unità alla sottozona ad Aonoides (collezione del MPCM).

La Dolomia ladinico-carnica ricompare anche più ad est, nelle Karawanken Meridionali, a monte del torrente Belca (unità strutturale dell' Hahnkogel; cf. Lein et al., 1995). Qui e nell'adiacente scaglia tettonica di Košuta, essa è caratterizzata prevalentemente da facies massicce ed il tetto è segnato da superfici carsiche con riempimenti rossastri (Poltnig et al., 2010), chiaramente legate ad una prolungata esposizione subaerea. Il contenuto fossilifero è scarso, e solo quando presente *Diplopora annulata* è possibile relegare parte della successione carbonatica al Triassico Medio (cf. Buser, 1980; Ogorelec et al., 1999).

Nell'area depocentrale, il Calcare del Predil passa superiormente ad una successione calcareo marnosa (Jadoul & Nicora, 1986) assimilabile alla *Fm. di Rio del Lago* delle Alpi Giulie occidentali. Rispetto allo stratotipo (Assereto et al., 1968), l'unità è caratterizzata da una maggiore abbondanza in calcari micritici ed un minor contenuto fossilifero. A tetto, la serie è chiusa da dolomie in banchi e dolomie argillose scure che sembrano indicare il ritorno a condizioni di sedimentazione peritidale. La Fm. di Rio del Lago può anche poggiare sulla stessa Dolomia ladinico-carnica; nella valle del Belca e sulle pendici del M. Golica, l'unità carbonatica passa infatti ad un intervallo con potenza variabile (da 50 a 200 m) di alternanze di calcari marnosi grigio scuri e marne marroni, sovrastato da una successione di calcari dolomitizzati grigio scuri, a stratificazione da centimetrica a

decimetrica, contenenti frequentemente noduli di selce (Buser, 1980). A causa della tettonica gli affioramenti della successione sono limitati, ed altrove (es. M. Hahnkogel), a tetto della Dolomia ladinico- carnica, è presente una successione di dolomie biancastre, a stratificazione metrica, con laminazioni stromatolitiche (cf. Krystyn et al., 1994; Lein et al., 1995). Sebbene non sia verificabile, è ipotizzabile l'eteropia laterale tra i calcari selciferi e le dolomie stratificate (cf. Poltnig et al., 2010), con i primi a rappresentare ambienti di sedimentazione relativamente profondi, e le seconde associabili ad aree superficiali di piattaforma interna. Una configurazione simile richiama fortemente il contesto descritto per la **Fm. di Conzen** in Alpi Giulie (cf. Conzen Dolomite in Krystyn et al., 1994). Il ritrovamento di faune di ammonoidi delle sottozone ad Aonoides e ad Austriacum (Ramovš, 1993b) nella parte inferiore della successione del Belca rende verosimile la l'attribuzione di parte della serie terrigeno- carbonatica alla Fm. di Rio del Lago.

In Karawanken meridionali (unità strutturale dell' Hahnkogel; cf. Lein et al., 1995), la Fm. di Conzen è sormontata a tetto da una potente successione terrigeno- carbonatica costituita da alternanze calcareo- marnose richiamanti un ambiente deposizionale di rampa a sedimentazione mista, con diminuzione di profondità verso l'alto della serie. Si succedono calcari micritici e marne sterili, cicli di calcari marnosi sottilmente stratificati, bioclastici e con lumachelle, calcari marnosi a megalodonti, alternanze di calcari marnosi bioclastici e marne ocracee, calcari bioclastici a stratificazione decimetrica ed intercalazioni di marne siltose fossilifere ("Terrigene Raibler Schichten" o "Raibl Beds" in Teller 1896, Krystyn et al., 1994; Lein et al., 1995; Ogorelec et al., 1999; Schlaf, 1996; Kolar-Jurkovšek et al., 2005). Il contenuto fossilifero consta tra l'altro in resti di piante ben conservati (Dobruskina et al., 2001), pesci, alghe calcaree (Kolar-Jurkovšek & Jurkovšek, 2003), spicole di spugne, ostracodi ed echinodermi. La successione presenta analogie litostratigrafiche e sedimentologiche con la **Fm. di Tor**, sebbene la tettonica impedisca di osservare *trend* stratigrafico-sequenziali utili alle correlazioni ed i dati biostratigrafici non permettano una precisa collocazione temporale (cf. Kolar-Jurkovšek et al., 2005).

L'unità terrigena passa poi, per contatto netto e non erosivo, ad un litosoma carbonatico caratterizzato da calcari stratificati a spessore decimetrico, con rari megalodonti e giunti da piano paralleli ad ondulati, cui seguono banchi di dolomie stromatolitiche, con concrezioni evaporitiche diagenetiche e giunti con patine rossastre, e successivamente un banco di dolomie saccaroidi spesso fino a 60 m, capeggiato da una serie di livelli bioclastici a megalodonti (Krystyn et al., 1994; Ogorelec et al., 1999). Sebbene manchino datazioni biostratigrafiche utili, la sequenza descritta presenta *trend* e caratteristiche stratigrafico-sedimentologiche molto simili al mb. del Lagazuoi della **Fm. di Heilikreuz**, ed alla **Dolomia della Portella** per quanto riguarda il bancone massiccio superiore.

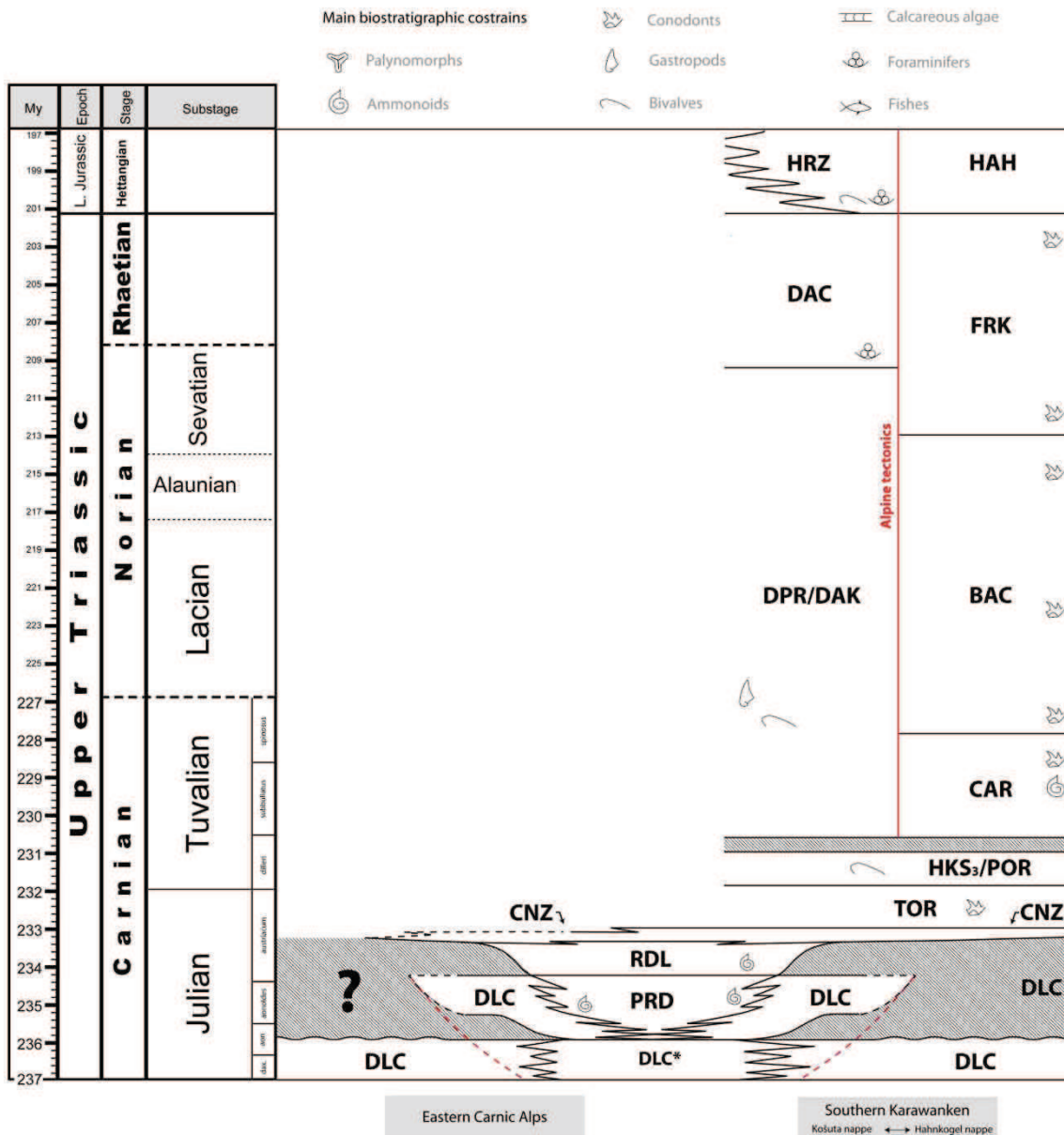


Figura 20 - Schema cronostratigrafico semplificato per la successione carnico-hettangiana delle Alpi Carniche orientali e delle Karawanken Meridionali. Le linee tratteggiate nere si riferiscono a limiti presunti, non chiaramente identificabili. Le linee rosse tratteggiate indicano repentine variazioni di facies verosimilmente legate ad attività tettonica sinsedimentaria. L'area grigia con punto interrogativo è riferita ad un possibile hiatus di sedimentazione non documentabile per assenza di unità più recenti. Dal Tuvalliano superiore, le serie si differenziano in base alle unità tettoniche di appartenenza: a sinistra la successione della scaglia di Košuta, a destra quella dell'Hahnkogel. Sigle: BAC= Fm. della Bača; CAR= Fm. di Carnitza; CNZ= Fm. di Conzen; DAC= Calcare del Dachstein, membro superiore; DAK/DPR= Calcare del Dachstein, membro inferiore, talvolta fortemente dolomitizzato da assumere caratteristiche analoghe alla Dolomia Principale; DLC= Dolomia ladinico- carnica; DLC*= Dolomia ladinico- carnica in facies bituminosa; FRK= FM. del Frauenkogel; HAH= Fm. dell'Hahnkogel; HKS₃/POR= facies attribuibili alla Fm. di Heiligkreuz (Mb. del Lagazuoi) chiuse da un corpo ascrivibile alla Dolomia della Portella; HRZ= Hierlatz facies Auct.; PRD= Calcare del Predil; RDL= Fm. di Rio del Lago. Sono indicate anche le sottozone ad ammoniti per il Carnico (a sinistra) ed i principali indicatori biostratigrafici utilizzati per le datazioni relative. Età assolute da GTS 2013 (Cohen et al., 2013).

L'intervallo stratigrafico, finora comune ad ogni unità tettonica delle Karawanken Meridionali, si differenzia nel Tuvalico superiore in due *trend* evolutivi opposti: nell'unità di Košuta, si ha il passaggio ai classici cicli loferitici del ***Calcare del Dachstein***, anch'qui separabile in due membri del tutto simili a quelli descritti per le Alpi Giulie. Per altro, la porzione inferiore è soggetta a forte dolomitizzazione (Buser, 1980), e l'intervallo subtidale a megalodonti può talvolta essere rappresentato da dolomie cristalline (es. forcilla Belscica), così come l'intervallo inter-sopratidale da dolomie stromatolitiche, assumendo quindi caratteristiche litostratigrafiche pressoché identiche alla ***Dolomia Principale***. Nella porzione superiore, i cicli subtidali-peritidali possono passare lateralmente a facies di scogliera a coralli, spugne e stromatoporidi (M. Košuta e M. Begunjščica) associabili esclusivamente al Retico in base alle associazioni a foraminiferi e coralli (Buser, 1980; Poltnig et al., 2010; Gale, 2012). Il tetto dell'unità è caratterizzato dal passaggio ad una successione di calcari micritici, grigio scuri, selciferi, con intercalazioni di breccie silteose a clasti calcarei, datata al Giurassico Inferiore su base biostratigrafica (Ramovš and Kristan-Tollmann, 1967).

Nell'unità strutturale dell'Hahnkogel, la Dolomia della Portella passa invece ad una successione a caratteri francamente bacinali che perdureranno addirittura oltre il limite T/J. Ad alcuni strati decimetrici di dolomie saccaroidi seguono dolomie ben stratificate, a giunti da piatti ad ondulati, talvolta bituminose, frequentemente bioturbate (Lein et al., 1995), contenenti faune ad ammonoidi, brachiopodi e conodonti che confermano l'ambiente di sedimentazione bacinale e permettono di attribuire la successione alla ***Fm. di Carnitza*** (Tuvalico superiore; Krystyn et al., 1994). A tetto, l'unità fa transizione graduale ad una potente serie di dolomie con noduli e liste di selce, attribuibili alla ***Formazione della Bača*** (Fig. 21). Si tratta di bancate da decimetriche a metriche, talvolta a caratteri torbiditici o con strutture associabili a *debris flow* carbonatici (Lein et al., 1995), contenenti prevalentemente radiolari, spicole di spugne e conodonti. Sulla base di questi ultimi (Krystyn et al., 1994) hanno attribuito l'unità all'intervallo Lacio-Alauniano. La diminuzione della dolomitizzazione e l'infittimento della stratificazione segnano il passaggio alla ***Formazione del Frauenkogel*** (Schlaf, 1996), caratterizzata da calcari micritici, talvolta selciferi e talora laminati, cui sono intercalati potenti e continui orizzonti di para-breccie a clasti calcareo-dolomitici, con base erosiva che localmente interessa la Fm. della Bača (Krystyn et al., 1994). Il contenuto in conodonti della parte inferiore della successione permette di attribuire l'unità al Sevatico inferiore (Krystyn et al., 1994). Superiormente ritornano alternanze di calcari micritici con liste di selce, calcari bioclastici e calcareniti fini laminate che testimoniano il perdurare di condizioni bacinali fino al Retico sommitale, quando si ha il passaggio ad un livello a marne scure che precede una successione di calcari micritici a radiolari e spicole di spugne, attribuibili in base ai rapporti stratigrafici al Giurassico Inferiore (Hahnkogel Fm.; Krystyn et al., 1994; Lein et al., 1995; Schlaf, 1996).



Figura 21 - La successione bacinale dell'unità Hahnogel, affiorante in Karawanken Meridionali sulla parete nordoccidentale del gruppo Frauenkogel/Dovška Baba. Sono evidenziati i limiti (transizionali) tra le diverse unità (POR+TOR= Fm. di Tor e Dolomia della Portella; CAR + BAC= Fm. di Carnitza e Fm. della Bača, FRK= Fm. del Frauenkogel). La *drowning unconformity* alla base della Fm. di Carnitza è sepolta dal detrito di versante. Foto gent. conc. di B. Celarc.

3.7. Alpi Giulie orientali

La geologia e la stratigrafia delle Alpi Giulie slovene, documentate prima dai lavori in lingua austriaca di fine '800 (cf. Diener, 1884; Stúr, 1858; Teller, 1896; Kossmat, 1906) e successivamente, dagli anni '50 agli anni '80, dagli autori jugoslavi e dal servizio geologico iugoslavo (SFRJ), sono state recentemente (e sono tuttora) oggetto di una profonda revisione da parte del Servizio Geologico Sloveno e degli stessi autori, sia per quanto riguarda gli aspetti stratigrafici che per quanto concerne il significato di unità e limiti strutturali. In particolare per il Triassico Superiore, i nuovi studi hanno messo in luce similitudini e discrepanze tra le serie delle Alpi Giulie ad ovest e ad est della Linea della Val Coritenza (cf. Par. 4.8).

L'assetto stratigrafico è infatti caratterizzato prevalentemente dalla presenza di corpi di piattaforma carbonatica, in parte analoghi a quelli del Tarvisiano, e dalla pressoché totale mancanza di unità terrigeno-carbonatiche. Inferiormente, le successioni sono contraddistinte da una cospicua unità carbonatica (fino a 1000 m di potenza) riferibile indefinitamente all'intervallo Longobardico-Julico (cf. Cordevolian limestone in Ramovš, 1987; Celarc, 2004; Dozet & Buser, 2009); si tratta essenzialmente di calcari e dolomie da massicce a stratificate, rappresentanti facies di piattaforma interna e di scogliera, relative probabilmente a più generazioni di piattaforme carbonatiche saldate l'una sull'altra, la cui discriminazione risulta assai complicata sia per la mancanza di evidenti interdigitazioni con unità bacinali, sia per la carenza di informazioni biostratigrafiche rilevanti. Di conseguenza, analogamente al settore del Tarvisiano, si è scelto di utilizzare per tale unità il termine Dolomia ladinico-carnica. Solo nelle aree settentrionali a ridosso della valle della Sava, il ritrovamento di *Diplopora annulata* in associazione con coralli, alghe calcaree e frammenti di spugne all'interno di banchi massicci di calcari dolomitizzati raccordati lateralmente a facies di scogliera a coralli e spugne (Ramovš & Turnšek 1987), permette di ascrivere gli edifici carbonatici al Triassico Medio. Nella restante porzione delle Alpi Giulie orientali ed in parte delle Alpi di Kamnik-Savinja (Ramovš & Šribar, 1992) affiora indistintamente la ***Dolomia ladinico-carnica***; la vasta area ricoperta da tale formazione indica la presenza di un'estesa piattaforma carbonatica impostata su di una regione caratterizzata da una subsidenza costante ed omogenea. Le testimonianze di contesti bacinali sono limitate al settore sudorientale di Bled, dove è infatti nota una successione di calcari micritici stratificati con lenti e noduli di selce, datati all'intervallo Ladinico-Norico in base al contenuto in conodonti (cf. Pokljuka Formation in Buser, 1980; Kolar-Jurkovšek, 1983).

Il tetto della Dolomia ladinico-carnica è marcato dal passaggio al ***Calccare di Razor*** (Ramovš, 1987), considerato nella vecchia letteratura e cartografia come parte degli edifici carbonatici norici per via della netta stratificazione di alcuni orizzonti (cf. Jurkovšek, 1987). Si tratta di una cospicua successione di calcari grigiastri stratificati, organizzati in cicli SU, con calcari subtidali micritici passanti a livelli più grossolani a foraminiferi ed alghe verdi, frequentemente oncoidali, capeggiati da stromatoliti e talvolta da *tepee*, *birds eyes* e strutture da esposizione subaerea (Celarc & Kolar-Jurkovšek, 2008). I cicli peritidali risultano connessi lateralmente o superiormente (Fig. 22) a facies massicce di scogliera con piccoli *patch reef* a coralli e spugne. L'unità può essere attribuita con certezza allo Julico

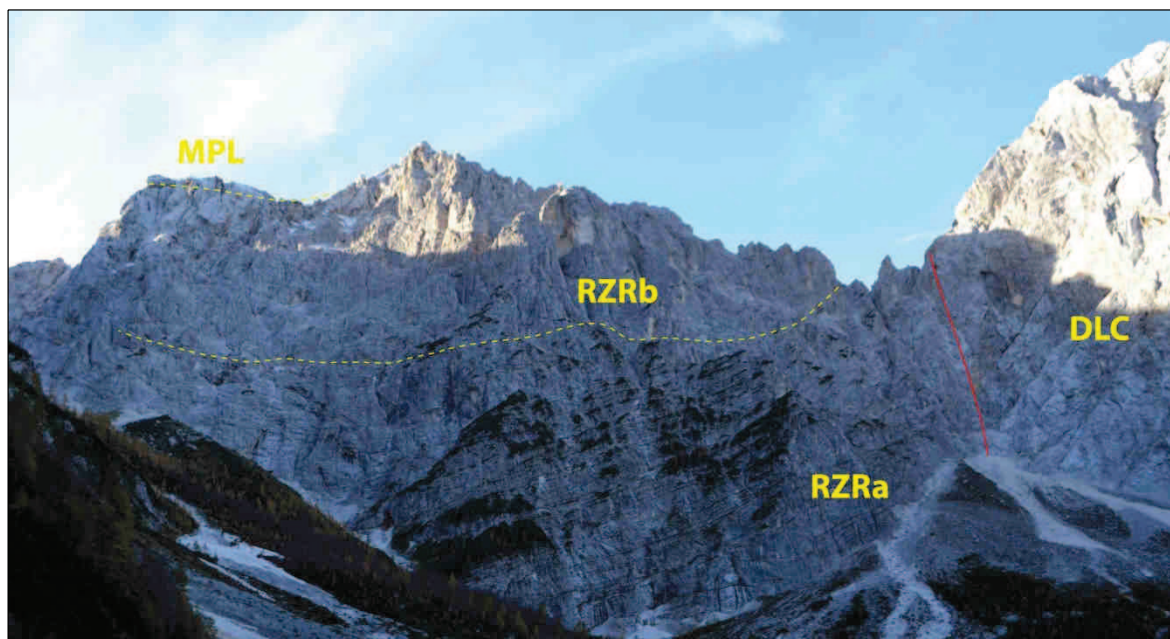


Figura 22 – Versante settentrionale del M. Razor. Sulla destra, una faglia mette a contatto la Dolomia ladinico- carnica (DLC) col Calcare di Razor in facies peritidale (RZRa); superiormente questo passa in maniera irregolare a facies di scogliera (RZRb). A tetto, il Calcare di Razor è delimitato da un sottile velo di Calcari del Martuljek (MPL).

per via dei rapporti stratigrafici, ma una collocazione temporale più precisa è resa impossibile dalla mancanza di fossili guida rilevanti. Localmente (gruppo del Martuljek, M. Razor, valle della Vrata, M. Macenovc, Kukova Špica), il tetto dell'unità è marcato da una chiara superficie di annegamento (cf. Par. 4.9), evidenziata dalla deposizione di calcari micritici pelagici a stratificazione centimetrica con giunti ondulati, separati talvolta da patine siltose millimetriche rossastre, in cui sono contenute faune a conodonti ed ammonoidi di età Tuvalico superiore (zona ad *A. spinosus*; cf. Jurkovšek et al., 1984; Ramovš, 1986, 1997a; Celarc & Kolar-Jurkovšek, 2008). Nonostante le litofacies ricordino in alcuni caratteri la Fm. di Carnitza delle Alpi Giulie occidentali, si preferisce distinguere l'unità per il contenuto in frazione terrigena quasi nullo, ed utilizzare il termine ***Calcari del Martuljek*** introdotto da (Celarc & Kolar-Jurkovšek, 2008). La formazione, rilevabile solo nel settore settentrionale delle Alpi Giulie orientali ed in alcune aree delle Alpi di Kamnik (Ramovš, 1993a), mostra generalmente caratteri TU- CU con calcareniti bioclastiche da fini a grossolane, spesso gradate, sormontate da brecce e mega-brecce clinostratificate ricche in frammenti di coralli, spugne e frammenti di carbonati d'acqua bassa (cf. Par 4.9). Le facies di scarpata si raccordano lateralmente ad una sottile fascia di margine, in cui i coralli sono i principali biocostruttori, mentre spugne ed idrozoi rimangono subordinati (cf. Ramovš & Turnšek 1987; Celarc & Kolar-Jurkovšek, 2008), attribuita dai vari Autori di lingua austriaca e slovena al ***Calcare del Dachstein*** (Dachstein Limestone, Dachstein Reef Lm.). Nella parte settentrionale del settore analizzato è infatti chiaramente distinguibile un *trend* progradante (Ramovš, 1987; Schlaf et al., 1997; Sattler, 1999) che sovrappone in breve spazio i cicli peritidali di piattaforma interna alle facies marginali massicce. Sebbene non sia da considerarsi un evento isocrono, il riaffermarsi degli ambienti di piattaforma interna nelle aree settentrionali delle Alpi Giulie orientali si completa generalmente nel

Laciano medio- inferiore (Sattler, 1999; Schlaf et al., 1997; Schlaf, 1999), così come anche a sudest, nell'area di Pokljuka (cf. Budkovič, 1978; Turnšek & Buser, 1989).

Tuttavia va sottolineato come l'unità in questione differisca sostanzialmente dal Calcere del Dachstein retico diffuso in buona parte del Sudalpino, essendo essa riferibile ad un intervallo temporale più ampio (Tuvalico- Retico) ed superando localmente i 1000 m di potenza. In particolare, similmente a quanto visto per le Alpi Giulie occidentali, è possibile distinguere un membro inferiore caratterizzato da cicli peritidali del tutto simili a quelli della Dolomia Principale, con la quale lo stesso è considerato essere eteropico (cf. Jurkovsek, 1987; Ogorelec & Buser, 1996; Cozzi & Hardie, 2003; Cozzi et al., 2005; Dozet & Buser, 2009), con i cicli loferitici caratterizzati generalmente da calcari subtidali a megalodonti e gasteropodi, spesso con a tetto cavità da dissoluzione, passanti a livelli intertidali laminati e a *fenestrae*, ed un membro superiore ascrivibile all'intervallo Sevatice-Retico per la presenza di *Triasina hantkeni*. Quest'ultimo è caratterizzato da cicli loferitici in cui predominano le facies subtidali, che possono passare lateralmente a facies di scogliera (Buser et al., 1982; Dozet & Buser, 2009) con *patch reef* a coralli, indicando così la presenza locale di aree più profonde, con ambienti lagunari che intervallavano il monotono paesaggio di piana tidale.

Il tetto del Calcere del Dachstein può passare, in maniera da transizionale a netta, a banchi massicci di calcareniti oolitiche hettangiane (correlabili alla Fm. di M. Zugna), interdigitate a calcari con livelli bioclastici a crinoidi, frequentemente selciferi, sedimentate nelle aree relativamente più profonde (Hierlatz facies; cf. Voros, 1991; Smuc, 2005).

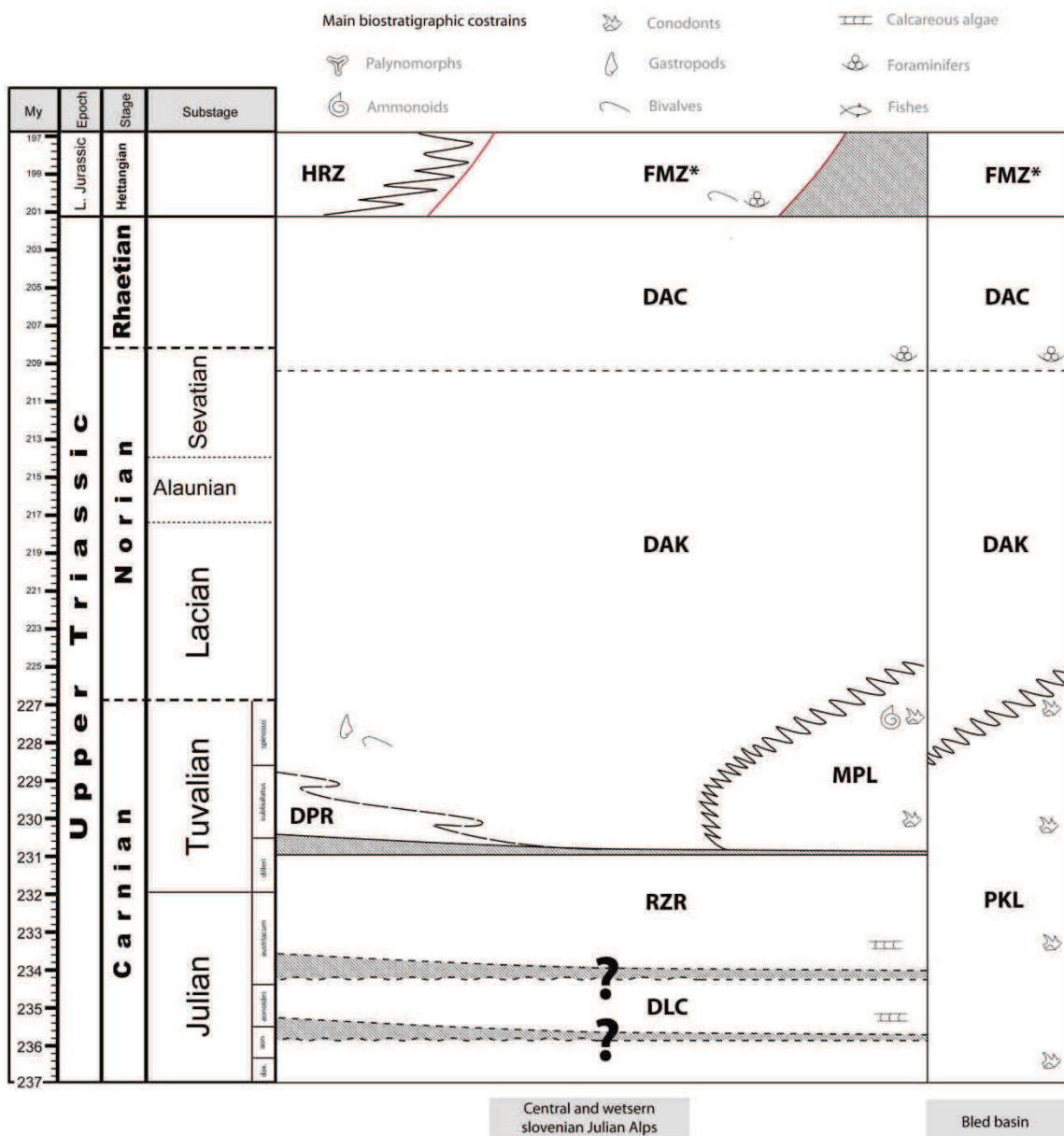


Figura 23 – Schema cronostratigrafico semplificato per il Triassico Superiore delle Alpi Giulie orientali. Le linee tratteggiate nere si riferiscono a limiti riportati in letteratura ma non chiaramente identificabili in campagna. Le linee rosse indicano la presenza di attività tettonica sinsedimentaria. L'area grigia bordata da tratteggio nero con punti interrogativi è riferita a possibili hiatus di sedimentazione, le cui tracce non sono però documentate in letteratura. Sulla destra è riportata la successione peculiare del distretto di Bled. Sigle: DAC= Calcarea del Dachstein, membro superiore; DAK= Calcarea del Dachstein, membro inferiore; DLC= Dolomia ladinico-carnica; DPR= Dolomia Principale; FMZ*= Facies hettangiane marginali associabili alla Fm. del M. Zugna; HRZ= Hieraltz facies Auct.; MPL= Calcari del Martuljek; PKL= Pokljuka Fm.; RZR= Calcarea di Razor.. Sono indicate anche le sottozone ad ammoniti per il Carnico (a sinistra) ed i principali indicatori biostratigrafici utilizzati per le datazioni relative. Età assolute da GTS 2013 (Cohen et al., 2013).

3.8. Bacino Sloveno

La copertura sedimentaria del Sudalpino a sud del sovrascorrimento delle Alpi Giulie è caratterizzata da una successione bacinale pressoché continua dal Triassico Medio al Cretaceo (Buser et al., 2007). La serie ladinica di calcari scuri pelitico- marnosi, grovacche e tufi, talvolta con episodi di intrusioni ed effusioni vulcaniche (Pseudozilian shales; Rakovec, 1950; Buser, 1986), ed occasionalmente con lenti di *patch reef* a coralli e spugne intercalati nella parte alta (Čar et al., 1981), passano superiormente agli **Strati ad Amphiclina** (Kossmat, 1910; Flügel & Ramovš, 1970). L'unità, ben esposta nella valle della Bača, è costituita da una successione terrigeno-carbonatica che mantiene pressappoco le stesse caratteristiche di quella sottostante, fatta eccezione per la mancanza di litotipi vulcanici ed intercalazioni tuffitiche. Ad arenarie quarzose e grovacche si alternano peliti ed intercalazioni micritiche. Queste ultime aumentano verso l'alto fino a formare orizzonti decametrici di calcari micritici scuri. Oltre all'elevato contenuto in brachiopodi, nell'unità sono stati ritrovati anche bivalvi, crinoidi ed un esemplare di *Trachyceras aon* nella parte inferiore (Kossmat, 1910). Sulla base del contenuto in conodonti, l'estensione temporale della successione è stata portata fino al Tuvalico (polygnathiformis A. Z. e nodosa R. Z.; cf. Ramovš, 1978; Kolar-Jurkovšek, 1990; Ramovš, 1997b). Inoltre, ai litotipi arenaceo-pelitici si intercalano *mud mound* a spugne e coralli, con i poriferi prevalenti nella parte inferiore della serie, e la porzione sovrastante contrassegnata dall'abbondanza di coralli come biocostruttore principale (Flügel & Ramovš, 1970; Senowbary-Daryan, 1981; Turnšek et al., 1982; Turnšek et al., 1987; Turnšek, 1997). Localmente, la componente terrigena può diminuire e gli Strati ad Amphiclina possono passare lateralmente a litofacies prevalentemente carbonatiche, come nell'area di Tolmino, dove sono presenti calcari con selce a stratificazione decimetrica. Analogamente, a sudovest di Kranj affiorano i **Calcari di Skofja Loka**, costituiti da calcari micritici scuri, selciferi nella parte medio- alta, poggiati su una successione silicoclastica assimilabile alle Pseudozilian shales. Tuttavia, il contenuto in ammonoidi (*Tropites subbulatus*) ed in conodonti (*N. polygnathiformis*) della porzione inferiore dell'unità carbonatica sembra collocare la base nel Carnico Superiore (Kolar-Jurkovšek, 1990), per cui è probabile che le alternanze arenaceo-marnose sottostanti costituiscano una variante degli Strati ad Amphiclina, relativa ad ambienti più prossimi ad aree vulcaniche in erosione. In base alle associazioni a conodonti collezionate nella porzione medio-superiore dei Calcari di Skofja Loka, è possibile allargare l'estensione temporale dell'unità fino ad almeno il tetto del Norico (abneptis - I. Z.; postera - A. Z.; bidentata - R. Z.; cf. Kolar, 1979; Kolar-Jurkovšek, 1990; Ramovš, 1993a). Altrove nel Bacino Sloveno, il tetto degli Strati ad Amphiclina è caratterizzato da un intervallo con alternanze di calcari scuri e *black shales*, sopra il quale poggia con limite netto e concordante la **Fm. della Bača**, la cui area tipo ricade proprio a sud di Tolmino. Si tratta di dolomie da grigio chiare a grigio scure, a giunti piano paralleli, finemente laminate, con intercalazioni di selce in noduli o liste. Nonostante una potenza fino a 200 m, la formazione risulta abbastanza sterile in macrofossili e l'unico ritrovamento consta in un esemplare di *Halobia distincta* (Buser, 1986), indicante una generica età norica. Le faune a conodonti hanno però permesso di definire meglio l'intervallo temporale coperto dall'unità (Kolar-Jurkovšek, 1982, 1990), che spazia dal tetto del Tuvalico al Sevatico (nodosa- R. Z.

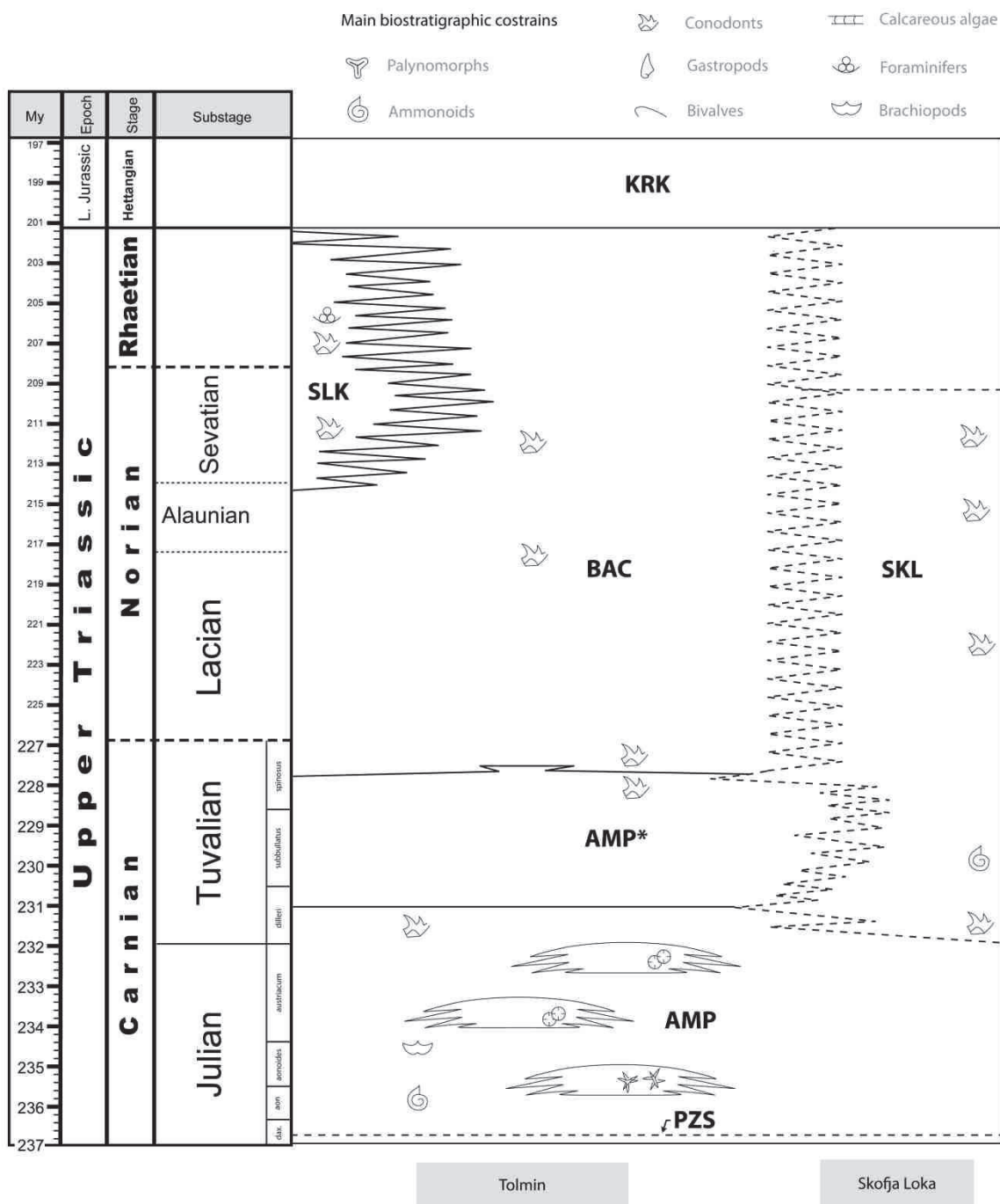


Figura 24 - Schema cronostratigrafico semplificato per la successione carnico-hettangiana del Bacino Sloveno. Le linee tratteggiate nere si riferiscono a limiti presunti o ad eteropie laterali, deducibili ma non identificabili direttamente in campagna. La porzione destra dello schema è relativa all'area di Skofja Loka, mentre la parte relativa all'area di Zelezniki (Alpi di Kamnik e Savinja) non è rappresentata per motivi grafici. Sigle: AMP= Strati ad Amphiolina; AMP*= black shales e calcari micritici nella porzione superiore di AMP; BAC= Fm. della Bača; KRK= Krikov Fm.; PZS= Pseudozilian Shales; SKL= Calcari di Skofja Loka; SLK= Slatnik Fm. La parte alta di SKL è separata da una linea tratteggiata per indicare la mancanza di informazioni dalla letteratura e l'incertezza del passaggio diretto a KRK. Sono indicate anche le sottozone ad ammoniti per il Carnico (a sinistra) e i principali indicatori biostratigrafici utilizzati per le datazioni relative. Età assolute da GTS 2013 (Cohen et al., 2013).

e abneptis - I. Z). Nelle Alpi di Kamnik e Savinja, la Fm. della Bača è sostituita da una successione caratterizzata da calcari scuri, spesso selciferi, talvolta con intercalazioni calcarenitiche (Kossmat, 1910; Ramovš, 1994), che sovrastano con limite transizionale la successione terrigena carnica (Zelezniki Limeatones).

A nord di Podbrdo, dove la Fm. della Bača risulta meno dolomitizzata, la tessitura e le micro-facies risultano visibili, evidenziando spesso intervalli di calcari con laminazioni trattive, gradazione diretta ed altre caratteristiche sedimentologiche legate a correnti di torbida, così come anche la presenza di intervalli più grossolani costituiti da breccie a supporto fangoso (Rožič et al., 2008; Gale, 2010). Le litofacies sono legate alla progradazione di una coeva piattaforma carbonatica, il cui perdurare porta al *trend* CU- TU che caratterizza la successione norico- retica nelle aree più settentrionali del Bacino Sloveno (M. Slatnik, M. Kobla): qui il passaggio transizionale dalla Fm. della Bača alla **Formazione dello Slatnik** (Rožič et al., 2008) è caratterizzato da calcari micritici grigi emipelagici, saltuariamente interessati da *slumping*, cui superiormente si intercalano letti talvolta canalizzati di calcareniti e conglomerati a clasti carbonatici (intraclasti bacinali, frammenti di *framestone* e di coralli, foraminiferi bentonici di piattaforma; Rožič et al., 2008; Gale et al., 2012). L'unità ricopre l'intervallo Sevatico- Retico (Gale et al., 2012) ed a tetto è contraddistinta dal ritorno ad emipelagiti e calcari ad ooidi e peloidi risedimentati, che identificano la Formazione di Krikov, e che sono riferibili all'Hettangiano (Rožič, 2008). Altrove, dove non sia presente la Fm. dello Slatnik, si assiste al passaggio diretto tra la Fm. della Bača e l'unità giurassica (Gorican et al., 2012).

4 Sezioni analizzate

Come si evince dalle sintesi stratigrafiche esposte nel capitolo precedente, la Fm. della Dolomia Principale rappresenta principalmente una serie di ambienti sedimentari associabili alla parte interna di un'estesa piattaforma carbonatica. In alcuni casi, la sequenza di cicli peritidali giace direttamente su *unconformity* delineanti un esteso *hiatus* temporale, in altri casi si sovrappone a serie di piana alluvionale o di laguna superficiale. Solo in limitati settori sono presenti facies di margine o di scarpata e, in particolare per gli stadi iniziali del Tuvalico superiore, queste si trovano concentrate nell'area del Tarvisiano e in una piccola area a sud di S. Stefano di Cadore. Le successioni peculiari delle Giudicarie sud-occidentali e delle Prealpi Carniche costituiscono infatti la testimonianza di intra-bacini originati da una fase tettonica successiva, di età norica.

Dunque, anche per la carenza di informazioni ottenibili dalle successioni di piattaforma interna, la ricerca è stata concentrata nei settori di margine, dove è possibile studiare direttamente lo *start-up* e l'evoluzione delle prime fasi di piattaforma. Per una migliore comprensione del *background* iniziale su cui la piattaforma si è andata ad impostare, lo studio ha coinvolto anche le serie del Carnico medio- superiore. In base alle ricerche ed alle informazioni presenti in letteratura (Assereto et al., 1968; Gianolla et al., 2003), è stata delimitata l'area di raccordo piattaforma- bacino: lungo un profilo longitudinale, grosso modo tra la Val d'Aupa e la valle del Rio Coritenza, sono stati scelti dei punti chiave in cui misurare le sezioni stratigrafiche (4.1-4.8; Fig. 24). Inoltre sono state analizzate sezioni di confronto in settori differenti, dislocate su un territorio più ampio comprendente le aree a sud di S. Stefano di Cadore e di Kranjska Gora (4.9, 4.10; Fig. 24). Data anche la carenza di informazioni dalla cartografia geologica esistente, in particolare per le zone del Tarvisiano, del Cadore orientale e della Slovenia nordoccidentale, per ogni area è stato effettuato un rilevamento geologico preliminare (dal quale è stata però esclusa l'analisi dei depositi quaternari) al fine di ottenere un chiaro quadro dell'assetto stratigrafico locale, nonché delineare le principali deformazioni e discontinuità strutturali, onde evitare analisi e misurazioni errate (ad esempio dovute a raddoppi tettonici).

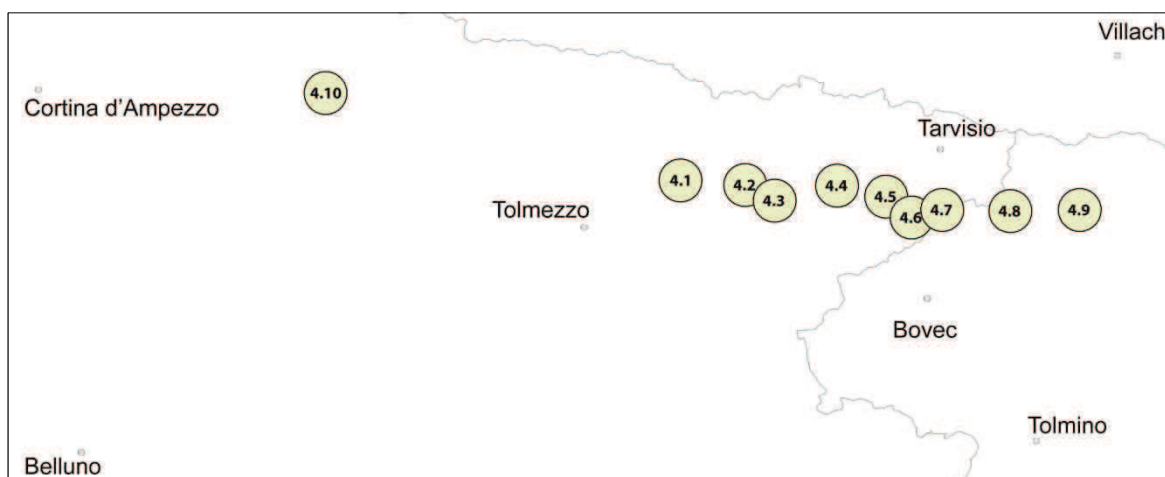


Figura 25 (pagina precedente) - Distribuzione areale delle sezioni e delle singole zone analizzate. Ad esse corrisponde il numero di paragrafo in cui sono descritte.

4.1. Dordolla

La copertura mesozoica della media ed alta Val d'Aupa è generalmente disposta secondo una blanda monoclinale S-vergente, dissezionata in molteplici piccole scaglie tettoniche originate dalle fasi orogenetiche neoalpine. I sistemi più recenti sono caratterizzati da linee ad orientazione SSW-NNE e N-S, con piani da subverticali ad alto angolo immergenti verso W, a carattere tendenzialmente traspressivo (linee del Cuel Brusat, Moggessa-Cuel di Zouf). I dislocamenti verticali ad esse associate possono superare anche i 200 m, portando a contatto le serie carnico- noriche con quelle norico-retiche. Le scaglie delineate sono poi interessate da strutture NNW-SSE con piani, da subverticali ad immergenti verso NE, che collegano i lineamenti principali e mantengono lo stesso carattere strutturale. Tali sistemi vanno poi a tagliare un piano di scollamento N-vergente, ad orientazione circa ENE-WSW, impostato generalmente su evaporiti carniche. Il *thrust* può essere interpretato come un retroscorrimento alpino associato alla fase serravalliana- tortoniana; esso disloca in senso NW-SE la successione, ma non è possibile stimarne il raccorciamento. Sul versante sinistro della media Val d'Aupa è poi presente un DGPV che va ad interessare la scarpata occidentale del M. Masereit (cf. Carulli et al., 1987).

Il versante destro della Val d'Aupa a nord di Dordolla, è caratterizzato da banconi di dolomie cristalline massicce, sovrastanti ed eteropiche ad una potente alternanza di marne, calcari micritici e marnosi, calcareniti e breccie con olistoliti di piattaforma, attribuita da diversi autori ad una serie equivalente alle formazioni di Wengen e S. Cassiano dei settori più occidentali (Jadoul & Nicora, 1979; Carulli et al., 1987), da cui l'attribuzione delle facies di dolomie massicce alla Dolomia Cassiana (sebbene l'età julica inferiore possa essere solo ipotizzata, data la mancanza di *marker* biostratigrafici significativi). Superiormente poggia in concordanza una successione ciclica subtidale di dolomie e calcari dolomitizzati color nocciola, a stratificazione generalmente decimetrica in livelli tabulari e più raramente nodulari, intervallati da sottili interstrati marnoso- argillosi. L'unità (Dolomie di Loveana in Carulli et al., 1987) è attribuibile per analogie stratigrafico-sedimentologiche alla Dolomia di Rio Terra Rossa affiorante in bassa Val Dogna (Jadoul et al., 2002), ed analogamente a quest'ultima è caratterizzata nella parte superiore da una maggiore nodularità e da un ispessimento delle intercalazioni marnose, fino a passare con limite transizionale ad una formazione costituita da alternanze di strati, da tabulari a nodulari, di calcari scuri ad alterazione giallastra, frequentemente marnosi, bioclastici, marne e peliti nere laminate. Nel giro di pochi metri, alle alternanze terrigeno-carbonatiche si intercalano livelli di calcareniti ibride e banchi litarenitici (Fm. di Chiampées in Carulli et al., 1987) che richiamano le alternanze arenaceo- marnose dell'area di Dogna (cf. fm. di Dogna in Preto et al., 2005). L'intervallo sovrastante la Dolomia di Rio Terra Rossa può quindi essere considerato un analogo della serie Fm. di Rio del Lago- Fm. di Tor presente in bassa Val Dogna (cf. Par. 4.3). Allo stesso modo, la parte sommitale dell'unità (descritta di seguito) è marcata dal limite netto con un corpo di dolomie massicce correlabile alla Dolomia della Portella del tarvisiano (De Zanche et al., 2000). La successione prosegue poi con una serie di alternanze terrigeno-carbonatiche in

facies evaporitica (“evaporitico carnico” *auct.*), sovrastate da cicli subtidali a sedimentazione mista attribuibili al Mb. di Monticello (Dolomia Principale), che sfumano gradualmente nelle sequenze peritidali classiche della Dolomia Principale (s.s.). La successione del Carnico Superiore è stata studiata tramite una sezione composita, misurata nell’alveo del Torrente Aupa e lungo la forra del Riu di Val.

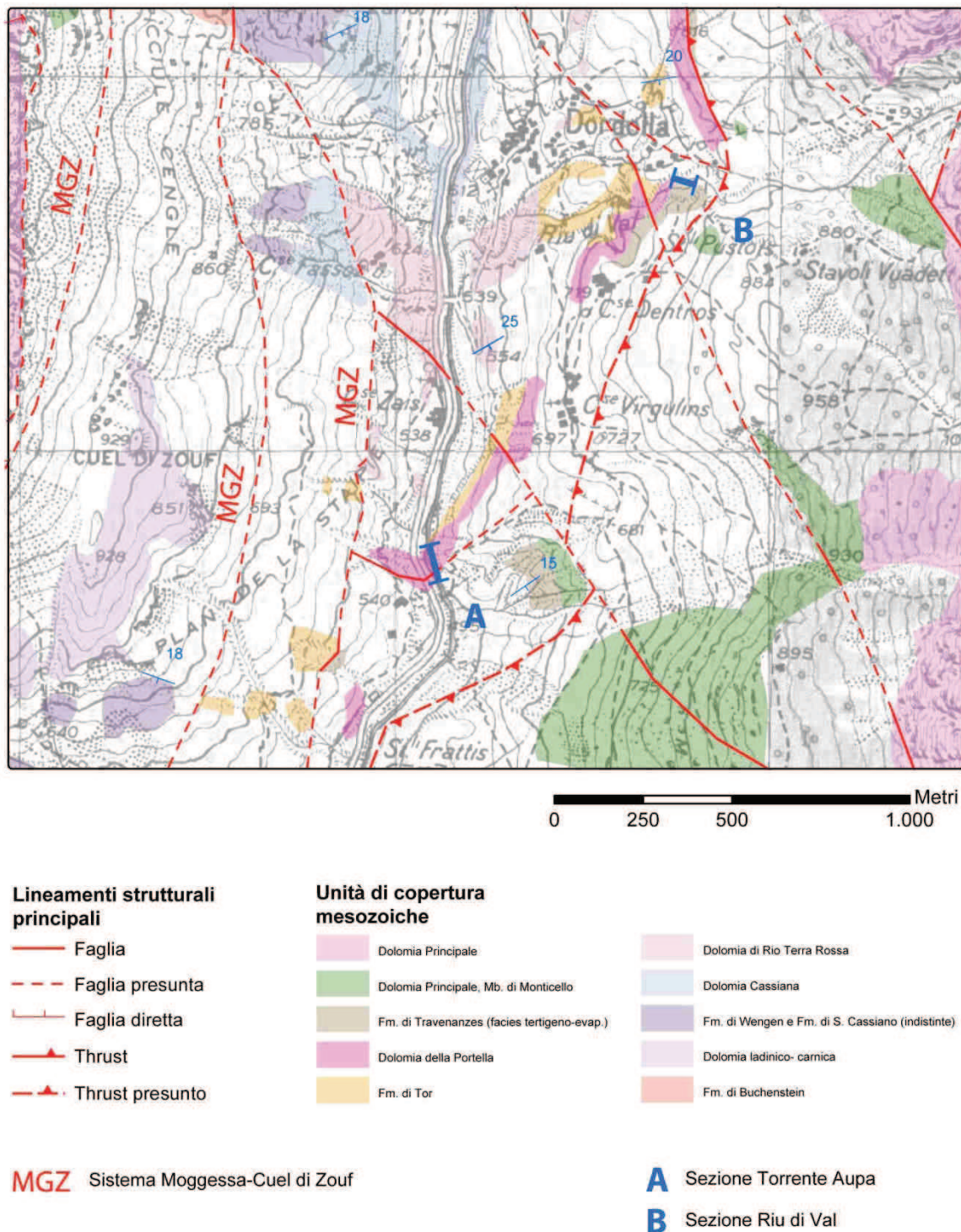
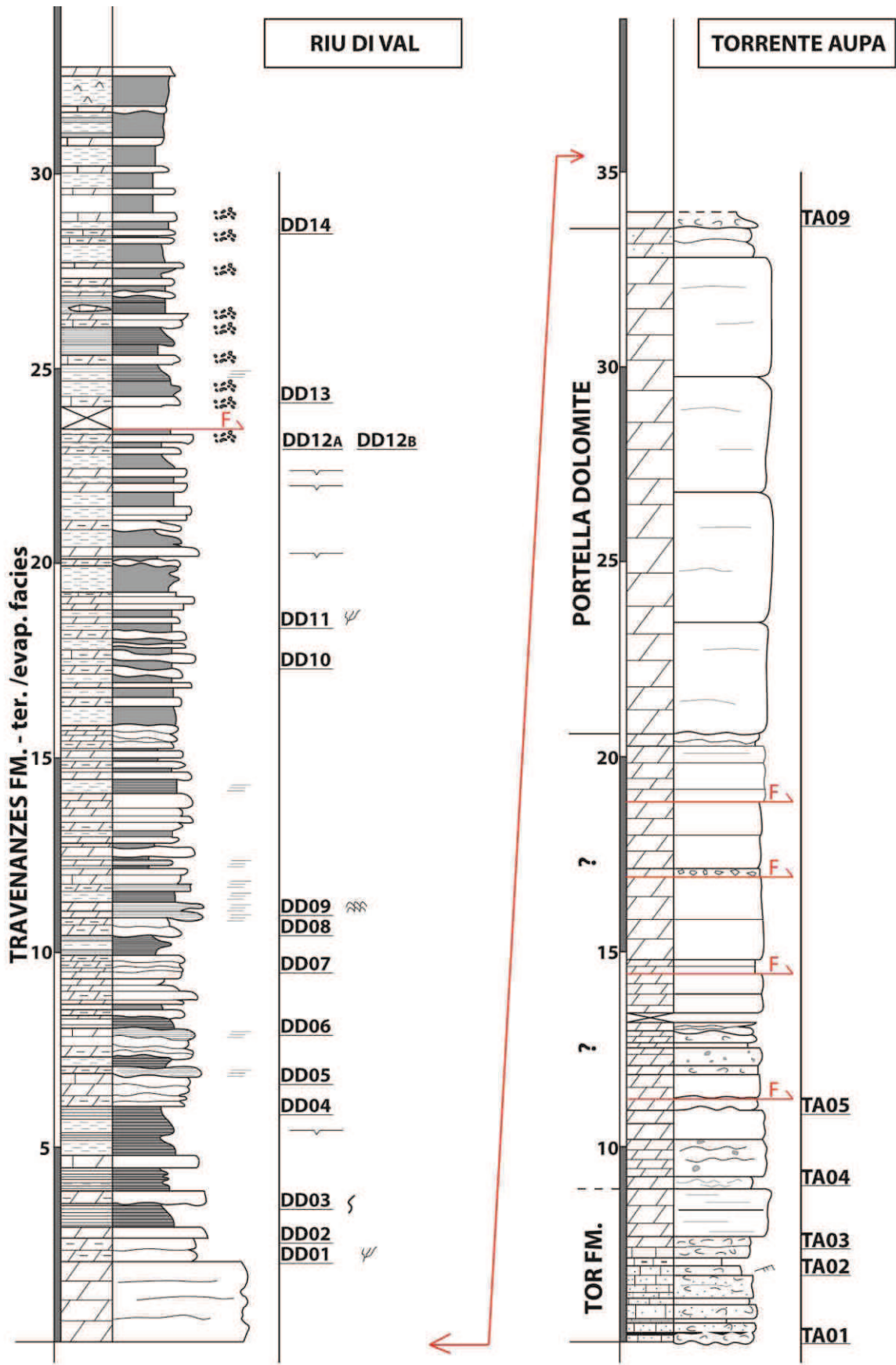


Figura 26 - Stralcio della carta geologica semplificata dei dintorni di Dordolla. Sono evidenziate solo le formazioni affioranti e le strutture tettoniche relativamente più importanti. Da Bianchini et al. (1980), modificato.



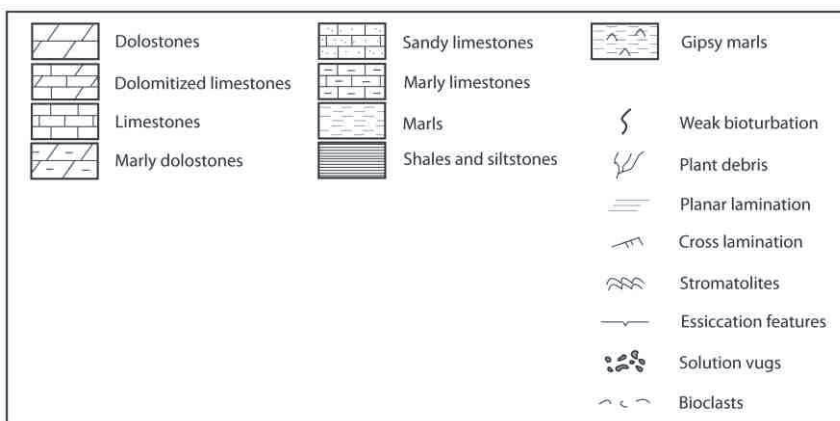


Figura 27 – Pagina precedente: sezione composta semplificata della successione tuvalica misurata nei pressi di Dordolla. La legenda è illustrata a lato. Per la descrizione completa si veda l'appendice A.1

La sezione Torrente Aupa comprende la parte superiore della Fm. di Tor, caratterizzata qui da calcareniti ibride bioclastiche in strati centimetrico- decimetrici a giunti da ondulati a piano paralleli, con intercalazioni argillose scure. È presente un cospicuo contenuto fossilifero riferibile ad una fauna diversificata (echinodermi, gasteropodi, foraminiferi, bivalvi), talvolta distribuito in livelli tempestici. Questo, unitamente alla presenza di strutture a laminazione incrociata, all'occorrenza di strati amalgamati e alla taglia prevalentemente grossolana del sedimento rimaneggiato, punta ad ambienti di sedimentazione abbastanza sciacquati, ad alta energia, generalmente al di sopra della base d'onda di tempesta, con fondali ricoperti da una fauna abbastanza diversificata (su cui dominano gasteropodi, echinodermi e bivalvi di dimensioni medio- grandi), analogamente alla serie sommitale nell'area tipo (De Zanche et al., 2000). Tuttavia, l'elevato contenuto in frazione terrigena grossolana e la presenza di abbondanti frustoli vegetali sembrano indicare condizioni più prossimali rispetto ad una linea di costa terrigena. Verso l'alto, la componente terrigena sembra comunque diminuire, e rimane presente prevalentemente come frazione fine nelle intercalazioni pelitiche.

Gli ultimi metri dell'unità sono caratterizzati da prevalenti calcareniti a giunti ondulati, che lateralmente possono risultare dolomitizzati e presentarsi come banchi di dolomia grigio-rosata. La dolomitizzazione è prevalentemente legata alla presenza di una serie di piani di faglia che interessano la successione misurata, e che ne hanno favorito la circolazione di fluidi in ambiente diagenetico tardivo.

Lo stesso sistema di faglie alpine è responsabile della ripetizione degli ultimi 10 m dell'unità, costituiti prevalentemente da banchi da sub-metrici a metrici di dolomie saccaroidi di colore chiaro che passano lateralmente a livelli decimetrici a giunti ondulati, talvolta ricchi in cavità da dissoluzione od in fantasmi di bioclasti, mentre le laminazioni suborizzontali sono appena percettibili. Occasionalmente sono identificabili strati decimetrici di dolomie scure e fetide alla percussione, che sembrano indicare un cospicuo accumulo di sostanza organica. L'unità passa superiormente ad un intervallo di dolomie massicce di circa 25 m, attribuibile alla Dolomia della Portella. Sebbene la potenza risulti simile a quella dell'area tipo (cf. De Zanche et al., 2000), l'intensa dolomitizzazione oblitera la totalità delle strutture sedimentarie. Ancor più che nell'area tipo, è probabile che il carbonato originale diagenetizzato fosse contraddistinto da un'elevata porosità, dovuta ad un sedimento originale grossolano, ben classato e povero in matrice, indice di ambienti a media-alta energia, come ad esempio una rampa carbonatica interna.

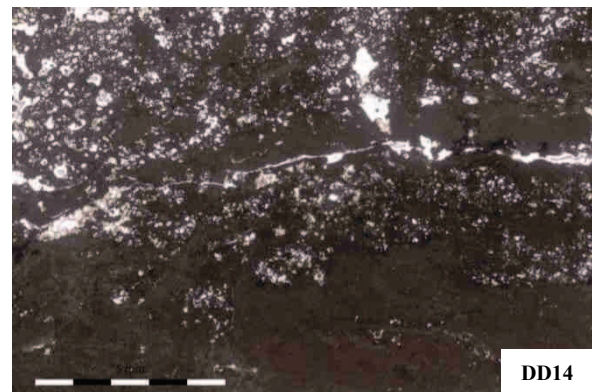
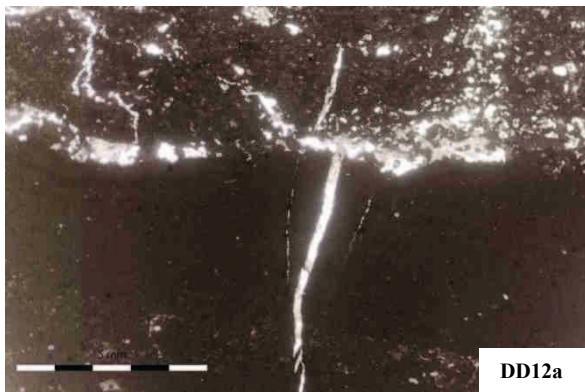
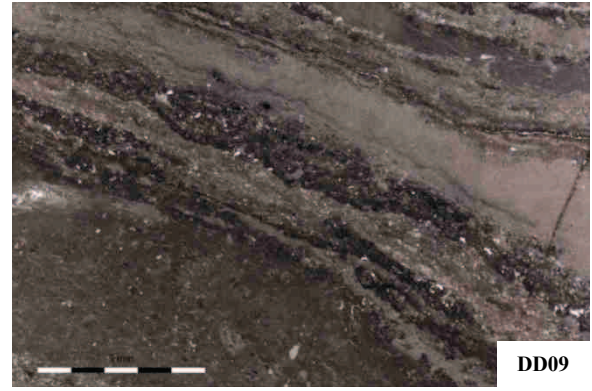
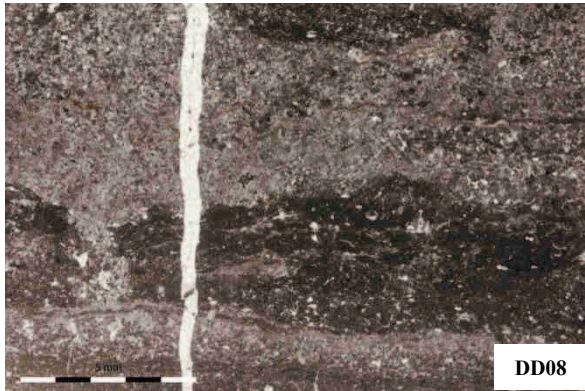
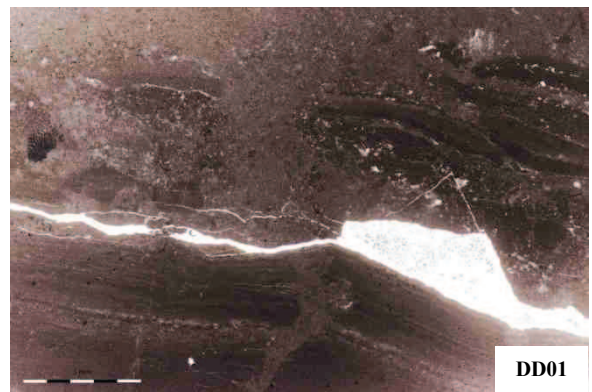
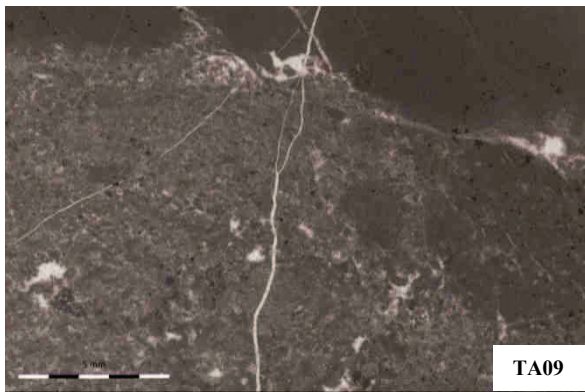
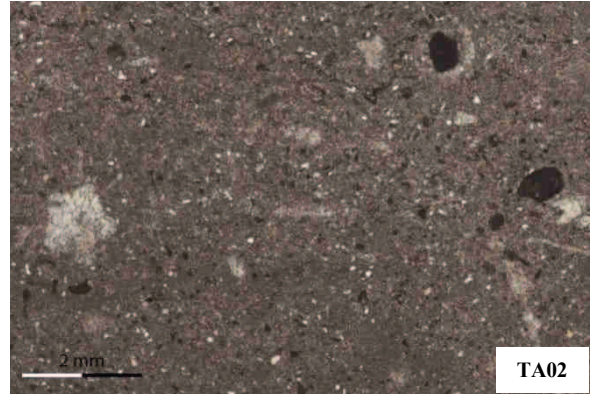
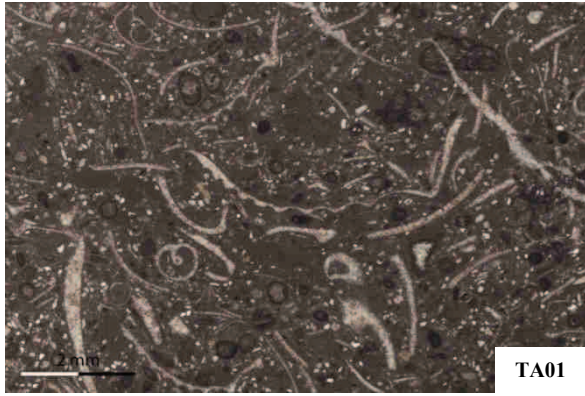


Figura 28 (pagina precedente)

TA01 – Fm. di Tor: *wackestone* dominato da bivalvi (anche costati) e gasteropodi fluttuanti in una matrice micritico- siltosa. Si riconoscono inoltre frammenti di echinidi, foraminiferi bentonici, frustoli vegetali e piccoli grani (talvolta grani aggregati) rivestiti da un bordo micritico scuro.

TA02 – Fm. di Tor: *wackestone* bioclastico dolomitizzato, con intraclasti micritici scuri, fecal pellets, frammenti litici e stiloliti scure. Sono anche presenti, raramente, piccoli grani di quarzo.

TA09 – Fm. di Travenanzes: *packstone/wackestone* dolomitizzato con intraclasti micritici a spigoli mal arrotondati, bioclasti (prevalentemente ostracodi), peloidi, talvolta struttura a *fenestrae* ed incrostazioni microbiali, capeggiato con limite irregolare da una dolomicrite sterile, con sostanza organica diffusa nella matrice. Alla base del campione, non inquadrati, sono presenti livelli più grossolani (*rudstone- grainstone*) contenenti anche rari frammenti di alghe calcaree.

DD01 – Fm. di Travenanzes: fanghi laminati inarcati con evidenti fratture subverticali da essiccamento, coperte da micriti argillose chiare, essenzialmente sterili in bioclasti e con sporadici frustoli vegetali.

DD08 - Fm. di Travenanzes: micriti intra- bioclastiche (ostracodi) laminate e croste microbialitiche ricche in sostanza organica inglobate in livelli di *packstone* fini, in bande separate da sottili lamine argillose.

DD09 - Fm. di Travenanzes: bande increspate di *wackestone* intraclastici con ostracodi, croste microsparitiche e *wackestone* scuri ricchi in sostanza organica, con struttura a micro-*fenestrae*.

DD12a - Fm. di Travenanzes: fanghi micritici (*mudstone*) con veli intra-bioclastici fini (ostracodi), con fratture da essiccamento, capeggiati da *wackestone/packstone* fini, debolmente laminati, in cui gran parte della calcite è andata in completa dissoluzione. A tetto dello stesso campione sono state trovate tracce di piccole radici, evidenziate da deboli accumuli di sostanza organica.

DD14 - Fm. di Travenanzes: orizzonte di dissoluzione a tetto di fanghi micritici sterili. Alcune delle cavità possono essere attribuite ad un'originaria struttura a *fenestrae*.

La parte sommitale dell'unità è contraddistinta dal ritorno di strati dolomitizzati nodulari, con una debole componente siltosa, che passano a tetto ad una serie ciclica di alternanze di calcari dolomitizzati ed interstrati pelitico-marnosi. Gli strati calcarei presentano una debole gradazione diretta, con laminazioni bioclastiche nella parte inferiore, strutture a *fenestrae* e micriti siltose sterili nella parte superiore, denotando variazioni ristrette alla zona inter-sopratidale di ambienti riparati, di piattaforma interna.

La sezione termina con copertura vegetale in corrispondenza di un limite morfologico contrassegnante l'incremento delle intercalazioni terrigene. L'intervallo sommitale è correlabile all'incirca con la base della sezione di Riu di Val, dove riprende l'alternanza di litotipi carbonatici ed intercalazioni marnoso-argillose. In particolare, la successione è caratterizzata da un marcato aumento della componente terrigena fine. Nei primi metri, i carbonati (calcari dolomitizzati e dolomicriti) mostrano una granulometria fine ed un contenuto bioclastico pressoché nullo, occasionalmente strutture da essiccamento (DD01) a sottolineare brevi episodi di emersione del fondale fangoso, mentre le intercalazioni di marne e peliti grigio-azzurrognole aumentano in frequenza e potenza verso l'alto. Superiormente, la serie è arrangiata in cicli subtidali di spessore metrico, contraddistinti alla base da marne e marne argillose passanti ad alternanze di calcari dolomitizzati ed intercalazioni pelitiche, e raramente chiuse da livelli dolomitici puri. I litotipi carbonatici

mostrano frequentemente deboli laminazioni, un parziale inquinamento in frazione terrigena fine ed un cospicuo contenuto in materia organica. Le tracce da bioturbazione sono scarse mentre i bioclasti sono ristretti ad ostracodi e piccoli bivalvi a guscio sottile, occasionalmente piccoli foraminiferi bentonici. In particolare, i primi 15 m presentano un *trend* debolmente trasgressivo, con la frazione terrigena che presenta spesso colori dall'azzurrognolo/verdastro al nerastro, e le dolomie a tetto che mostrano laminazioni (tra 6 e 14 m) associabili a correnti piuttosto deboli (le tessiture sono molto fini e l'argilla è sempre presente) o a tappeti microbialitici (DD08, DD09). In alcuni livelli, il quantitativo di sostanza organica ed il colore nocciola scuro delle dolomie sembrano indicare condizioni parzialmente riducenti su un fondale a scarsa profondità. D'altra parte, il debole contenuto, la taglia fine dei bioclasti e le faune oligotrofiche (dominano gli ostracodi) suggeriscono ambienti abbastanza stressati.

Dopo circa 15 m, il colore delle argille tende invece ad avere sfumature rossastre, suggerendo condizioni ossidanti (oscillazioni della tavola d'acqua) alla base dei cicli. Quasi simultaneamente, diventa frequente la presenza di strutture da essiccamento nei fanghi a tetto dei carbonati (*mud crack* e *sheet crack*) e compaiono talvolta orizzonti marnoso- gessosi grigiastri ad alterazione biancastra.

Ancora, le dolomie scure laminate si fanno meno frequenti e si rilevano dolomie afanitiche e livelli carbonatici mal cementati, ad aspetto farinoso. In sezione sottile è visibile come in quest'ultimo caso si tratti in realtà di micriti intervallate da orizzonti intertidali a *fenestrae* (DD12a, DD14), andati poi in dissoluzione.

Il tetto della sezione è marcato da un netto aumento della potenza degli intervalli terrigeni fini, accompagnato anche da un aumento nello spessore degli interi cicli e dalla frequente presenza di marne gessose biancastre. A sud-est di Dordolla, la serie prosegue con un orizzonte di 20- 30 m costituito da marne gessose grigio- nerastre e banchi di gesso, che passa superiormente a livelli con lenti di vere e proprie dolomie cariate giallastre (Carulli et al., 1987).

La serie fin qui descritta, sovrastante la Dolomia della Portella, è nel complesso associabile ad ambienti riparati, di laguna protetta, relativamente vicini ad una piana fangosa costiera in grado di garantire apporti terrigeni fini, evolventi verso condizioni evaporitiche a bassa profondità. Tali caratteristiche litostratigrafiche richiamano fortemente quelle presentate dalla Fm. di Travenanzes nei settori delle Dolomiti nord- orientali (Neri et al., 2007b; Breda & Preto, 2011), per cui si è deciso di ascrivere la successione a detta unità.

Superiormente, dopo circa 60 m, la formazione passa a cicli, da metrici a sub-metrici, caratterizzati da argilliti scure, talvolta verdastre alla base, ed intervalli metrici di tetto con dolomie grigiastre in strati decimetrici a giunti piano- paralleli (Fig. 31), mentre scompaiono i litotipi evaporitici. L'intervallo costituisce il passaggio transizionale tra la Fm. di Travenanzes ed il Mb. del Monticello della Dolomia Principale, rappresentato qui da cicli metrici con peliti verdastre alla base passanti a dolomie grigiastre micritiche o cristalline. La potenza dei banchi carbonatici aumenta salendo nella serie, a discapito della frazione terrigena fine che si riduce ad intercalazioni, fino al passaggio dopo circa 250 m (Carulli et al., 1987) ai tipici cicli peritidali SU della Dolomia Principale.

Tuttavia va riscontrato che la potenza dell'intervallo di transizione potrebbe risentire dell'attraversamento del piano di scollamento N-vergente del Sernio, che potrebbe avere localmente eliso o raddoppiato porzioni della serie.

Considerando l'intera successione al di sopra della Dolomia della Portella dunque, si può distinguere la transizione a sistemi di piattaforma, con un generale *trend* che porta da ambienti interni riparati, prevalentemente subtidali a bassa profondità, a condizioni marine più ossigenate, con un episodio regressivo all'interno, rappresentato dai termini evaporitici della Fm. di Travenanzes. La stessa fase trasgressiva è responsabile del progressivo allontanamento della linea di costa terrigena che favorisce la riavanzata degli ambienti prettamente carbonatici, e passa poi alla fase regressiva di tetto con l'impostazione di condizioni di piana tidale in tutto il contesto regionale.



Figura 29 – Parte basale della Fm. di Travenanzes presso il Riu di Val. La successione ciclica è caratterizzata da marne argillose e peliti scure, passanti a dolomicriti marnose e localmente dolomie stromatolitiche.



Figura 31 - Transizione dalla Fm. di Tor alla Dolomia della Portella lungo l'alveo del T. Aupa. Il sistema di faglie che disturba la sequenza ha favorito la dolomitizzazione del tetto dell'unità terrigeno- carbonatica.



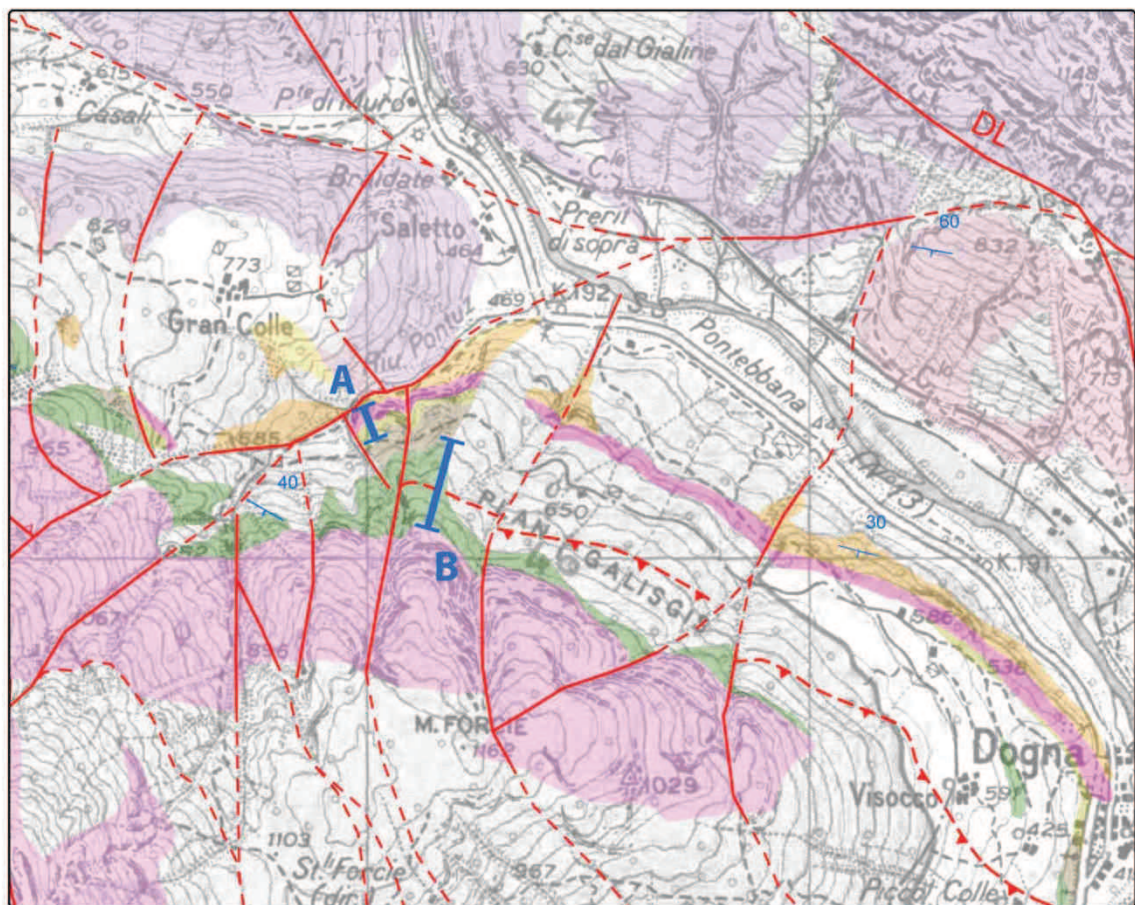
Figura 301 - Transizione dalla facies terrigeno- evaporitica al Mb. di Monticello in sinistra della media Val d'Aupa.

4.2. Rio Pontuz

Rispetto al settore precedente, l'area di Rio Pontuz, a cavallo tra la Carnia e le Alpi Giulie occidentali, è caratterizzata da un assetto strutturale più complicato, legato all'interferenza della chiusura dei sistemi di trascorrenza destra connessi alle fasi tardo-orogeniche neoalpine (cf. Cap.2, Fig. 3). I lineamenti principali, rappresentati dalla continuazione occidentale della Linea di Ravne e dalla Linea di Dogna (Carulli et al., 1987), sono costituiti da piani, da subverticali ad immergenti a nordest, ad orientazione prevalente WNW-ESE, variante a NW-SE nella porzione terminale, laddove chiudono sulle strutture N-S del settore occidentale. Nonostante la maggiore tettonizzazione, è comunque riconoscibile ancora l'organizzazione della copertura mesozoica secondo una monoclinale S-vergente. I lineamenti principali tagliano una serie di sistemi traspressivi precedenti, caratterizzati da strutture WSW-ENE, cui sono associati molteplici piani inversi ad orientazione NNE-SSW ed immersione generalmente verso est, che determinano dislocamenti verticali massimi dell'ordine della decina di metri (area del M. Forcie). Tra le linee traspressive, va ricordata quella che determina, lungo il corso del Rio Pontuz, l'affiancamento delle serie ladinico- carniche a quelle carnico- noriche.

Sul versante destro del Canal del ferro, tra le località Porto di Dogna e Plan de Gasilgis, è stata inoltre congetturata la presenza di un piano di scorrimento N-vergente, ad orientazione circa W-E, che va a duplicare parzialmente la successione carnico-norica. In particolare, la struttura, costituente la prosecuzione occidentale di un retroscorrimento rilevato nella vicina Val Dogna (cf. Par. 4.3), sarebbe organizzata secondo una geometria *ramp-flat*, con i piani di scollamento suborizzontali impostati prevalentemente sugli orizzonti più duttili della serie carnico-norica. Non è escluso che la stessa struttura sia ricollegabile al retroscorrimento del Sernio (Carulli et al., 1987) descritto per l'area di Dordolla.

La serie sedimentaria a nord del Rio Pontuz è caratterizzata in buona parte dalla Dolomia ladinico- carnica, contraddistinta da dolomie grigio chiare massicce in banchi pluri-metrici, passanti verso l'alto a facies stratificate di piattaforma interna. Tuttavia, la tettonizzazione dona frequentemente a queste ultime un aspetto comunque cataclastico e massiccio. Il tetto dell'unità è interessato localmente (basso corso di Rio Pontuz) da tasche paleocarsiche riempite da brecce oligomittiche con clasti calcarei da rosati a giallastri, frammenti litici rossastri (lateriti) e frustoli carboniosi di grosse dimensioni, immersi in una matrice marnoso-calcareo azzurrastra. I riempimenti culminano talvolta con livelli pedogenizzati seguiti da un intervallo di marne scure laminate, sopra cui poggia in paraconcordanza la Dolomia di Rio Terra Rossa. Questa mantiene circa gli stessi caratteri sedimentologici (dolomie in banchi sub-metrici ed interstrati argillosi) e lo spessore dell'area tipo (Jadoul et al., 2002), sebbene anch'essa possa presentarsi frequentemente con aspetto cataclastico. Superiormente le dolomie passano in maniera transizionale ad una successione di calcari bioclastici e corpi lenticolari di calcareniti oolitiche (Mb. di Pontuz in Jadoul et al., 1995), alternati ad intervalli a marne grigie e peliti scure, attribuiti alla Fm. di Rio del Lago in base ai rapporti stratigrafici (Preto et al., 2005). Rispetto all'area tipo (Assereto et al., 1968) non si osserva però una prevalenza dei litotipi carbonatici nell'alto della serie, ed i livelli marnoso- argillosi scuri mantengono elevati spessori (da decimetrici a metrici).



0 250 500 1.000 Metri

Lineamenti strutturali principali

- Faglia
- - - Faglia presunta
- ▲— Faglia inversa
- ▲— Thrust
- - -▲- - - Thrust presunto

Unità di copertura mesozoiche

- | | |
|---|--|
| Dolomia Principale | Fm. di Tor |
| Dolomia Principale, Mb. di Monticello | Fm. di Rio del Lago |
| Fm. di Travenanzes (facies tertigeno-evap.) | Dolomia di Rio Terra Rossa |
| Dolomia della Portella | Dolomia ladinico-carnica |

DL Linea di Dogna

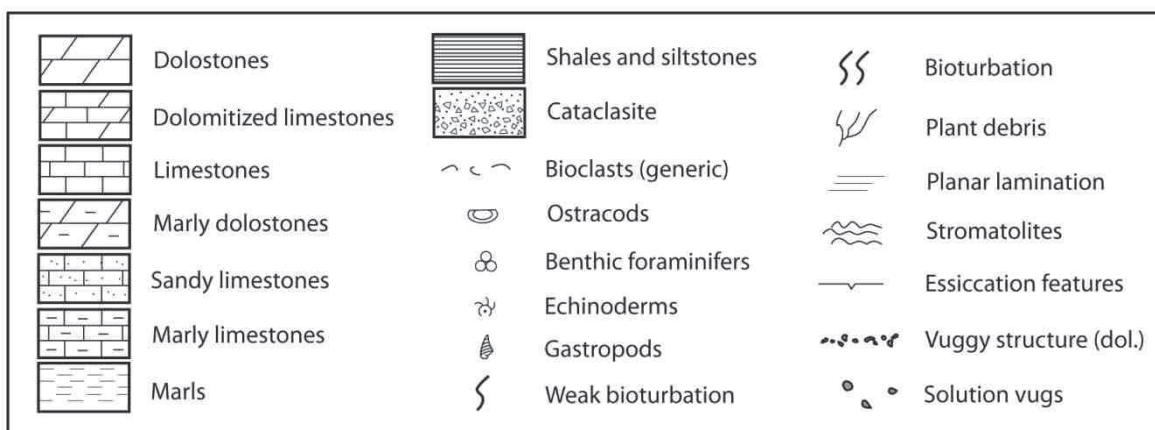
A Sezione Rio Pontuz

B Sezione Plan de Gasilgis

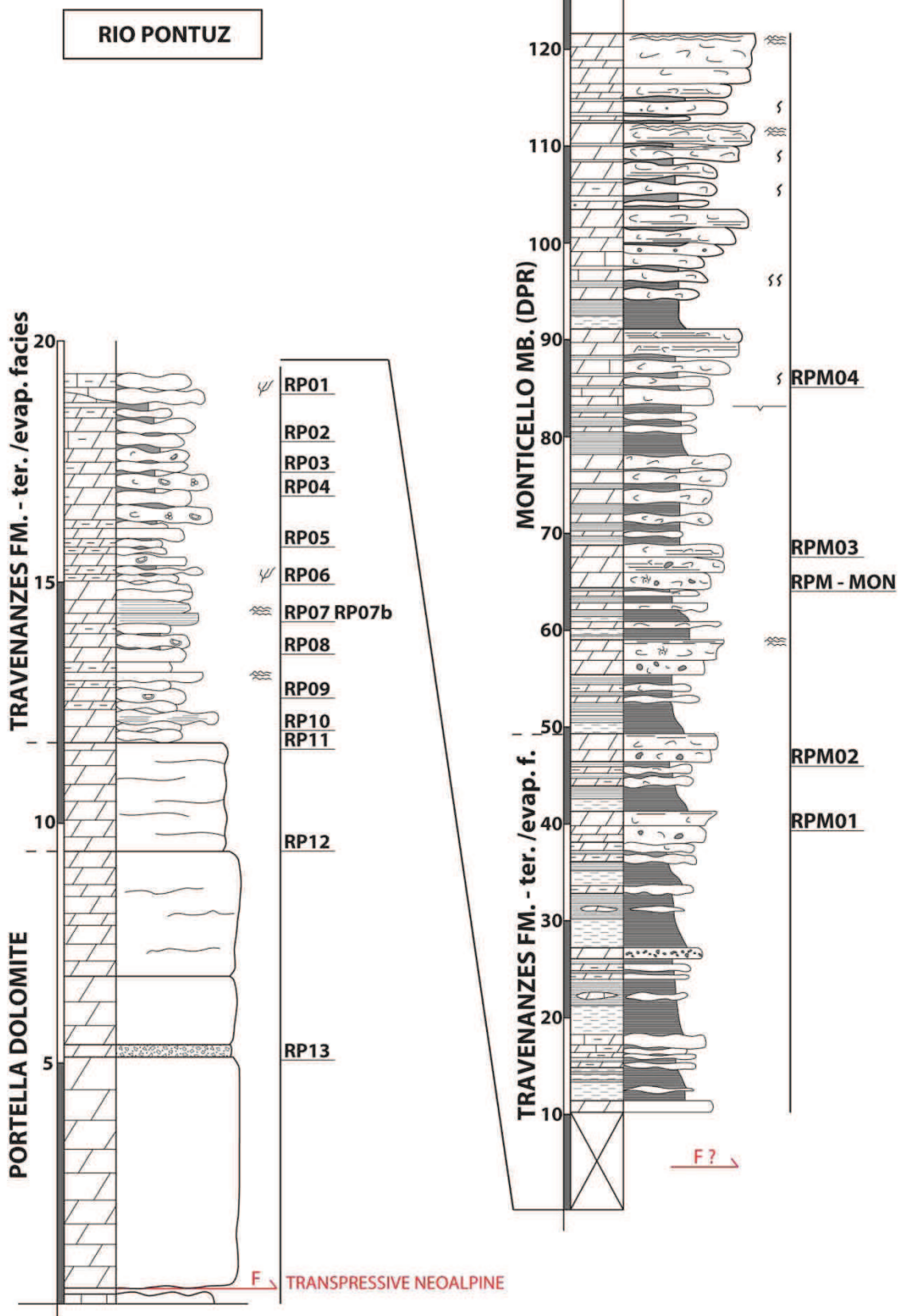
Figura 32 - Stralcio della carta geologica semplificata del versante destro del Canal del Ferro, in corrispondenza della confluenza col Rio Pontuz.. Sono evidenziate solo le formazioni affioranti e le strutture tettoniche relativamente più importanti. Da Bianchini et al. (1980), modificato.

L'unità è marcata a tetto dalla comparsa di intercalazioni di banchi arenacei potenti anche oltre il metro, con componente prevalente vulcanoclastica ed evidenti strutture trattive a scala decimetrica (fm. di Dogna; cf. Jadoul et al., 1995; Preto et al., 2005), che vanno a sostituirsi ai litotipi calcarei. L'unità arenaceo- marnosa costituisce informalmente un intervallo di separazione tra la Fm. di Rio del Lago e la Fm. di Tor. Superiormente le intercalazioni arenacee vanno diminuendo e ritornano i calcari bioclastici, fino ad arrivare a cicli di calcari grigio scuri bioclastici ad alterazione giallastra, spesso bioturbati e nodulari, alternati a marne e siltiti nerastre. La Fm. di Tor affiora sia nel versante destro del basso corso del Rio Pontuz, che sul versante sinistro della media ed alta valle (a sudovest di Gran Colle), mantenendo pressappoco gli stessi caratteri e la stessa potenza (circa 90 m). L'unità, datata in questo intervallo allo Julico superiore su base palinologica (Roghi & Dalla Vecchia, 1997; Preto et al., 2005), è delimitata superiormente dal litosoma carbonatico della Dolomia della Portella. La transizione è marcata da un *trend* CU/TU con la prevalenza di calcari bioclastici (*grainstone- packstone*) nodulari in strati decimetrici, frequentemente dolomitizzati, e con i litotipi terrigeni ridotti a sottili intercalazioni. La stessa Dolomia della Portella, in alcuni affioramenti esposti ma non raggiungibili sul versante destro della valle del Rio Pontuz, sembra essere costituita alla base da strati saldati di doloareniti a giunti ondulati, analogamente all'area tipo (De Zanche et al., 2000). La successione sovrastante l'unità dolomitica è stata studiata secondo una sezione composita comprendente un primo transetto misurato in destra idrografica del medio corso del Rio Pontuz, ed un secondo analizzato sul versante settentrionale del M. Forcie; tuttavia, in quest'ultimo caso, le unità risultano sempre parzialmente sub-affioranti od esposte in zone di frana attiva, per cui l'analisi di campagna è stata condotta in maniera speditiva.

Figura 33 (sotto e pagina successiva) - Sezione composita semplificata per la successione affiorante sul versante settentrionale del M. Forcie, in destra idrografica del Rio Pontuz. Per la descrizione completa si veda l'appendice A.1



PLAN DE GASILGIS



A causa della faglia traspressiva ad alto angolo su cui si insinua il basso corso del Rio Pontuz, non è possibile osservare il passaggio naturale tra la Fm. di Tor e la Dolomia della Portella, ma quest'ultima si sovrappone per contatto tettonico discordante sulle alternanze di calcari bioclastici nodulari, marne grigie e peliti scure che caratterizzano la parte media della Fm. di Tor; mancano invece i livelli dolomitizzati, a giunti piano- paralleli, osservabili localmente in parete alla base dello spesso litosoma carbonatico (Fig. 35). Una serie di piani di faglia coniugati al principale che interessano l'unità carbonatica sono anche responsabili della presenza di orizzonti cataclastici e dell'occasionale aspetto microbrecciato di alcune porzioni, nonché (parzialmente) della forte dolomitizzazione che ha obliterato ogni tessitura primaria.

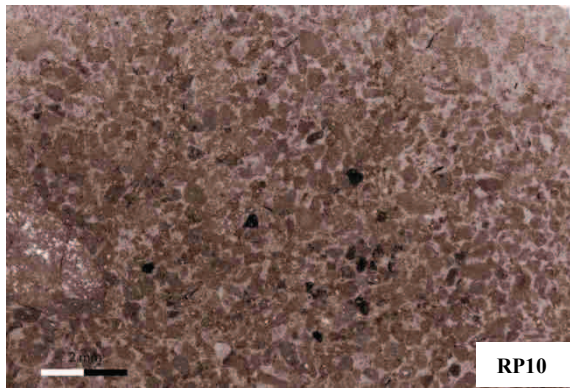
La Dolomia della Portella è infatti caratterizzata anche in quest'area da banconi metrici di dolomia massiccia cristallina grigio-rosata priva di stratificazione o strutture sedimentarie. Solo nella parte superiore, all'interno di strati amalgamati di dolomie cristalline, sono percepibili laminazioni ondulate, mentre in sezione sottile i livelli sommitali appaiono caratterizzati da una tessitura micritica, cospicuamente brecciata, con sostanza organica diffusa omogeneamente nella matrice fangosa.

Considerando un'originaria tessitura grossolana per buona parte dell'unità (cf. Par. 4.1), la diminuzione di granulometria nella parte alta potrebbe corrispondere ad una diminuzione nell'energia delle condizioni di sedimentazione, corrispondente ad ambienti più riparati e protetti. In tal senso la porzione sommitale potrebbe essere già ascrivibile all'unità sovrastante. La serie prosegue con alternanze di dolomicriti, doloareniti a giunti ondulati, gradate e con laminazioni nella parte bassa, dolomie marnose ed intercalazioni pelitiche millimetriche. I grani dei litotipi più grossolani sono caratterizzati prevalentemente da intraclasti micritici, mentre sono quasi del tutto assenti i bioclasti (limitati ad ostracodi). Superiormente prevalgono dolomicriti talvolta con laminazioni argillose, di colore generalmente scuro, diventano più frequenti le intercalazioni pelitiche nerastre e sono osservabili livelli sterili medio-fini con laminazioni increspate e microfratture subverticali (RP07b).

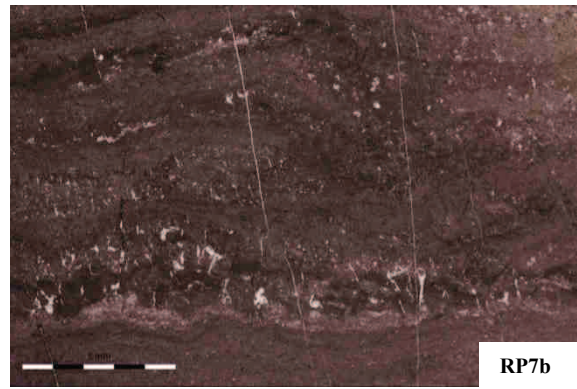
La scarsa biodiversità, la laminazione e il colore scuro delle peliti di alcuni livelli suggeriscono condizioni abbastanza stressanti, parzialmente disossiche, in ambienti protetti a bassa energia e ad inquinamento terrigeno, talvolta con fondali fangosi sottoposti a brevi esposizioni subaeree e conseguente debole essiccamento. Alcuni livelli laminati, particolarmente ricchi in sostanza organica, possono essere connessi a tappeti microbialitici impostatisi in ambienti particolarmente favorevoli anche per la mancanza di organismi competitori/brucatori.

A circa 5 m dalla base dell'unità, intercalate alle dolomie afanitiche ed alle dolomicriti, compaiono dolomie grigie subtidali, bioturbate, con piccoli intraclasti ed un minor contenuto in bioclasti e frustoli vegetali, mentre la presenza della componente terrigena fine rimane pressoché costante. Tali facies corrispondono ad episodi ad energia leggermente più elevata, ma sempre in ambienti riparati e parzialmente stressati, indicati dalle associazioni faunistiche oligotrofiche (ostracodi e foraminiferi).

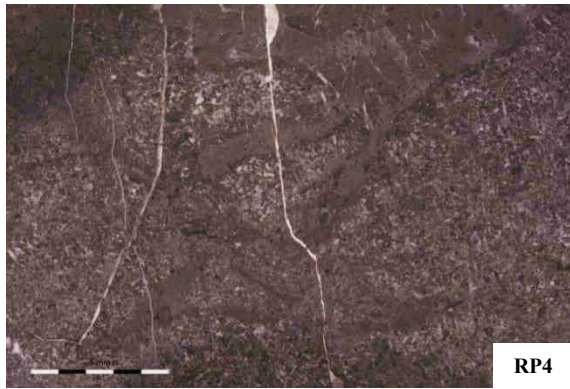
La porzione superiore della serie affiorante in prossimità del Rio Pontuz è caratterizzata da un graduale incremento nella potenza degli intervalli marnoso- argillosi, dalla prevalenza di orizzonti sterili in bioclasti e dalla costante presenza di piccoli frustoli vegetali. L'affioramento risulta poi prevalentemente coperto da suolo e vegetazione, sia in relazione



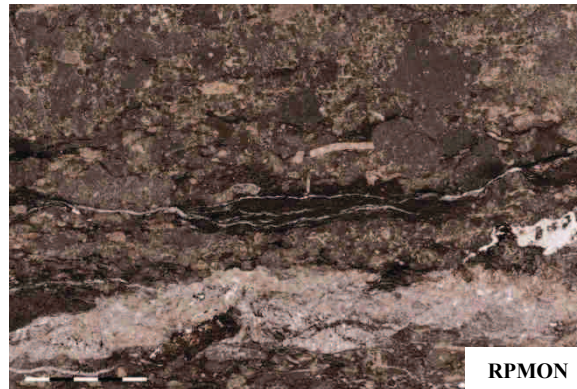
RP10



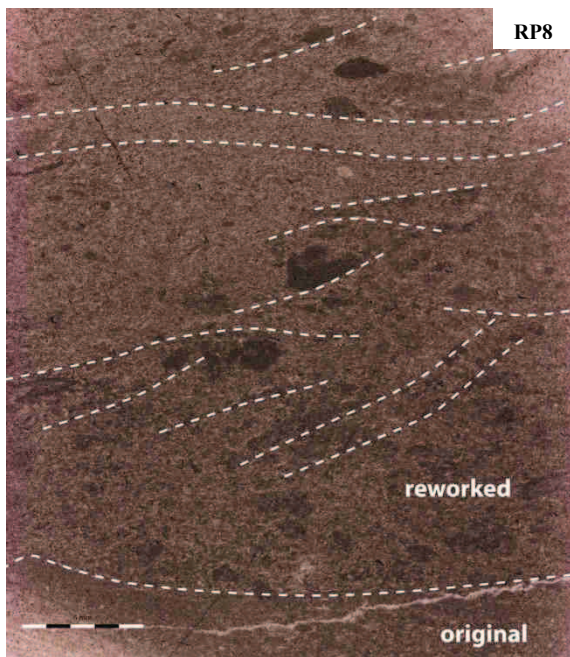
RP7b



RP4



RPMON



RP8

Figura 34

RP10 – Mb. del Monticello (DPR): *grainstone* ad intraclasti micritici angolosi, distribuiti in maniera isotropa. All'interno di alcuni grani sono presenti rarissimi bioclasti (ostracodi), mentre altri evidenziano piccole concentrazioni di sostanza organica.

RP7b - Mb. del Monticello (DPR): fanghi laminati increspatis costituiti da alternanze di *wackestone* fini debolmente bioclastici (ostracodi) e bande microspartiche capeggiate da croste di *mudstone* scuri, con microfratture sub-verticali riempite da calcite.

RP4 – Mb. del Monticello (DPR): *packstone/grainstone* a bioclasti (foraminiferi ed ostracodi) e peloidi bioturbato, sormontato da un livello di *wackestone / floatstone* intraclastico

sterile, con piccoli residui di sostanza organica, che va a riempire piccoli *burrow* nell'intervallo sottostante.

RP08 – Mb. del Monticello (DPR): dolomicrite con aree di *wackestone* ad intraclasti micritici sub-arrotundati. A maggiori ingrandimenti, l'embriciamento di alcuni clasti allungati e sottili pellicole argillose evidenziano una micro-laminazione incrociata. Non sono invece riconoscibili bioclasti.

RPM_MON - Mb. del Monticello (DPR): bande di *wackestone* e *packstone-grainstone* con intraclasti millimetrici (tra cui anche peloidi e grani botroidali), frammenti di bivalvi, ehinodermi, gasteropodi, foraminiferi e frustoli vegetali, separate da livelli millimetrici di peliti, croste calcitiche a contorno irregolare e laminazioni microbiali.

ad un netto aumento degli intervalli argillosi, sia per la presenza di fenomeni di smottamento legati alla stessa litologia terrigena fine. La successione è stata dunque ripresa lateralmente, in località Plan de Gasilgis, dopo un intervallo mancante di circa 20 m. Affiorano sequenze cicliche composte da intervalli metrici di marne grigiastre, talvolta con sottili lenti di dolomie afanitiche grigio chiare, gradanti in peliti nerastre e marne grigie (quest'ultime in straterelli di 2-3 cm) ed intercalazioni pelitiche scure, su cui poggiano alternanze di dolomicriti color nocciola chiaro e peliti grigio-scure in sottili strati centimetrici, ed infine livelli decimetrici di calcari dolomitizzati marnosi, grigi ad alterazione giallastra, con giunti debolmente ondulati. I cicli rispecchiano circa le caratteristiche di quelli costituenti la parte inferiore della facies terrigeno- evaporitica della Fm. di Travenanzes, descritti in Val d'Aupa (Par. 4.1). Considerando anche l'intervallo di Rio Pontuz, la serie fin qui descritta rappresenta la transizione da ambienti sciacquati ad alta energia (Dolomia della Portella) ad ambienti di piattaforma interna riparati, a profondità ridotta, nei quali diventano sempre più importanti gli apporti terrigeni fini. Le sequenze cicliche rappresentano progressivi allontanamenti da una linea di costa silicoclastica, con transizione ad ambienti marini prevalentemente carbonatici a tetto ciclo, ma sempre contraddistinti da una tessitura fine e da uno scarso contenuto in bioclasti. Superiormente, diminuiscono gradualmente i litotipi carbonatici e per un intervallo di circa 15 m la successione è composta prevalentemente da litofacies marnoso- argillose laminate, organizzate in cicli di 0,5- 1 m di spessore, raramente con intercalazioni di dolomie marnose cariate ad alterazione giallastra in strati centimetrici. Queste ultime, assieme ai noduli di dolomia afanitica, testimoniano condizioni di sedimentazione evaporitiche associabili ad ambienti ristretti a bassa energia, a cavallo tra una *sabkha* costiera ed una laguna a bassa profondità (cf. Demicco & Hardie, 1994) e persistente inquinamento terrigeno.

Il *trend* tendenzialmente regressivo viene poi interrotto e riacquista importanza la componente carbonatica: si individuano infatti cicli composti da marne grigiastre ed argilliti scure sormontate da strati decimetrici di dolomie marnose e dolomie bioclastiche. Le associazioni faunistiche, piuttosto eterogenee, rivelano un progressivo spostamento verso ambienti meno stressati e più ossigenati. Nei livelli più grossolani, i bioclasti più comuni sono rappresentati da bivalvi, foraminiferi, gasteropodi, frammenti di echinodermi e talvolta dasicladali. L'occasionale presenza di grani rivestiti risedimentati suggerisce la vicinanza ad aree di piattaforma ben sciacquate a bassa profondità. Questo intervallo viene considerato un analogo di quello osservato in Val d'Aupa, marcante la transizione al Mb. del Monticello della Dolomia Principale.

Superiormente riprendono sequenze cicliche metriche con alternanze di dolomie marnose ad alterazione giallastra, marne argillose e talvolta marne dolomitizzate, passanti a strati decimetrici di dolomie debolmente marnose, bioclastiche e bioturbate, ed interstrati millimetrici di peliti scure. A circa 70 m dalla base della sezione, i cicli sono costituiti da marne argillose e peliti scure prevalenti nella parte inferiore, seguite da dolomie afanitiche e calcari marnosi dolomitizzati (da grigi a nocciola scuro) a giunti debolmente ondulati o nodulari, interstrati marnoso- argillosi centimetrici ed infine dolomie nodulari bioclastiche e dolomie cristalline intra- bioclastiche laminate, generalmente a giunti piano- paralleli. Talvolta, a tetto dei calcari marnosi sono presenti strutture da essiccamento, a sottolineare sporadiche brevi emersioni del fondale fangoso. La presenza degli intervalli doloarenitici

laminati a tetto ciclo sembra indicare la transizione da condizioni subtidali, tranquille, tali da permettere la deposizione dei fanghi fini carbonatici e delle argille, ad ambienti più sciacquati, associabili probabilmente alla zona intertidale. Questo livello costituisce dunque una transizione dal *trend* sostanzialmente DU (*deepening upward*) che aveva caratterizzato i cicli della porzione inferiore, ad un carattere SU che acquisterà la serie da questo punto in poi. Essa continua, infatti, con i carbonati organizzati in sequenze CU/TU che culminano in dolomie cristalline, fino a circa 110 m, quando la componente terrigena è ridotta ad intercalazioni marnoso-argillose a base ciclo, mentre il tetto è marcato da calcareniti bioclastiche dolomitizzate capeggiate da livelli stromatolitici. Da qui, la successione prosegue con cicli a potenza quasi regolare di circa 2 m, strutturati in sequenze SU con a tetto livelli stromatolitici e contraddistinti da una progressiva diminuzione delle intercalazioni terrigene, fino alla loro definitiva scomparsa che denota il limite con la Dolomia Principale (s.s.). Nel complesso, il Mb. del Monticello sul versante settentrionale del M. Forcie presenta uno spessore minimo di circa 150 m, evidenziando una potenza leggermente maggiore rispetto alla vicina Val Dogna (Roghi & Dalla Vecchia, 1997).

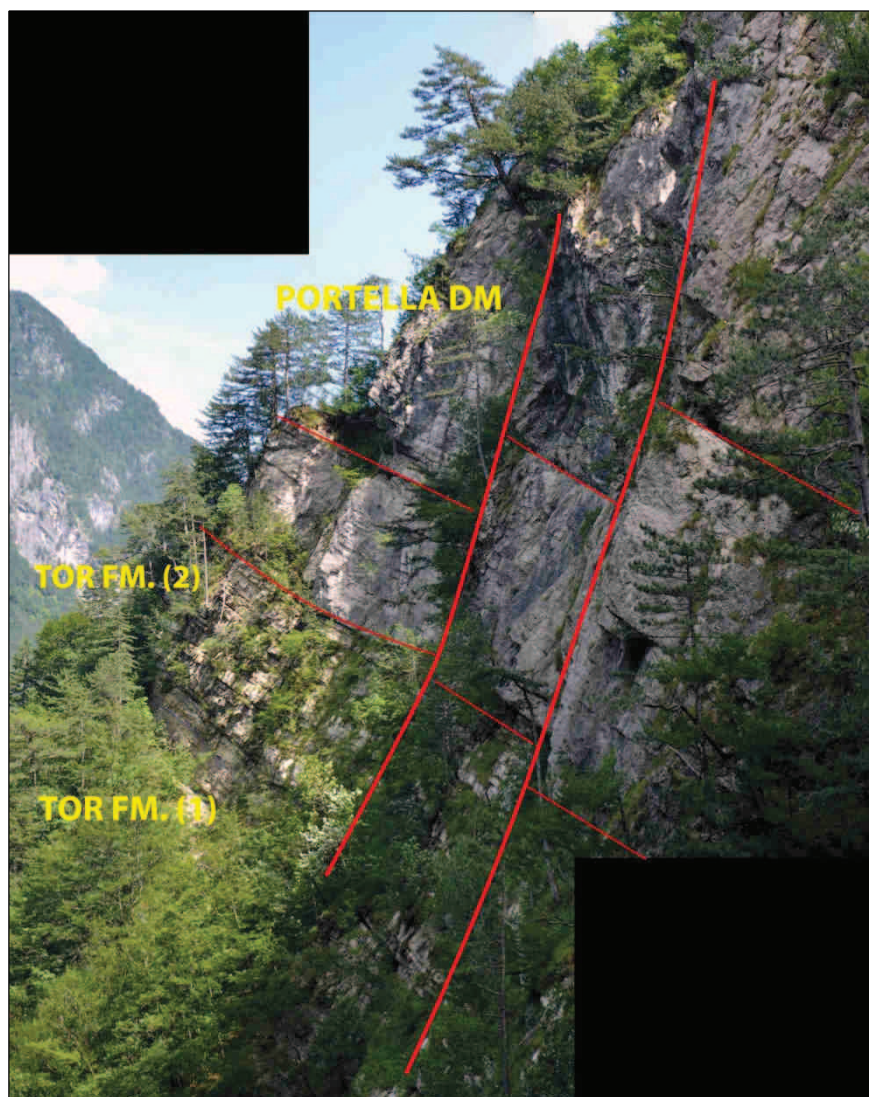


Figura 35 - La successione julico-tuvalica in destra Rio Pontuz: le alternanze di calcari nodulari e marne scure (TOR FM 1) passano superiormente a livelli di grainstone TU/CU a giunti piano-paralleli (TOR FM 2) e poi alla Dolomia della Portella attraverso un intervallo di tetto dolomitizzato compreso tra faglie lungo-strato.

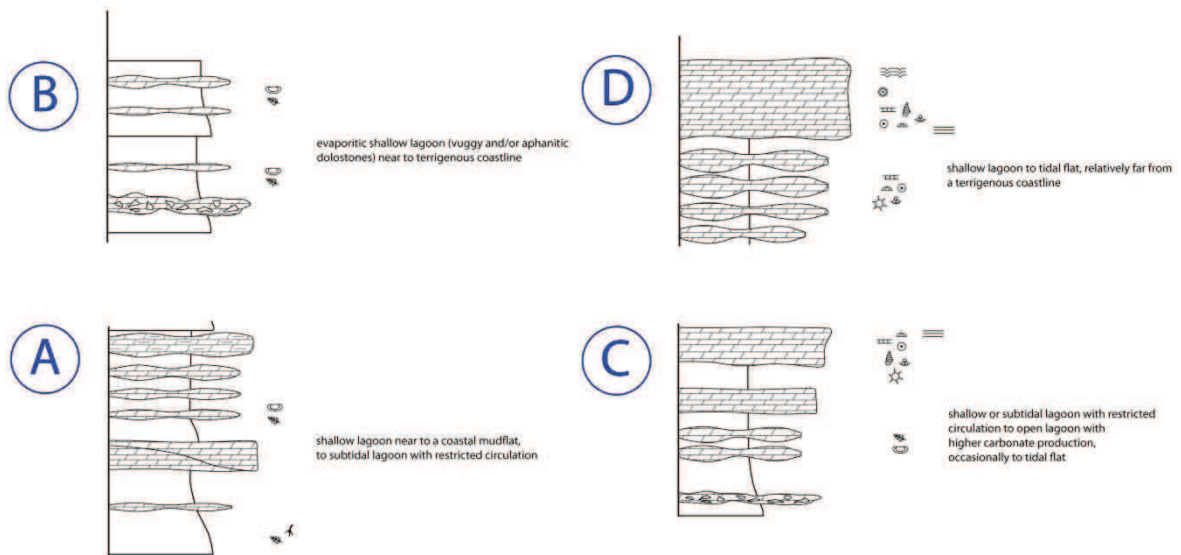


Figura 36 - Schematizzazione dell'organizzazione ciclica della successione affiorante sul versante settentrionale del M. Forcie. A e B (Fm. di Travenanzes) costituiscono sequenze DU associabili ad ambienti di piattaforma interna, con condizioni subtidali a circolazione ristretta, vicini ad una linea di costa terrigena, e ad ambienti di laguna interna superficiale evaporitica. C (Mb. del Monticello, DPR) evidenzia la transizione da ambienti interni più ossigenati e sciacquati, e talvolta, a tetto ciclo, il ritorno a condizioni superficiali, intertidali. D (transizione a Dolomia Principale s.s.) rappresenta il passaggio da una sedimentazione subtidale, a bassa profondità, relativamente distante dalla linea di costa terrigena, ad ambienti di piana tidale.

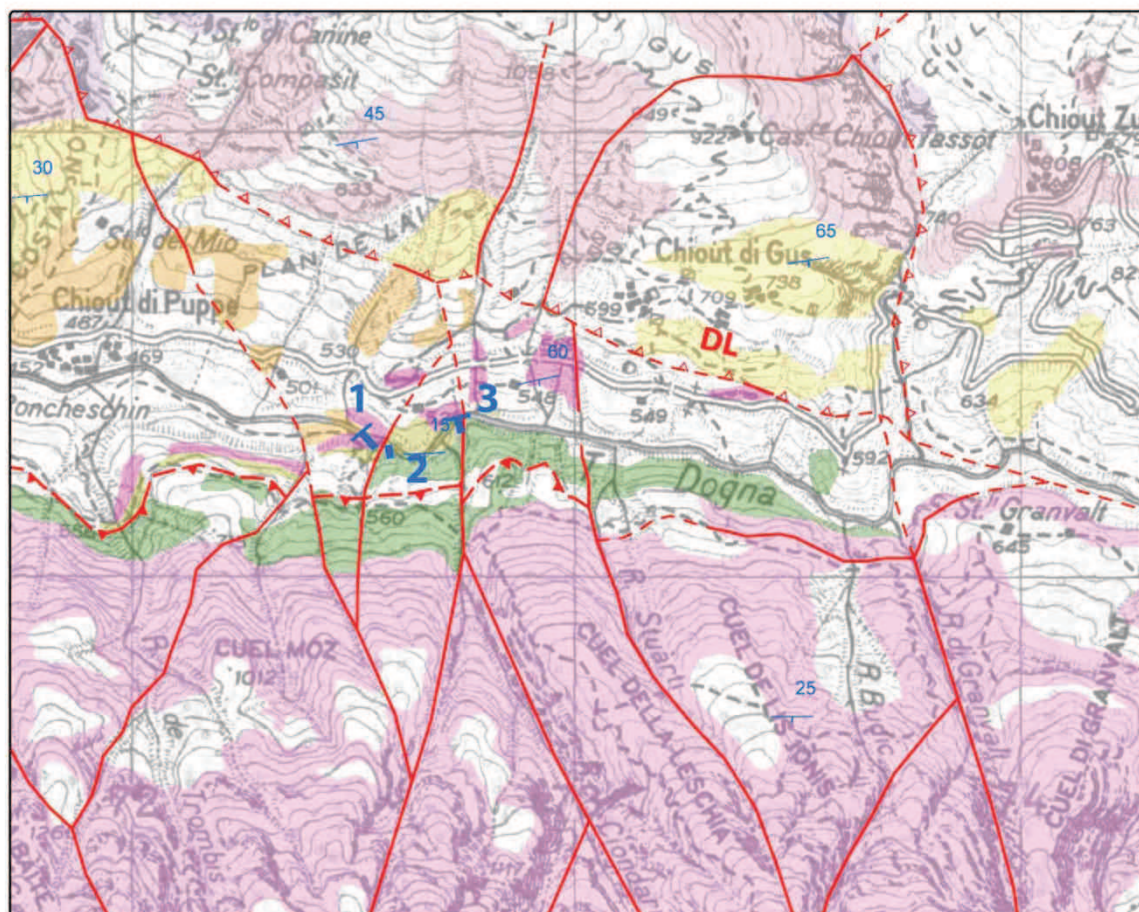
4.3. Val Dogna

L'assetto stratigrafico- strutturale della media e bassa Val Dogna, come per buona parte delle Alpi Giulie occidentali, è caratterizzato da una monoclinale S-vergente ad asse pressoché parallelo al corso del torrente Dogna, segmentata in più parti da piani di faglia, a rigetto per lo più moderato, legati al succedersi delle diverse fasi orogeniche alpine. La stessa valle è incisa prevalentemente su una successione terrigeno- carbonatica, interposta a due serie dolomitiche massicce, che costituisce un livello d'erosione preferenziale.

Il lineamento strutturale principale, nonché più recente, è costituito dalla Linea di Dogna (Carulli et al., 1987), che presenta qui un'orientazione WNW-ESE ed il piano variabile da subverticale ad inclinato immergente verso NE. Il carattere traspressivo destro permette al lembo settentrionale di rialzarsi, sovrapponendo le serie ladiniche su quelle carniche (versante meridionale del Clap Forat), o le serie carniche su quelle noriche (Costa Saline), con raccorciamenti verticali superiori anche al centinaio di metri. Ad essa si riallaccia, sul lembo meridionale, un sistema di faglie ad alto angolo, a carattere prevalente trascorrente, dirette NNW-SSE e con piani coniugati N-S, che a loro volta tagliano strutture subverticali orientate NNE-SSW. Sebbene l'insieme delle strutture determini comunque dislocamenti orizzontali ridotti (decine di metri), esse vanno a segmentare un piano di scollamento ad orientazione circa E-W ed immergente verso sud, affiorante sul versante sinistro della Val Dogna. Alla confluenza della Val Dogna nel Canal del Ferro, tale struttura è impostata sugli orizzonti evaporitici carnici e porta ad evidenti raddoppi della successione; spostandosi nei settori orientali, il piano, evidenziato da un particolare livello di dolomitizzazione, va ad interessare invece le successioni carbonatiche carnico- noriche, per poi chiudersi sulla Linea di Dogna. La faglia a basso angolo può essere interpretata come un retroscorrimento alpino legato alla fase serravalliano- tortoniana (Valsuganese *auct.*), sebbene il dislocamento orizzontale, considerando l'analogia delle caratteristiche sedimentologico- stratigrafiche delle stesse unità a tetto ed a letto del piano, non appaia particolarmente consistente.

Il lembo a monte della Linea di Dogna presenta invece una configurazione strutturale più complessa: all'estremità occidentale delle Alpi Giulie (tra il Clap Forat ed il M. Schenone), i massicci dolomitici sono frazionati da strutture traspressive minori, a piano subverticale ed orientazione NW-SE, mentre più ad est (tra il Clap del Jovel e l'abitato di Pleziche) si riconoscono faglie (per lo più dirette) ad alto angolo ad orientazione SW-NE che chiudono a sud sulla Linea di Dogna e tagliano sistemi più antichi orientati grosso modo N-S e NNW-SSE. Anche in questo caso i dislocamenti verticali ed orizzontali, dove stimabili, sono ridotti, inferiori al centinaio di metri.

Gran parte dei massicci montuosi del versante destro della Val Dogna è costituita da banconi massicci, mal stratificati, di dolomia grigio chiara, in cui sono localmente evidenti brecce e megabrecce di scarpata (Jadoul et al., 2002) o facies di piattaforma interna contraddistinte da una netta stratificazione e cicli subtidali ad oncoidi e dasicladali. A causa dell'intensa tettonizzazione, difficilmente la ricostruzione dei rapporti geometrici e stratigrafici originali è attuabile, e in base alla conseguente impossibilità nel distinguere differenti generazioni di piattaforma si preferisce identificare la parte superiore della



Lineamenti strutturali principali

- Faglia
- - - Faglia presunta
- ▲▲ Faglia inversa
- ▲▲▲ Faglia inversa pres.
- ▲ Thrust
- -▲ Thrust presunto

DL Linea di Dogna

Unità di copertura mesozoiche

- Dolomia Principale
- Dolomia Principale, Mb. di Monticello
- Dolomia della Portella
- Fm. di Tor
- Fm. di Rio del Lago
- Dolomia di Rio Terra Rossa
- Dolomia ladinico-carnica

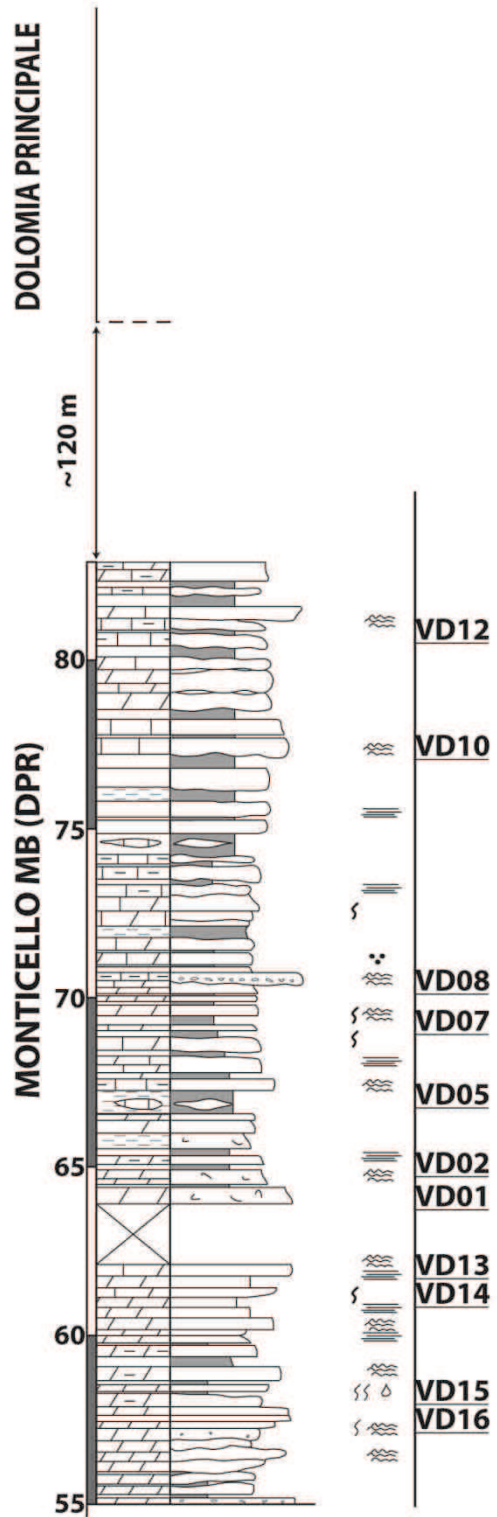
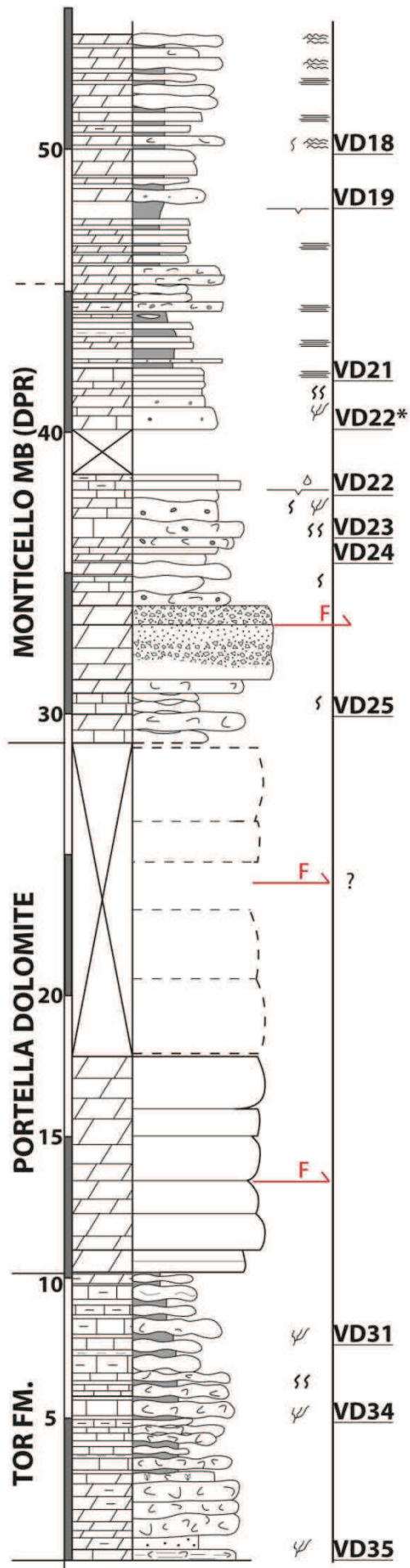
1+2+3 Sezione composta Val Dogna

Figura 37 - Stralcio della carta geologica semplificata della media- bassa Val Doga. Sono evidenziate solo le formazioni affioranti e le strutture tettoniche relativamente più importanti. Da Bianchini et al. (1980), modificato.

successione carbonatica come Dolomia ladinico- carnica. Localmente, a tetto dei banconi dolomitici sono presenti reticoli e tasche paleocarsiche riempite da paleosuoli bauxitici a pisoliti ferrose (Rio di Terrarossa, Rio Mas), a testimonianza di una prolungata emersione. Le lateriti sono sormontate dalla Dolomia di Rio Terra Rossa, contenente il conodonte *Pseudofornishius m. murcianus* (Jadoul et al., 2002) attribuibile all'intervallo Longobardico- Julico inferiore (zona ad Aon). L'unità è caratterizzata da una successione di dolomie micritiche subtidali, in strati decimetrici color nocciola, ricche in frustoli carboniosi e resti di piante, cui si intercalano livelli di marne scure. Le associazioni macrobentoniche a bivalvi evidenziano la presenza di bivalvi carnici quali *Myophoria kefersteini* (cf. Ruvineti, 2004). Spostandosi verso la media Val Dogna (Costa Brusinizza), le bancate di dolomia assumono potenza metrica ed un aspetto prevalentemente saccaroide, e la frequente presenza di fasce cataclastiche, unitamente all'assenza di livelli paleo-carsici e/o lateritici, rende difficile la distinzione dalla Dolomia ladinico- carnica . A tetto, l'unità passa con contatto da netto a transizionale, per aumento della componente terrigena e nodularità degli strati, alla Fm. di Rio del Lago. Rispetto all'area tipo (Assereto et al., 1968) questa si differenzia qui per l'occorrenza di alternanze di calcari bioclastici nodulari grigi ad alterazione giallastra, talvolta oolitici, marne e peliti scure, che passano superiormente a livelli tabulari di calcari inter- sopratidali intervallati da peliti in livelli anche decimetrici (Preto et al., 2005). In detrito sono stati ritrovati anche cespi di coralli scleractinidi ramiformi. In bassa Val Dogna, a circa 200 m dalla base, la formazione passa a tetto ad un intervallo di litareniti in strati decimetrici e bancate metriche, con strutture da corrente unidirezionale a scala decimetrica (*ripple* da corrente e stratificazione incrociata a scala decimetrica; fm. di Dogna in Preto et al., 2005). Superiormente i banchi arenacei lasciano il posto a calcari nodulari bioclastici scuri e talvolta vere e proprie lumachelle a megalodontidi, alternati a marne e peliti scure, talora laminate. Le caratteristiche litostratigrafiche permettono di assegnare la serie calcareo- marnosa alla Fm. di Tor. Nella media ed alta Val Dogna, dove il litosoma arenaceo non è stato rilevato, la distinzione tra l'unità sovrastante e la Fm. di Rio del Lago diventa inapplicabile, sia per la somiglianza delle litofacies, sia per l'intensa deformazione data da strutture plicative e faglie a piccola e media scala che interessano gli orizzonti più duttili. Solo quando sono presenti particolari livelli a bivalvi (*Lopha Montiscaprilis* e *Cornucardia hornigii*) allora è possibile effettuare una ripartizione ed attribuire parte della successione all'intervallo Julico superiore- Tuvalico inferiore (cf. Ruvineti, 2004). La Fm. di Tor passa a tetto alla Dolomia della Portella, generalmente con limite abbastanza netto, sebbene localmente i banchi calcarenitici più alti dell'unità julico-tuvalica risultino parzialmente dolomitizzati. La transizione è stata analizzata tramite lo studio di una sezione composita, rilevata lungo il corso del torrente Dogna, in prossimità dell'abitato di Chiout di Gus.

A base sezione sono presenti livelli di calcari dolomitici e più raramente dolomie, a giunti da piano- paralleli ad ondulati, debolmente siltosi e laminati, contraddistinti da un alto contenuto bioclastico. Agli intervalli prevalentemente carbonatici si intercalano irregolarmente strati decimetrici di marne scure laminate, calcari micritici e calcari marnosi scuri. Le faune (bivalvi di piccole e grandi dimensioni, radiolari, foraminiferi, gasteropodi ed echinodermi) sono abbastanza diversificate e spesso sono visibili tracce da

VAL DOGNA



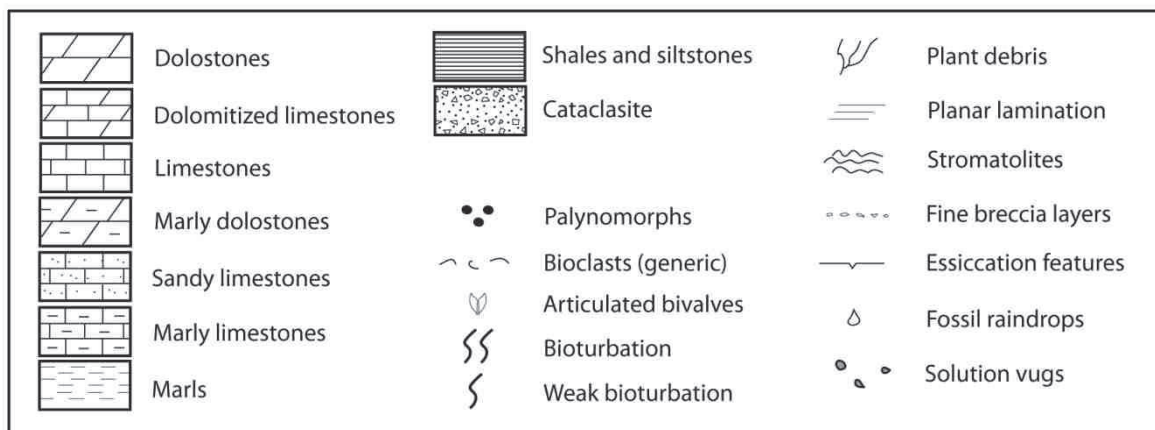


Figura 38 (sopra e pagina precedente) - Sezione composta semplificata per la successione affiorante sul versante sinistro della media Val Dogna (Chiout di Gus). La posizione del dato a palinomorfi è approssimativa. Per la descrizione completa si veda l'appendice A.1

bioturbazione. Gli accumuli bioclastici, frequentemente laminati e talvolta a formare livelli tempestici, sembrano indicare eventi di alta energia che vanno ad alternarsi a periodi di sedimentazione relativamente più tranquilla, in un ambiente ben ossigenato al di sopra della base d'onda di tempesta, testimoniato anche da livelli di *floatstone* ricchi in megalodontidi a valve articolate. Tuttavia, la presenza di bioclasti con rivestimenti di grani imballati in micriti scure (VD34, Fig. 39), suggerisce anche la presenza di aree adiacenti con condizioni meno ossigenate e favorevoli all'attecchimento di organismi microbici. Superiormente prevalgono i litotipi a tessitura fine, con calcari micritici marnosi e peliti scure prevalenti, sebbene continuo ad essere presenti intercalazioni di *wackestone-packstone* a giunti ondulati con laminazioni bioclastiche fini. Contrariamente allo stratotipo ed alle aree fin qui analizzate, la parte sommitale della Fm. di Tor non evidenzia il classico *trend* SU (De Zanche et al., 2000), ma si osserva invece un passaggio graduale ad ambienti a minore energia. Tuttavia, la maggior frequenza delle intercalazioni terrigene e la costante presenza di un cospicuo contenuto in frustoli vegetali sembra testimoniare la presenza di una linea di costa non troppo distante. Il passaggio alla Dolomia della Portella è abbastanza netto, e marcato dalla comparsa di banchi decimetrici saldati di dolomia grossolana, a giunti piano- paralleli, seguita da banconi sub- metrici di dolomie massicce bianco- rosate. La sezione è interrotta dalla copertura detritica di versante, ma è correlabile ad un analogo intervallo affiorante lateralmente in pareti inaccessibili. Sebbene quest'ultimo sia affetto da un piano di faglia ad alto angolo ad orientazione circa N-S che ne rialza il lembo occidentale, la potenza dell'unità è stimabile in circa 20 m, e mantiene quindi lo spessore dello stratotipo (De Zanche et al., 2000). Va però riscontrato che non sono identificabili i livelli di dolomie nodulari cristalline che ne caratterizzano generalmente il tetto, mentre la successione riprende con calcari micritici grigio- verdastri a giunti piano- paralleli, cui seguono banchi decimetrici di dolomie cristalline bioclastiche. Tuttavia, valgono le considerazioni già esposte nei paragrafi precedenti: sebbene parte dell'aspetto massiccio sia imputabile ad una dolomitizzazione secondaria legata a flussi dolomitizzanti di faglia (che potrebbe aver interessato anche gli strati sommitali della Fm. di Tor amalgamandoli in un unico corpo dolomitizzato), è probabile che la grana grossolana e la stratificazione in banchi sia dovuta ad un protolite con tessitura grano- sostenuta, in grado di garantire una sufficiente porosità per la circolazione dei fluidi in

ambiente diagenetico, riflettente quindi ambienti di sedimentazione piuttosto sciacquati, a media- alta energia.

La successione sovrastante la Dolomia della Portella è contrassegnata alla base da alternanze di calcari micritici grigiastri a giunti ondulati, con concentrazioni puntiformi di sostanza organica, intercalazioni pelitiche verdastre e dolomie cristalline grigie bioclastiche. Probabilmente, parte della dolomitizzazione è imputabile ad una serie di piani di faglia coniugati che interessano i litotipi carbonatici, producendo anche sottili aureole cataclastiche. Le alternanze riflettono il succedersi di condizioni di sedimentazione tranquille, denotate dai livelli micritici e dalle intercalazioni terrigene fini, e periodi di alta energia, caratterizzati da una tessitura originaria arenitica ed un cospicuo contenuto in bioclasti, tra cui anche bivalvi di grandi dimensioni (visibili come fantasmi sulla superficie alterata). In particolare, i calcari dolomitici a grana fine risultano costituiti talvolta da *floatstone* sterili ad intraclasti sub-angolosi, di colore verdastro, contenenti piccoli bioclasti, minuscoli grani rivestiti e piccole *fenestrae* con cementi isopachi. Le alternanze possono essere connesse ad un ambiente deposizionale a cavallo tra una regione di mare interno a bassa profondità, riparato e non distante da una piana fangosa costiera, ed una zona più esposta ad eventi di alta energia, con condizioni di buona ossigenazione (sottolineata anche da tracce di bioturbazione). Salendo nella serie, si registra una graduale transizione verso ambienti protetti, con profondità che vanno via via riducendosi: le intercalazioni marnoso- argillose si fanno più frequenti ed il tetto di alcuni banchi calcarei evidenzia strutture associabili a brevi emersioni del fondale fangoso (fanghi poligonali e *raindrop* fossili). Inoltre, diventano comuni litotipi calcareo- marnosi con concentrazioni di sostanza organica e livelli laminari di fanghi organici associati a tappeti microbialitici (VD22), attribuibili ad ambienti subtidali superficiali, parzialmente disossici (confermati anche dalla presenza di cristalli di pirite). Le stesse condizioni riducenti sono responsabili della preservazione di un notevole contenuto in frustoli vegetali, che indica la presenza di aree emerse vegetate relativamente vicine.

Per analogia con le successioni di Rio Pontuz e della Val Dogna, i primi 15 m della serie sovrastante la Dolomia della Portella possono essere interpretati come un equivalente laterale della facies terrigeno-evaporitica della Fm. di Travenanzes, nonostante lo spessore decisamente ridotto. Tuttavia, per la mancanza di strutture sopratidali diagenetico-evaporitiche (es. *te-pee*, noduli *chicken wire*, etc.) ed il ridotto spessore delle intercalazioni terrigene fini, si preferisce attribuire l'intervallo alla porzione basale del Mb. del Monticello (Dolomia Principale), in accordo con (Roghi & Dalla Vecchia, 1997), e considerare le due unità eteropiche.

Via via che si sale nella successione, si nota sempre più un arrangiamento ciclico dei litotipi, con marne e peliti siltose di colore variabile da verdastro a grigio scuro, passanti ad alternanze di peliti nero- verdastre, dolomie afanitiche, dolomie marnose, calcari dolomitici e dolomicriti laminate scure, ed infine a dolomie saccaroidi, saltuariamente con fantasmi di bioclasti visibili sulla superficie alterata. La quantità di sostanza organica nei livelli micritici (fetidi alla percussione) rimane piuttosto elevata, mentre diventano meno frequenti le strutture da essiccamento a tetto. Nel contempo, il contenuto in bioclasti, di dimensioni ridotte e dispersi nella matrice, denota associazioni oligotrofiche costituite

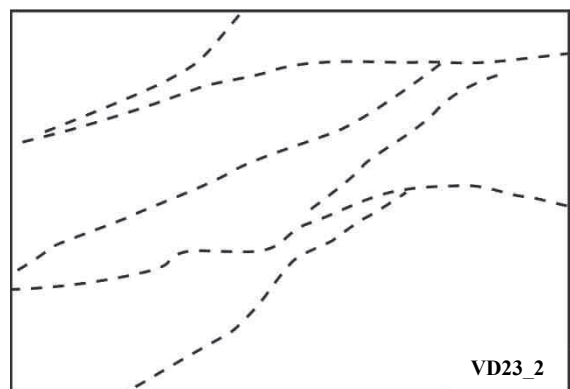
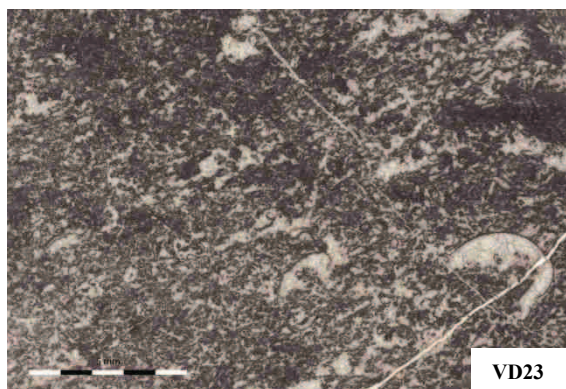
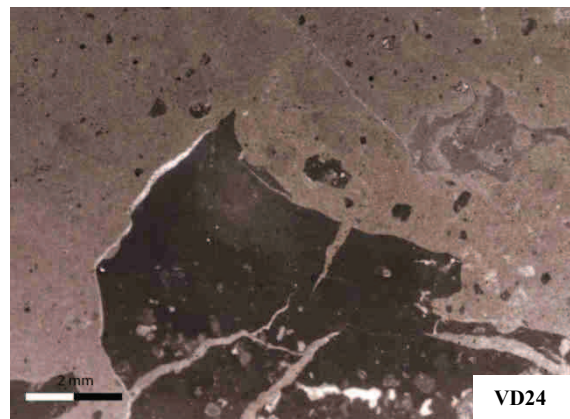
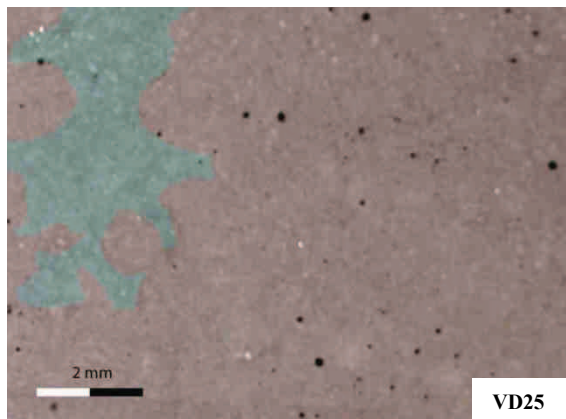
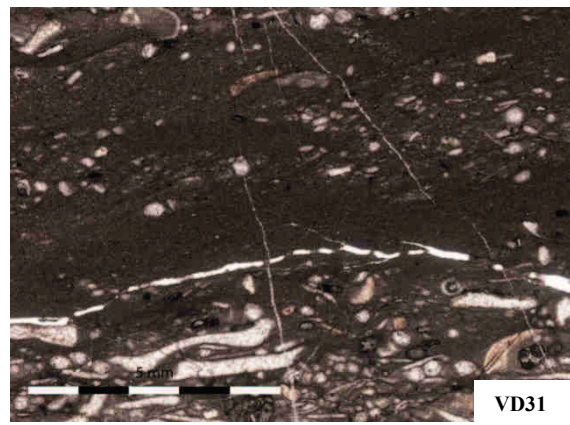
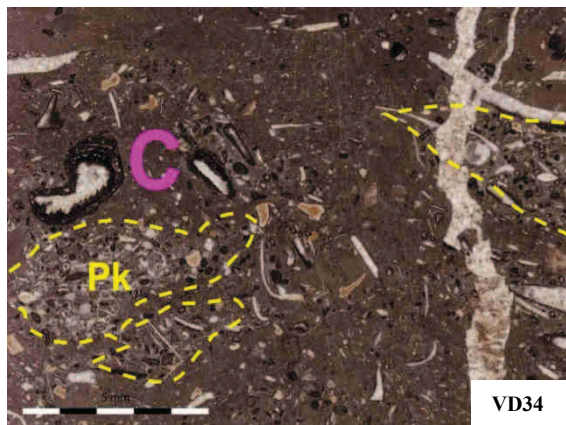


Figura 39

VD34 – Fm. di Tor: lenti di *packstone* (pk) in un *floatstone* con frammenti di echinodermi, bivalvi, gasteropodi, peloidi e frustoli vegetali. Alcuni bioclasti presentano un rivestimento esterno, con piccoli grani aggregati concentricamente, che richiama rivestimenti microbiali.

VD31 - Fm. di Tor: intercalazioni di *packstone* bioclastici laminati a bivalvi, frammenti di echinidi e gasteropodi, e *wackestone* argillosi, nei quali sono visibili micro- laminazioni incrociate sottolineate da concentrazioni della frazione dine ed una leggera embriatura dei bioclasti.

VD 25 - Livelli basali del Mb. del Monticello (DPR): *mudstone* con sostanza organica concentrata in piccole macchie e micro-reticolo (area azzurra) con riempimenti di *wackestone* fine, associabile dubitativamente a tracce di bioturbazione.

VD24 - Livelli basali del Mb. del Monticello (DPR): *floatstone* ad intraclasti centimetrici sub-angolosi, fluttuanti in una micrite sterile. Gli intraclasti, ricchi in sostanza organica, contengono bioclasti quali rari foraminiferi e frequenti ostracodi. Nel grano più grande sono presenti fratture associabili ad essiccamento del fondale da cui lo stesso è stato abraso.

VD23/VD23_2 - Livelli basali del Mb. del Monticello (DPR): *packstone- grainstone* fine, dolomitizzato, con bioclasti (bivalvi a guscio sottile di piccole e grosse dimensioni, ostracodi, gasteropodi) allineati in intervalli a formare micro-laminazioni incrociate.

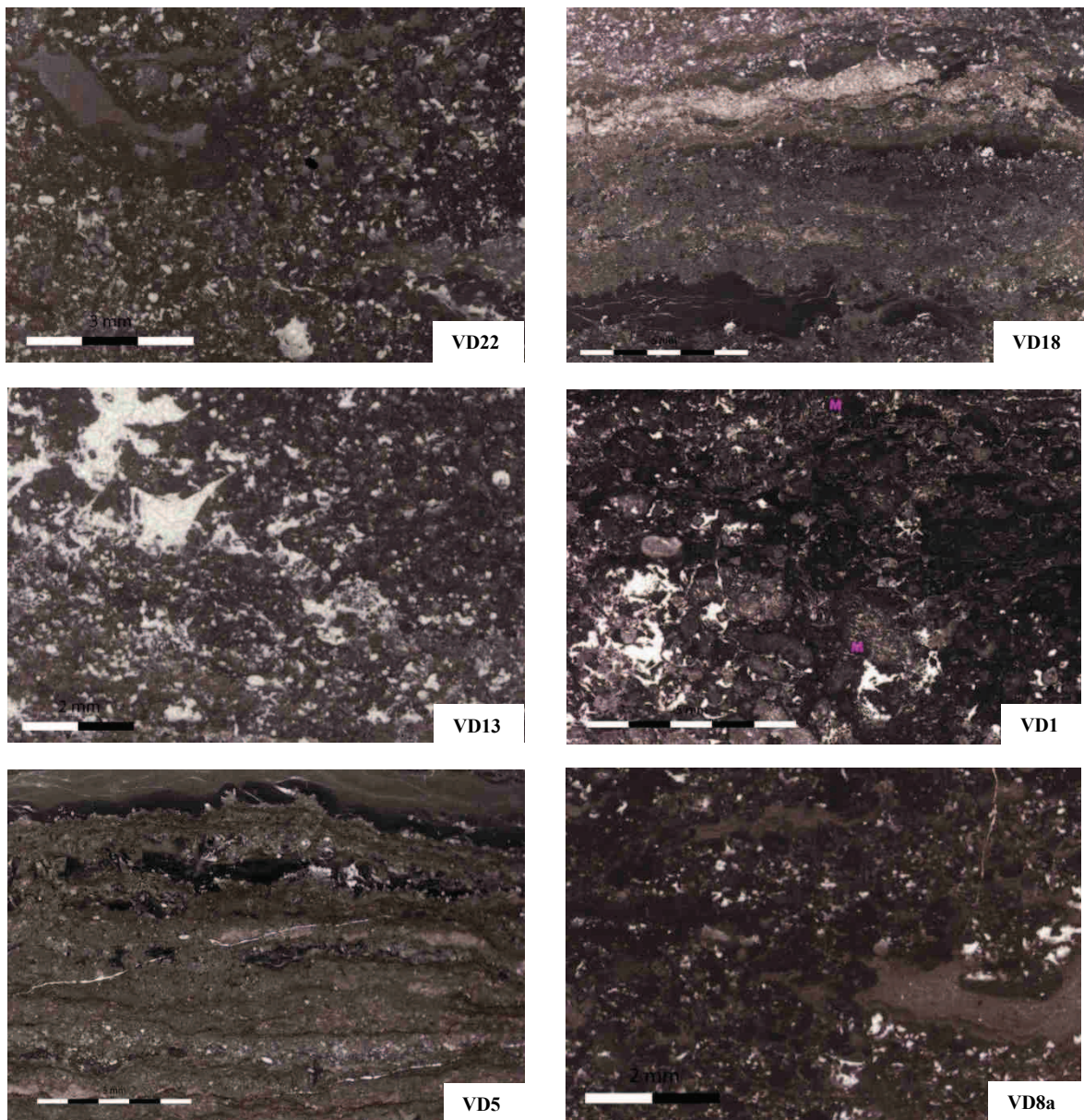


Figura 40

VD22 - Mb. del Monticello (DPR): *packstone* fine microbiale con *fenestrae* riempite talvolta da cementi isopachi, talora con strutture geopetali, ostracodi ed altri piccoli grani calcitici indeterminabili. Sono presenti cavità allungate riempite da microsparite e bordi rivestiti da pellicole scure. Nello stesso campione sono stati rinvenuti anche cristalli di pirite.

VD18 - Mb. del Monticello (DPR): alternanza di croste micritiche scure sterili, livelli intra-bioclastici fini, ondulazioni microbialitiche e croste calcitiche increspate. I bioclasti identificabili sono prevalentemente ostracodi.

VD13 - Mb. del Monticello (DPR): *wackestone-packstone* peloidali, con *fenestrae* riempite da cementi isopachi. Tra i bioclasti si distinguono ostracodi e rari frammenti di alghe calcaree.

VD1 - Mb. del Monticello (DPR): *packstone/grainstone* ad intraclasti e bioclasti subarrotondati passante a *wackestone/packstone* con gli stessi elementi ma con un alto contenuto in sostanza organica. Tra i bioclasti identificabili sono presenti ostracodi ed alcune forme riconducibili a cianobatteri (M – microtubi *Girvanella-like*).

VD5 - Mb. del Monticello (DPR): alternanze di *wackestone* e *packstone-wackestone* fini bio-intraclastici (con ostracodi, piccoli bivalvi, intraclasti micritici, peloidi ed argille confinate in laminazioni scure), micriti scure, ricche in sostanza organica, e microspariti più chiare. le croste evidenziano increspature ed

inarcamenti.

VD8a – Mb. del Monticello (DPR): *packstone/wackestone* microbiale con struttura a *fenestrate* e cavità allungate riempite da microsparite e bordi di rivestimento. La microfacies è del tutto simile a VD22.

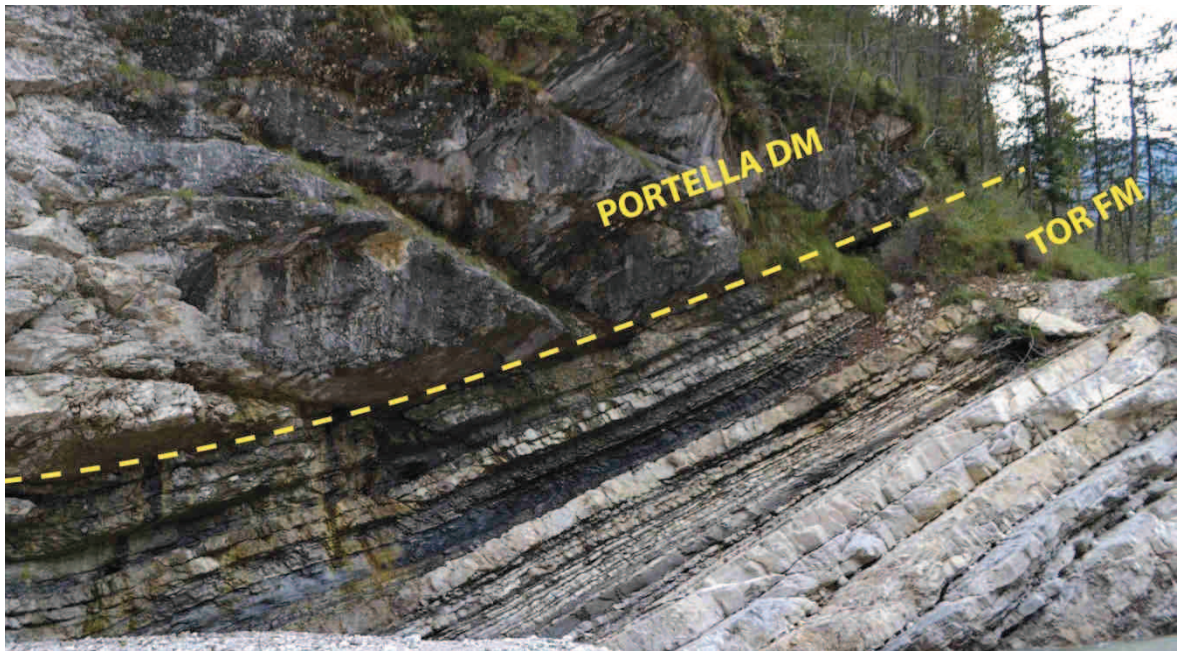
prevalentemente da ostracodi, rari foraminiferi bentonici e bivalvi; simultaneamente, la presenza livelli stromatolitici subtidali nei calcari dolomitizzati si fa sempre più frequente. L'insieme di tali caratteristiche suggerisce ambienti stressati e con condizioni disossiche sui fondali, attribuibili ad aree interne, riparate, a circolazione ristretta, connesse verso terra a pianie fangose costiere in grado di garantire il costante apporto terrigeno fine. In questo senso, la comparsa ciclica dei litotipi carbonatici in successione agli intervalli pelitico- marnosi, sembra indicare un relativo debole approfondimento ed una contemporanea ripresa della produzione carbonatica subtidale, con i livelli stromatolitici corrispondenti all'instaurarsi di condizioni riducenti (comunque superficiali) sfavorevoli agli organismi brucatori. Talvolta possono essere presenti anche intervalli con dolomie bio-intraclastiche laminate e dolomie marnose con livelli ad intraclasti marnosi verdastri.

A circa 40 m dalla base dell'unità, la strutturazione ciclica assume scala metrica: la base (intervallo A) è frequentemente caratterizzata da siltiti e più raramente breccioline siltose verdastre sterili, gradanti superiormente (intervallo B) a livelli decimetrici di calcari micritici (*mudstone/wackestone*) e peliti scure laminate. Superiormente (intervallo C) questi passano talvolta a calcari marnosi stromatolitici subtidali (Fig. 40, VD8a), talora ad alternanze di banchi di dolomie intra-bioclastiche (*packstone*) con intercalazioni pelitiche, ed occasionalmente a livelli marnosi laminati, bioclastici, con strutture da essiccamento a tetto (Fig. 40, VD05). La persistente presenza di terre emerse non troppo lontane dall'area d'indagine è indicata anche dal ritrovamento di piste di rettili in un orizzonte basale di un ciclo esposto sull'alveo del torrente Dogna, datato al Tuvalico superiore su base palinologica (Roghi & Dalla Vecchia, 1997).

La serie prosegue con uno stile simile, ma con un progressivo *trend* TU dei litotipi carbonatici. Benché superiormente la successione sia interrotta dal retroscorrimento della Val Dogna, altrove è possibile osservare la transizione ai banchi metrici peritidali della Dolomia Principale, per graduale scomparsa della componente terrigena.

Secondo una stima approssimativa, il tetto della sezione analizzata risulta a circa 120 m dal limite Mb. del Monticello- Dolomia Principale (s.s.).

Figura 41 (pagina seguente) – In alto: Transizione tra le alternanze terrigeno- carbonatiche della Fm. di Tor e il litosoma della Dolomia della Portella lungo il corso del Torrente Dogna. In mezzo: livelli basali del Mb. del Monticello (MNT1) lungo il corso del Torrente Dogna, caratterizzati da facies riconducibili ad ambienti ad alta energia, passanti alle classiche alternanze terrigeno- carbonatiche (MNT2a,b) che contraddistinguono l'unità nelle Alpi Giulie occidentali. In basso: arrangiamento ciclico delle alternanze terrigeno- carbonatiche del Mb. del Monticello, con transizione da marne a peliti verdastre, calcari marnosi laminati e dolomie stromatolitiche, frequentemente bituminose.

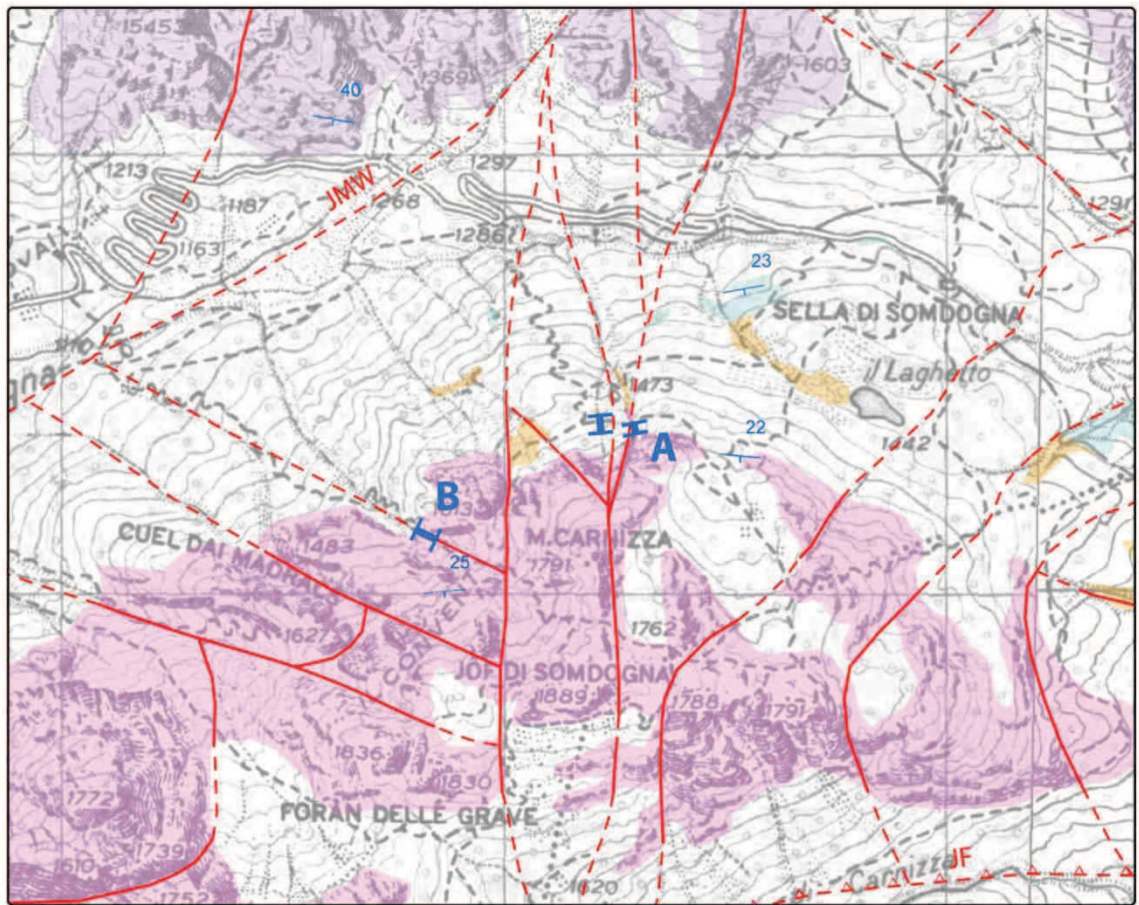


4.4. Sompdogna

L'assetto tettonico- stratigrafico delineato in precedenza per la media e bassa Val Dogna, viene a complicarsi spostandosi verso la porzione più orientale della stessa a causa di una maggiore complessità strutturale. Si distingue un sistema di faglie principale, ad orientazione NNE-SSW e a carattere tendenzialmente traspressivo, che determina fasce a maggiore debolezza, spesso cataclastiche, su cui frequentemente si impostano canali e vere proprie vallate. Ne è un esempio il sistema che attraversa la Valbruna, la Valsaisera (interessando anche il versante orientale dello Jof di Mezegnot) ed il massiccio del Montasio. Tali lineamenti sono delimitati, fuori zona, a nord e a sud, dalle fasce di tracorrenza destra della Fella- Sava e delle linee di Dogna e di Ravne.

All'interno delle scaglie tettoniche si riconoscono poi strutture relativamente più antiche, con piani inclinati immergenti a nord (es. Jof des Forcellis) e più raramente a sud (versante meridionale dello Jof di Mezegnot), con orientazione generalmente W-E, che delimitano un'area (Sella di Sompdogna, Jof di Sompdogna) in cui la copertura sedimentaria è dislocata, seppur con modesti rigetti orizzontali e verticali, da piani subverticali N-S e faglie inverse orientate NE-SW ed immergenti generalmente a sudest. All'interno di questo complesso quadro risultato dalla sovrapposizione dei diversi sistemi strutturali delle fasi neoalpine, sono poi riconoscibili brandelli di faglie e strutture plicative originate dalla precedente fase dinarica, accomunate da piani orientati NW-SE.

Nonostante l'ampia deformazione fragile, i dislocamenti sono piuttosto ridotti e le unità litostratigrafiche risultano organizzate grosso modo in monoclinale S-vergente. Nei pochi punti dove il versante settentrionale dello Jof di Mezegnot non è coperto dalle falde di detrito o non si presenta con aspetto cataclastico, affiora una dolomia massiccia cristallina, grigio chiara, priva di intercalazioni fini, localmente clinostratificata con immersione delle cliniformi verso sudest (versante orientale dello Jof di Mezegnot). Sebbene la serie sia stata associata da altri autori alla Fm. dello Sciliar (cf. Schlern Dolomite 3 in Jadoul et al., 2002), mancando intercalazioni con facies bacinali così come indicatori biostratigrafici utili alle datazioni relative, ed essendo il contatto con le unità sovrastanti sempre di origine tettonica, si preferisce anche in questo caso contrassegnare l'unità come Dolomia ladinico-carnica. Sul versante destro del canale che scende dalla Sella di Sompdogna alla Val Saisera, un piano di faglia ad alto angolo affianca alle dolomie massicce una successione caratterizzata da dolomie grigio- rosate cristalline in banchi metrici, passanti superiormente a banconi decimetrici di calcari dolomitizzati con intercalazioni pelitiche centimetriche. Verso l'alto i calcari sono meno dolomitizzati ed appaiono organizzati in cicli trasgressivi che iniziano con peliti scure e chiudono con calcari subtidali nodulari e bioclastici (*packstone- grainstone*), ricchi in megalodonti. L'intervallo è correlabile per analogie litostratigrafiche alla Fm. di Conzen. La successione subaffiora nella sua porzione medio-superiore anche a sud di Sompdogna, dove è stato riscontrato un peculiare intervallo caratterizzato da noduli di selce nera. A tetto l'unità fa passaggio, tramite un breve intervallo transizionale marcato da un netto aumento della componente terrigena, alla Fm. di Tor. Questa presenta i caratteri tipici riscontrabili altrove



Metri
0 250 500 1.000

Lineamenti strutturali principali

- Faglia
- - - Faglia presunta
- · - · - Faglia inversa pres.

Unità di copertura mesozoiche

- | |
|--|
| Fm. di Tor |
| Fm. di Conzen |
| Dolomia ladinico-carnica |
| Dolomia Principale |
| Fm. di Carnizza |
| Dolomia della Portella |

JF Linea di Jof des Forcellis

A Sezione Sompdogna

JMW Sistema occ. dello Jof di Mezegnot

B Sezione Jof di Sompdogna

Figura 42 - Stralcio della carta geologica semplificata dell'alta Val Doga. Sono evidenziate solo le formazioni affioranti e le strutture tettoniche relativamente più importanti.

in Alpi Giulie (Assereto et al., 1968), con calcari bioclastici da nocciola a grigi, talvolta dolomitizzati e leggermente marnosi, in strati centimetrici a giunti ondulati, alternati a marne e peliti laminate scure. L'unità affiora quasi costantemente tra Sompdogna e la Val Saisera, mentre risulta prevalentemente subaffiorante sul versante settentrionale del M. Carnizza, fatta eccezione per alcuni piccoli canaletti dove è esposta la transizione superiore alla Dolomia della Portella. Il passaggio e la serie sovrastante sono state studiate tramite l'analisi di una sezione stratigrafica misurata sul versante settentrionale del M. Carnizza, non molto distante dalla sella di Sompdogna.

La porzione superiore della successione terrigeno- carbonatica è caratterizzata da calcari bioclastici grigi con orizzonti tempestici e talvolta vere e proprie lumachelle a megalodontidi, in strati a giunti ondulati e più raramente piano- paralleli, alternati a marne e peliti scure ad alterazione grigio- giallastra. Tra i bivalvi sono stati identificati alcuni esemplari di *Lopha Montiscaprilis* che suggeriscono l'attribuzione dei livelli alla parte altissima dello Julico (cf. Ruvineti, 2004). La serie è troncata da una serie di piani di scorrimento subverticali che ne abbassano la parte sommitale (tuvalica), caratterizzata da calcari bioclastici grigio scuri nodulari alternati a calcari micritici e marnosi, ed interstrati centimetrici di peliti nerastre, per cui non è possibile identificare un chiaro *trend* deposizionale. Dalle macro e micro-facies è comunque deducibile un ambiente a profondità moderata, al di sopra della base d'onda di tempesta, contraddistinto da condizioni ben ossigenate ad alta energia (faune piuttosto diversificate) alternate a periodi più tranquilli, con condizioni parzialmente stagnanti su fondali (calcari scuri e fetidi) non troppo distanti da aree emerse (livelli ricchi in frustoli vegetali).

La transizione alla Dolomia della Portella è piuttosto netta e marcata dall'occorrenza di dolomie cristalline grigiastre a giunti ondulati e dalla scomparsa delle intercalazioni terrigene. Superiormente compaiono strati amalgamati di dolomie cristalline grigiastre, in cui la massiccia dolomitizzazione oblitera ogni struttura. L'orizzonte dolomitico misura una potenza di circa 10-15 m. Un'esatta stima è impossibile a causa della presenza di una serie di fasce cataclastiche nella parte centrale e per la mancanza di continuità laterale degli affioramenti del litosoma, sepolto dall'abbondante detrito di versante.

Sebbene parte della dolomitizzazione sia imputabile ad una diagenesi tardiva favorita dall'intensa fratturazione che contraddistingue la parte centrale dell'unità, è plausibile che, analogamente ai casi precedenti, parte di essa sia stata anche favorita da un'originaria tessitura grossolana (*packstone/grainstone*), con porosità tale da garantire una buona circolazione di fluidi in ambiente diagenetico.

Il tetto dell'intervallo a dolomie massicce è marcato dal passaggio netto a strati centimetrici di dolomie e calcari dolomitizzati grigi, leggermente bioclastici e a giunti ondulati, che si alternano ad interstrati millimetrici di peliti scure. I carbonati (*wackestone-packstone*) contengono livelli finemente laminati con bivalvi pelagici, frammenti di echinodermi ed intraclasti micritici, oltre ad accumuli di sostanza organica. Dai livelli basali sono stati anche collezionati esemplari di ammonoidi del genere *Tropites* (P. Gianolla e G. Roghi com. pers.). Superiormente la tessitura delle dolomie mostra una granulometria più fine, ed alcuni livelli risultano scuri e particolarmente fetidi alla percussione. Per analogia litostratigrafica, l'unità sovrastante la Dolomia della Portella è

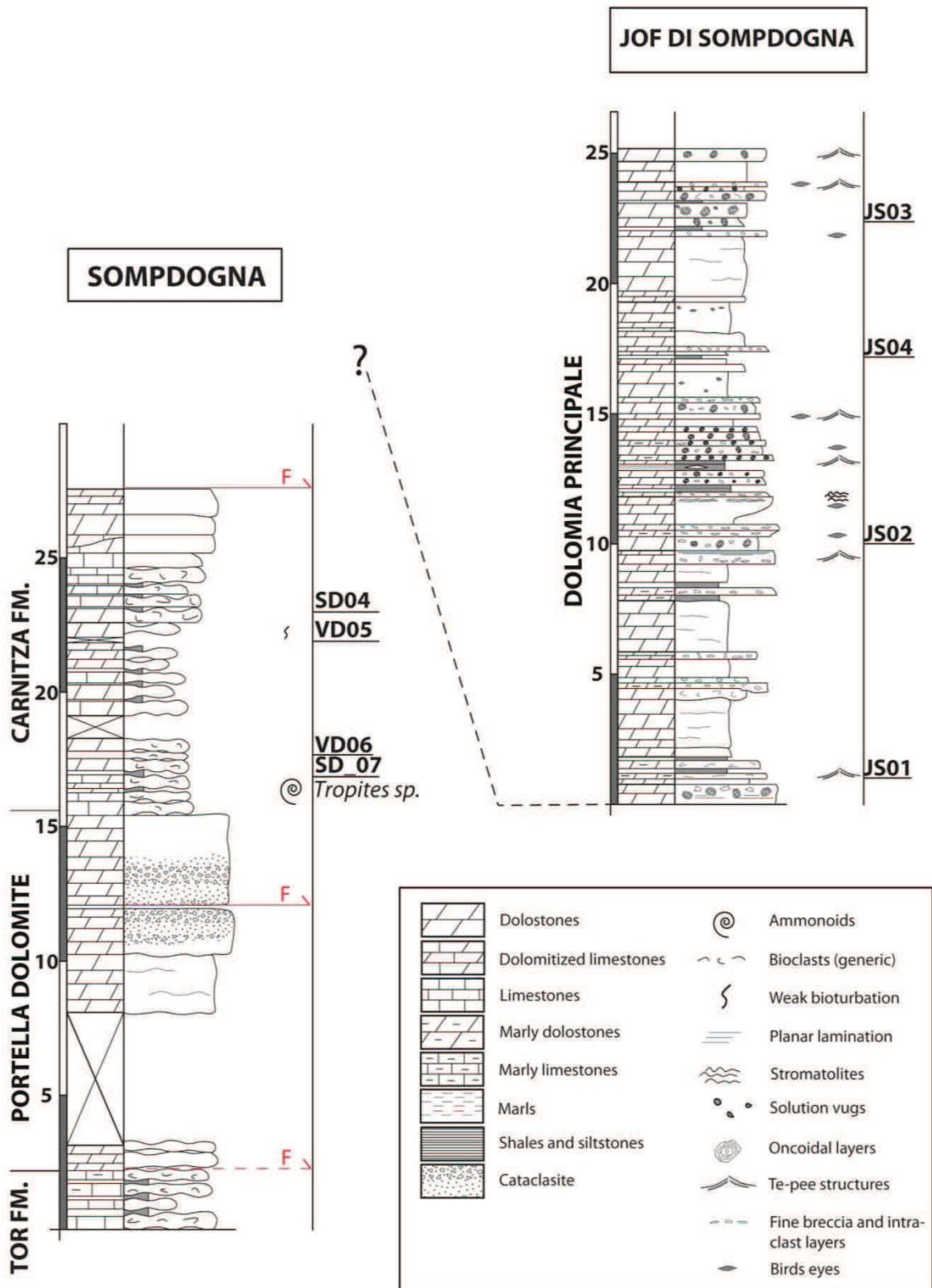


Figura 43 - Sezioni semplificate per la successione affiorante sul versante sinistro dell'alta Val Dogna. A causa delle molteplici deformazioni tettoniche non è stato possibile realizzare un'unica sezione composta e non si può stimare la potenza di serie mancante tra le due sezioni. Per la descrizione completa si veda l'appendice.

stata attribuita alla Fm. di Carnitza. Rispetto all'area tipo (Lieberman, 1978b), si nota però una maggiore dolomitizzazione che spesso impedisce di identificare le microfacies.

A circa 10 m dalla base, i carbonati (prevalentemente dolomitizzati) evidenziano un *trend* CU/TU con tessiture *wackestone/packstone* passanti a *packstone* dolomitizzati con giunto basale piano- parallelo e superficie di tetto ondulata, mentre persistono le intercalazioni di peliti scure, da millimetriche a centimetriche. Le faune identificate dai bioclasti, quando identificabili, rimangono sempre caratterizzate da bivalvi, echinodermi, articoli di crinoide e più raramente radiolari. Superiormente, la serie prosegue in parete con calcari dolomitizzati grigio chiari, in strati decimetrici a giunti piano- paralleli, passanti a dolomie a grana media, talvolta disposte in strati decimetrici lenticolari. Le caratteristiche sedimentologico- stratigrafiche dell'unità rispecchiano un ambiente deposizionale francamente pelagico, bacinale, che si sovrappone alle precedenti condizioni marcatamente superficiali, sopra la base d'onda; la porzione inferiore rispecchia una sedimentazione tranquilla, talvolta con condizioni di parziale anossia sui fondali, tali da garantire una buona preservazione di sostanza organica. Il livelli più grossolani della parte alta della Fm. di Carnitza possono essere invece interpretati come livelli di calcitorbiditi, dapprima estremamente distali, in grado solo di scalzare e prendere in carico il sedimento dal fondale fangoso, e poi più prossimali, con lobi calcarenitici canalizzati (geometrie lenticolari).

Sebbene la successione sia troncata a tetto da una fascia di dolomia cataclastica con diversi piani di faglia associati, lateralmente è possibile osservare la transizione della Fm. di Carnitza a banchi pluri-metrici di dolomie in facies massiccia cristallina (Fig. 44). La potenza totale dell'unità bacinale risulta qui stimabile in circa 25 m. La netta transizione ai banchi di dolomia massiccia può essere compresa come l'espressione sedimentologica del passaggio da ambienti di bacino prossimale a zone di scarpata, con l'aspetto massiccio di queste ultime imputabile ad una forte dolomitizzazione legata ad un'originaria tessitura a breccie e megabreccie. Il *trend* connesso con la progradazione di una piattaforma carbonatica è confermato dalla sovrapposizione dei cicli peritidali della Dolomia Principale sulle facies massicce. A causa dell'intensa tettonizzazione, le originali geometrie non sono però preservate: frequentemente le facies di piattaforma interna sono affiancate ai corpi massicci per mezzo di piani subverticali e diventa quindi difficile individuare le parti basali della successione carbonatica. Sul sentiero che sale dalla sella allo Jof di Sompdogna, affiorano in modo frammentario dolomie inter-sopratidali con *birds eyes*, tappeti stromatolitici e strutture da essiccamento a tetto, mentre sulle pendici nordoccidentali dello Jof di Sompdogna è preservata una successione continua e poco disturbata, correlabile in base a considerazioni stratigrafico- strutturali alla parte inferiore della Dolomia Principale. Benché la forte dolomitizzazione abbia conferito alla maggior parte delle rocce una tessitura cristallina obliterando le strutture primarie, la serie è stata parzialmente misurata ed analizzata tramite una sezione stratigrafica.

Sono presenti alternanze cicliche di dolomie bio- intraclastiche, dolomie siltose dolomicriti, calcari dolomitizzati, marne e peliti verdastre. In particolare, le litologie sono raggruppabili in un'organizzazione strutturata secondo i seguenti intervalli:

- una porzione basale (A), non sempre presente, caratterizzata da breccioline marnose fini intra- bioclastiche, contenenti grani di micriti e marne policrome di

dimensioni frequentemente superiori ai 2 mm (talora fino a 1 cm), strappati dal tetto del ciclo sottostante ed immersi in una matrice sabbiosa (*packstone/grainstone*), talvolta laminati. Più raramente sono individuabili vere e proprie *clay chips*. Alle calciruditi si accompagnano spesso intercalazioni di marne verdastre, talora con livelli millimetrici siltosi evidenziati da alterazioni ferruginose;

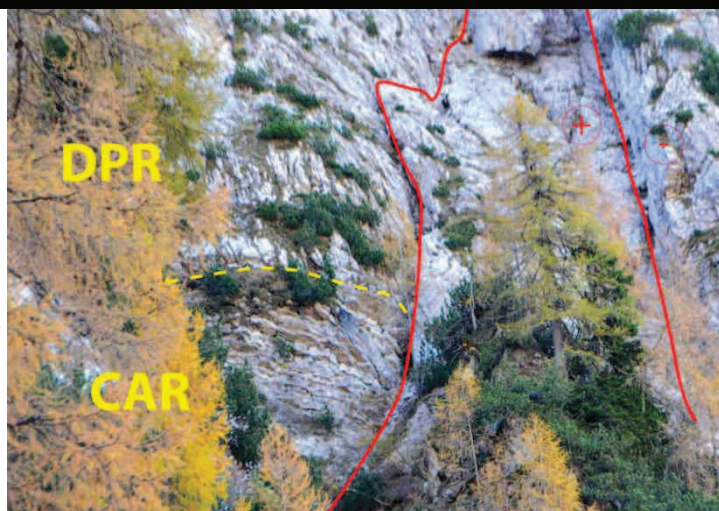
- un intervallo subtidale (B), contraddistinto da dolomie micritiche cristalline, che nella parte medio- alta della sezione presentano frequentemente cavità da dissoluzione (larghe fino a 1 cm), ad indicare probabilmente bioclasti fluttuanti nella matrice fangosa, mentre raramente sono chiaramente individuabili bivalvi di grosse dimensioni;
- un livello intertidale (C) con orizzonti oncoidali, bioclasti ed intraclasti, riflettenti condizioni di alta energia. Gli oncoidi raggiungono talora dimensioni superiori al centimetro ed in alcuni intervalli costituiscono oltre il 50% del sedimento. Frequentemente si ritrovano in alternanza con livelli a *birds eyes*, che caratterizzano la transizione alla facies successiva. I livelli stromatolitici sono invece estremamente rari;
- una porzione sopratidale (D), contraddistinta frequentemente da strutture a *te-pee* (individuate lateralmente alla sezione) cui possono essere associati livelli di dolomie intraclastiche ed intercalazioni argillose da grigio-verdastre a rossastre. Queste ultime compaiono soprattutto nella parte alta della serie, ed alcuni livelli possono anche essere interpretati come paleosuoli. Raramente sono intercalati noduli carbonatici e *caliche*.

I cicli, non sempre completi, hanno uno spessore che varia da 1 m a 4 m circa. Nella successione (Fig. 45) si può distinguere una prima porzione (primi 7 m circa) in cui prevalgono le facies A e B, ed una porzione superiore dove saltuariamente occorrono cicli completi, sovente invece sono presenti intervalli B-C-D. Il prevalere delle facies inter-sopratidali nella porzione media-superiore, unitamente all'occorrenza di paleosuoli, sembrano evidenziare una progressiva riduzione dello spazio d'accomodamento.

La successione prosegue in parete evidenziando sempre più un'organizzazione ciclica con intervalli spesso chiusi a tetto da strutture a *te-pee*, ed una graduale diminuzione nelle intercalazioni argillose, fino alla loro completa scomparsa. La serie descritta presenta analogie con quella affiorante a sud del margine di piattaforma nell'area di Cave del Predil (Dolomia Principale), dove alternanze cicliche di dolomie oncoidali, dolomie afanitiche ed intercalazioni argillose grigio- verdastre passano superiormente a cicli di dolomie con livelli stromatolitici e strutture a *te-pee* a tetto (cf. De Zanche et al., 2000; Gianolla et al., 2003).



Figura 44 – In alto: la successione carnico- norica sul versante settentrionale del M. Carnizza. Le aree rosse indicano le sezioni studiate. A lato: transizione in parete tra la Fm. di Carnitza e le facies massicce della Dolomia Principale. Le linee rosse indicano l'intersezione della successione con piani di faglia. Sotto: Affioramento della parte inferiore della Fm. di Carnitza a tetto della Dolomia della Portella.



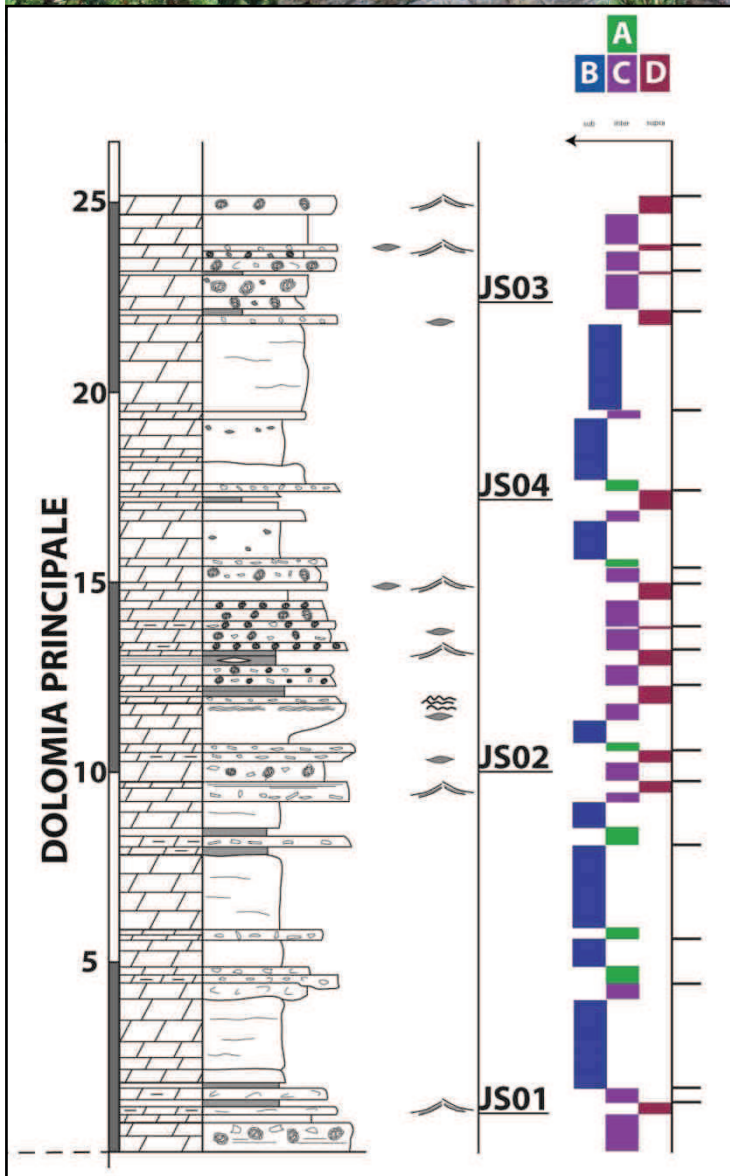
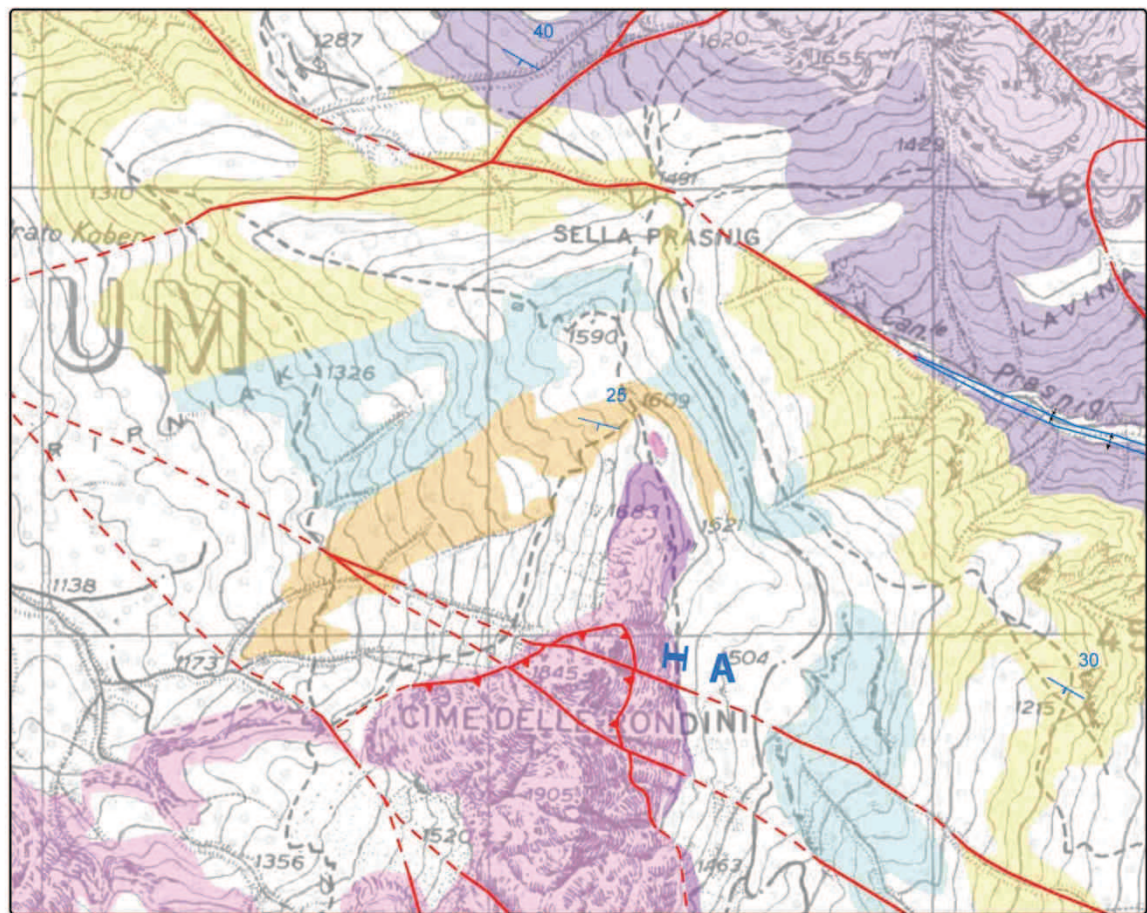


Figura 45 – In alto: cicli metrici peritidali della Dolomia Principale sul versante nordoccidentale dello Jof di Sompdogna. A lato: interpretazione schematica della sezione analizzata; sono evidenziate le diverse litofacies descritte nel testo. A= intervallo basale; B= facies prevalentemente subtidali; C= facies prev.te intertidali; D= facies prev.te sopratidali.

4.5. Sella Prasnig

La copertura mesozoica nella zona compresa tra il Monte Santo di Lussari ed il massiccio dello Jof Fuart è caratterizzata da cospicui intervalli carbonatici (oltre 1000 m) cui si interpone una potente serie terrigeno- carbonatica (almeno 700 m), sulla quale si imposta Sella Prasnig. L'area costituisce una scaglia delimitata da strutture traspressive orientate circa NNE-SSW (linee della Val Saisera, di Riofreddo e di Rio del Lago) con piano da subverticale ad alto angolo. Le strutture principali tagliano poi una serie di lineamenti trastensivi a direzione NW-SE e piano subverticale, che interessano principalmente l'area a sud di Cima delle Rondini; queste vanno a loro volta a dislocare, nel settore meridionale (Jof Fuart), insiemi di faglie inverse orientate W-E e con piano immergente a nord. Nel settore centrale (Cima del Cacciatore) sono poi individuabili sistemi più antichi con piani inclinati orientati NNE-SSW e sistemi deformativi (pieghe e faglie inverse) dinarici accomunati da piani a direzione NW-SE (Sella Prasnig, Nabois Piccolo).

Nonostante il complesso stile deformativo polifasico, i dislocamenti orizzontali e verticali risultano ridotti per cui è comunque riconoscibile l'organizzazione delle unità secondo la tipica monoclinale S-vergente delle Alpi Giulie. Le pendici settentrionali di Cima del Cacciatore sono costituite prevalentemente da serie anisico-ladiniche (Assereto et al., 1968), mentre sul versante meridionale risulta difficile la distinzione con le dolomie ladinico- carniche; tuttavia, la presenza di una lingua di calcari scuri sottilmente stratificati (non raggiungibili direttamente ma analizzabili dal detrito di versante), con intercalazioni di tufiti verdi, interposta tra i massicci carbonatici in un canalone ad occidente di Cima del Cacciatore, ed associabili alla Fm. dell'Acquatona (Ladinico Superiore, cf. Jadoul et al., 2002), permette di assegnare gran parte dei banchi di dolomie massicce affioranti sul versante settentrionale alla Dolomia ladinico- carnica. Sulle facies clinostratificate poggia generalmente in *onlap* il Calcare del Predil, identificato qui dalla classica successione di calcari scuri, fetidi, a stratificazione centimetrica e giunti piano paralleli, talvolta con interstrati pelitici (Assereto et al., 1968). Tuttavia la serie costituisce un orizzonte plastico di deformazione preferenziale, e la presenza di molteplici strutture plicative, spesso fagliate, rende difficile il riconoscimento della successione nella sua completezza: non è possibile analizzare la successione in estremo dettaglio come nell'area tipo, così come non sono osservabili le interdigitazioni di breccie carbonatiche alla base dell'unità. Gli esemplari di ammonoidi collezionati presso Rio Prasnig permettono di datare la parte inferiore- media della formazione alle zone ad Aon ed Aonoides (Gianolla et al., in prep.), mentre le faune ritrovate nella parte alta del torrente permettono di estendere l'unità alla zona ad Austriacum (esemplari conservati nel MFSNU). A tetto, un intervallo di marne e calcari marnosi sterili marca il limite con la Fm. di Rio del Lago. La transizione avviene per marcato aumento della componente terrigena, prima presente solo come intercalazione, ed è osservabile sia a sud di Rio Prasnig che sulle pendici occidentali della Cima del Cacciatore, dove le unità carniche sono abbassate per faglia sulle dolomie medio-triassiche. La Fm. di Rio del Lago presenta circa gli stessi caratteri dell'area tipo (Assereto et al., 1968): è riconoscibile una parte inferiore, dominata da litotipi marnoso- argillosi, passante superiormente ad alternanze cicliche di calcari marnosi, talvolta dolomitizzati, bioclastici e bioturbati, e marne fissili marroni, con un generale *trend* SU e predominanza di litotipi calcarei ricchi in megalodontidi. A sud di Sella Prasnig la Fm. di Rio del Lago passa alla Fm. di Conzen con limite denotato dalla brusca diminuzione della componente



0 250 500 1.000 Metri

Lineamenti strutturali principali

- Assi di mesopieziche
- sinclinali ed anticlinali
- Faglia
- Faglia presunta
- Scollamento a basso angolo

Unità di copertura mesozoiche

- | | |
|------------------------|--------------------------|
| Dolomia Principale | Fm. di Conzen |
| Fm. di Carnitza | Fm. di Rio del Lago |
| Dolomia della Portella | Calcare del Predil |
| Fm. di Tor | Dolomia ladinico-carnica |

A Sezione Sella Prasnig

Figura 46 - Stralcio della carta geologica semplificata dell'area circostante Sella Prasnig. Sono evidenziate solo le formazioni affioranti e le strutture tettoniche relativamente più importanti. Da Assereto et al. (1968), modificato.

terrigena, raramente individuabile a causa della fitta copertura vegetativa ma spesso evidenziato da un aumento nell'inclinazione dei versanti. L'unità consta prevalentemente di calcari bioclastici grigi a giunti debolmente ondulati, organizzati in strati da decimetrici a centimetrici, mentre mancano le strutture inter-sopratidali, *birds eyes* e stromatoliti che denotano la parte media-inferiore della formazione nei settori ad est della valle di Rio del Lago (cf. De Zanche et al., 2000). Nella parte superiore dell'unità, contrassegnata da giunti marcatamente nodulari ed intercalazioni pelitiche centimetriche, è stato rilevato un breve intervallo (5-6 m) a noduli di selce nera (strada forestale che sale dalla valle di Rio Freddo a Sella Prasnig) del tutto simile all'orizzonte descritto per l'area di Sompdogna. A tetto, il netto incremento della componente terrigena evidenzia il passaggio alla Fm. di Tor, anch'essa generalmente subaffiorante, fatta eccezione per una serie di canaletti sul versante nordoccidentale delle Cime delle Rondini. L'unità presenta caratteristiche analoghe alla sua area tipo (Assereto et al., 1968), sebbene siano evidenti solo le alternanze di calcari grigio-nocciola, nodulari, generalmente ricchi in bivalvi, e marne laminate, che costituiscono la parte inferiore e media della successione, mentre il passaggio alla sovrastante Dolomia della Portella risulti pressoché sepolto dalle falde di detrito.

Il litosoma carbonatico superiore è cartografabile per il risalto morfologico risultante dal contrasto litologico con le unità circostanti, ma è prevalentemente coperto da vegetazione e/o detrito, od affiorante in luoghi limitati ed inaccessibili. Analogamente, non sono presenti affioramenti del limite superiore della Dolomia della Portella, e la sovrastante Fm. di Carnitza affiora solo nella sua parte alta sulle pareti settentrionali delle Cime delle Rondini e del Nabois Piccolo. Secondo una stima approssimativa, la Fm. di Carnitza raggiunge una potenza massima di 50 m. La parte sommitale dell'unità, a circa 43 m dalla base, è stata analizzata tramite lo studio di una sezione stratigrafica misurata a sudest di Sella Prasnig.

La successione presenta circa le stesse caratteristiche dell'area tipo (Lieberman, 1978b), sebbene sia contraddistinta da una maggiore dolomitizzazione e da un ridotto contenuto nelle intercalazioni terrigene fini. Si tratta per lo più di strati decimetrici di dolomie medio-fini (*wackestone- packstone*) e doloareniti (*packstone- grainstone*), da grigio scuro a grigio rosate, frequentemente laminate. I grani sono costituiti per lo più da bioclasti (prevalentemente bivalvi ed articoli di crinoide) ed intraclasti (preponderano i grani micritici scuri sub-angolosi). Talvolta sono presenti tracce di bioturbazione, sebbene la contemporanea presenza di cristalli di pirite ed una discreta quantità di sostanza organica preservata indichi condizioni riducenti all'interfaccia acqua- sedimento. Alle dolomie si intercalano livelli pelitici scuri, da centimetrici a millimetrici, che tendono a diminuire in frequenza verso l'alto. La diminuzione è accompagnata da un *trend* TU/CU con i giunti delle dolomie che da prevalentemente ondulati diventano piano- paralleli. Gli strati evidenziano talvolta geometrie blandamente lenticolari che unitamente alle laminazioni trattive ed a livelli talvolta gradati, suggeriscono la presenza di lobi calcitorbiditici distali, provenienti da un'area di piattaforma interna, in grado di scalzare e prendere in carico i fanghi micritici depositi nel fondale del bacino. La stessa maggiore dolomitizzazione rispetto allo stratotipo potrebbe riflettere la prevalenza di litotipi più grossolani, ad indicare una maggiore prossimità alla linea di costa carbonatica. In parete, la Fm. di Carnitza passa con contatto netto ed erosivo a banchi di dolomia massiccia cristallina attribuiti alla

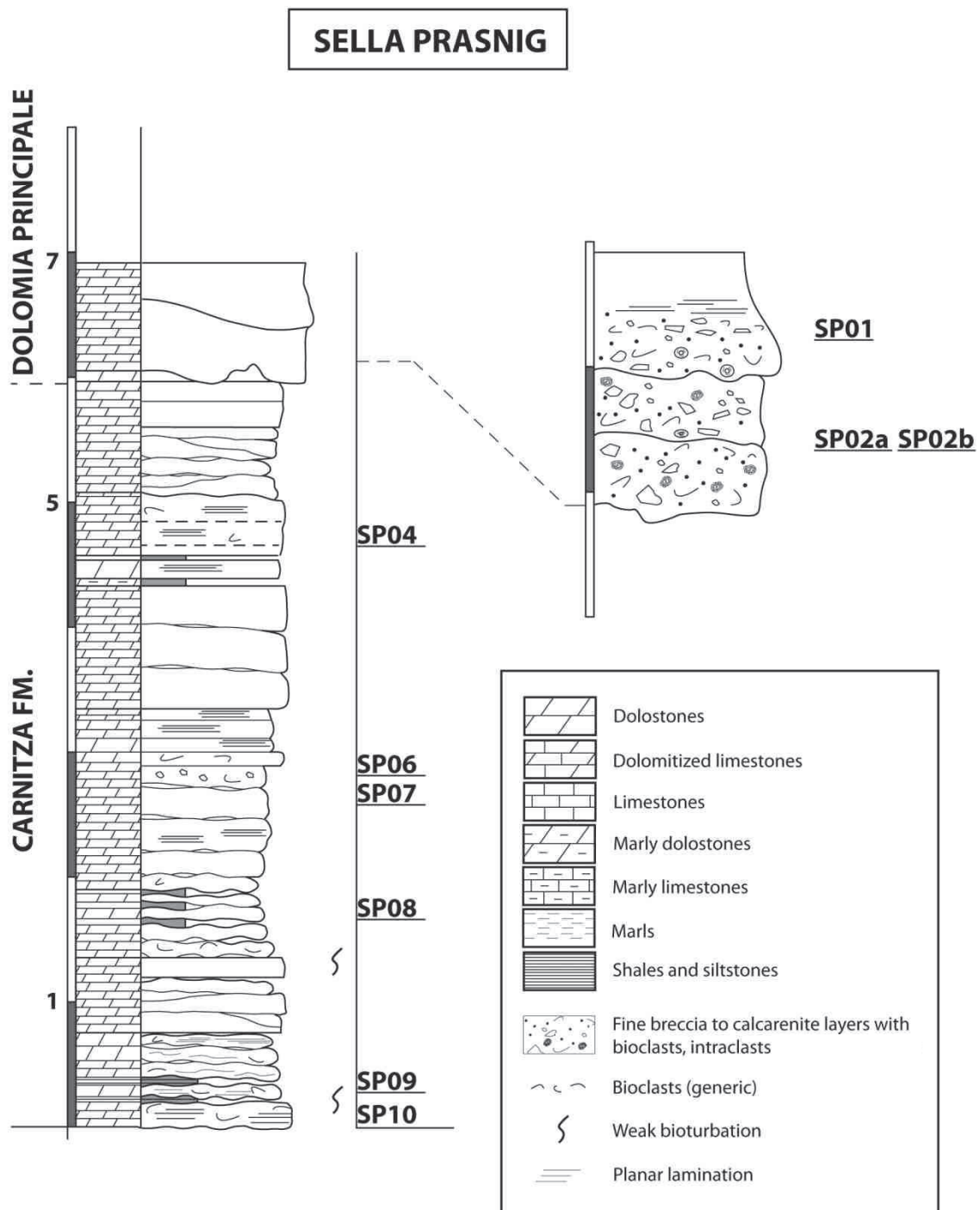


Figura 47 - Sezione semplificata mostrante il passaggio Fm. di Carnitza- Dolomia Principale, poco più ad est di Sella Prasnig, sul versante nordorientale delle Cime delle Rondini. Per la descrizione completa si veda l'appendice A.

Dolomia Principale . Questi sono spesso disposti in orizzonti lentiformi e talvolta in livelli decimetrici piegati ad evidenziare fenomeni di *slumping*. Lateralmente, alcuni banchi in cui la dolomitizzazione risulta meno pervasiva mostrano una struttura gradata con orizzonti calciruditici bio-intraclastici passanti a livelli più fini (*floatstone/wackestone*). I grani nella porzione inferiore degli strati, evidenziano un contenuto in parte proveniente da ambienti di piattaforma ed in parte autoctono, contraddistinto da diversi organismi incrostanti e strutture microbiali. In particolare è stata riscontrata la frequente presenza di *Tubiphytes* e croste microbiali (*Carnian crusts*; cf. Senowbari-Daryan & Bernecker, 2009). L'insieme delle caratteristiche suggerisce per tali livelli basali di Dolomia Principale un ambiente deposizionale di fondo scarpata, con organismi incrostanti a fissare il sedimento proveniente da ambienti più superficiali, sia di margine- scarpata superiore (croste microbiali), che di piattaforma interna (alghe dasicladali).

Purtroppo, il mancato rinvenimento di fossili utili significativi per le datazioni biostratigrafiche rende impossibile collocare l'intera successione studiata in un determinato intervallo temporale, sebbene la presenza di *Ladinella porata* (SP1) restringa l'intervallo al Carnico (cf. Bernecker, 1996).

Ciononostante, tramite l'osservazione in dettaglio (immagini ad alta risoluzione acquisite con teleobiettivo) della parete occidentale di Cima delle Rondini, disposta longitudinalmente rispetto ad un ipotetico profilo piattaforma- bacino, è stato possibile osservare una complessa sequenza di progradazione a partire dai livelli basali della Fm. di Carnitza. Sebbene la serie sia interessata da sistemi di piani inversi a basso angolo e da un paio di piani verticali distensivi, i raccorciamenti sono comunque quantificabili ed i rapporti originari possono essere ricostruiti: in maniera simile all'area della Sella della Portella (cf. Gianolla et al., 2003), risulta preservato l'intero raccordo piattaforma interna-bacino ed è possibile seguire lo sviluppo nel tempo della stessa piattaforma. Questo può essere sintetizzato nei seguenti *step* (Fig. 50):

- una fase iniziale, contraddistinta da clinostratificazioni a basso angolo organizzate in un generale *trend* aggradante, corrispondente probabilmente al primo attecchimento di una fascia di margine su di un fondale blandamente inclinato;
- un momento successivo in cui le clinoforni sembrano svilupparsi prevalentemente in senso orizzontale, e si raccordano verso sud a livelli stratificati orizzontalmente (considerando il *tilting* tettonico) relativamente sottili, denotanti poco spazio d'accomodamento nelle aree di piattaforma interna;
- una terza fase caratterizzata da un *trend* sostanzialmente aggradante e progradante, con un considerevole aumento dell'angolo di scarpata e soprattutto l'elevazione della piattaforma su un bacino essenzialmente sottoalimentato;
- una quarta fase caratterizzata da un *trend* fortemente progradante, cui corrisponde però buona parte dello spessore della successione di piattaforma interna della Dolomia Principale.

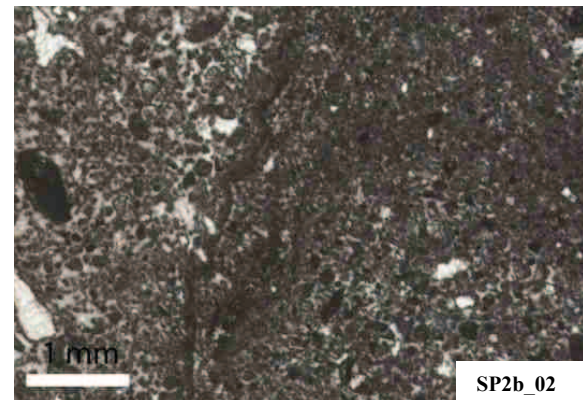
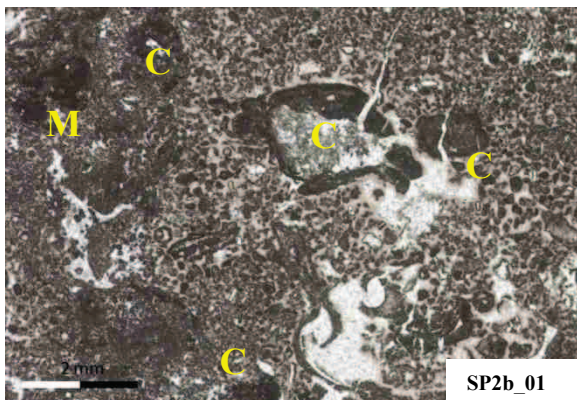
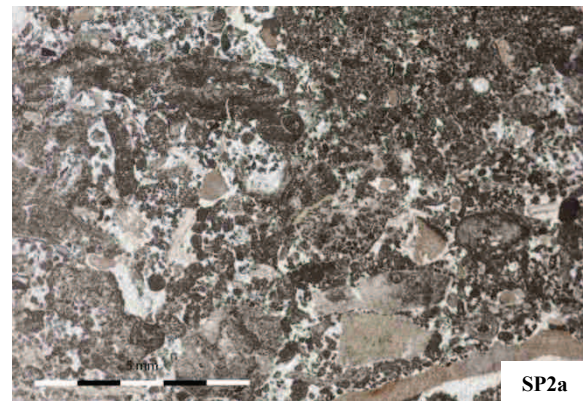
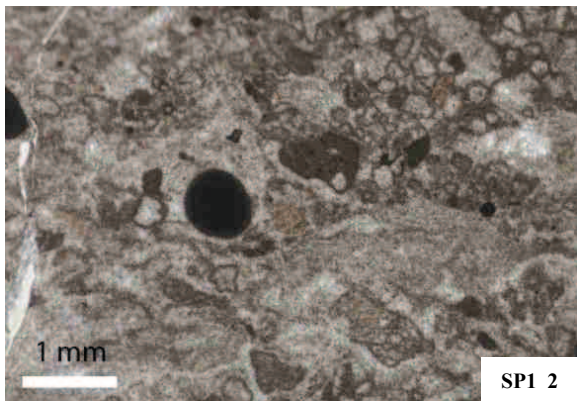
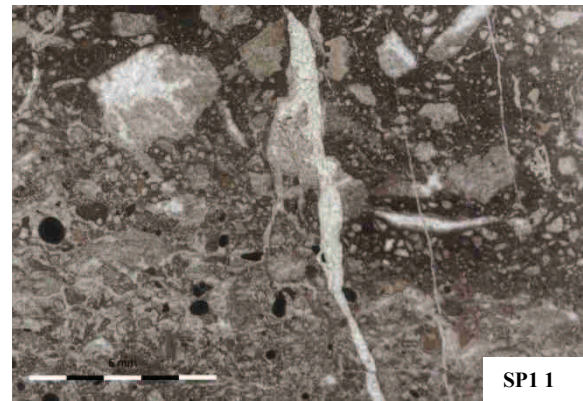
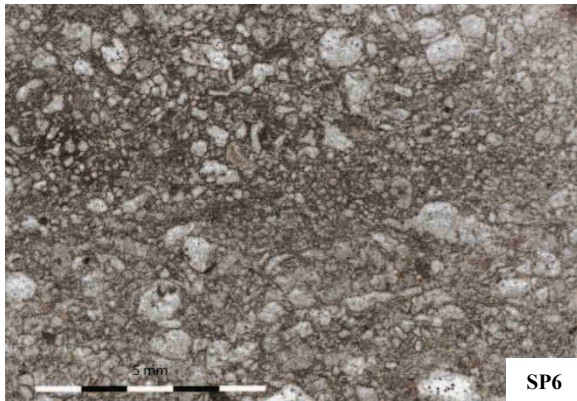
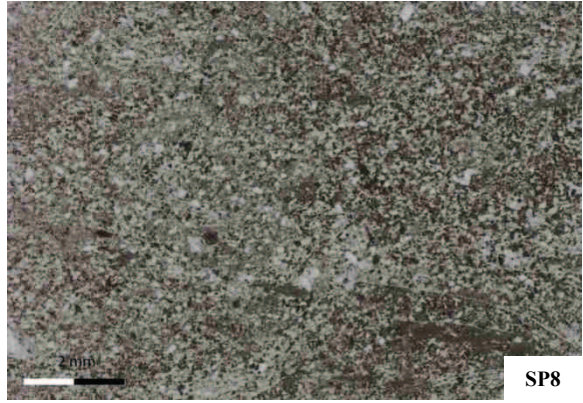
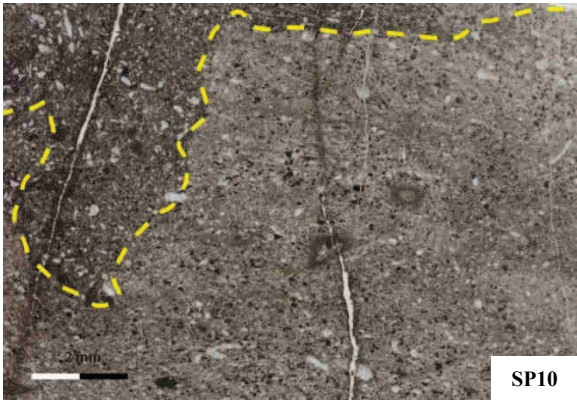


Figura 48 (pagina precedente)

SP10 – Fm. di Carnitza: *packstone* fine dolomitizzato intra- bioclastico, bioturbato, passante a *packstone-wackestone* con gli stessi elementi. La linea tratteggiata gialla indica la transizione al livello superiore ed evidenzia un infossamento probabilmente legato a bioturbazione.

SP08 – Fm. di Carnitza: *grainstone* fine dolomitizzato con foraminiferi, pelecipodi (sulla destra) intraclasti micritici scuri ed altri grani indeterminabili a contorno subangoloso. Alcuni clasti scuri mostrano una struttura con piccoli peloidi scuri aggregati da croste microbiali.

SP6 – Fm. di Carnitza: *grainstone-rudstone* fortemente dolomitizzato, debolmente gradato. Tra i bioclasti sono riconoscibili bivalvi, articoli di crinoide ed altri frammenti di echinodermi.

SP1_1 – Dolomia Principale (livelli basali): *rudstone- grainstone* passante a *packstone/floatstone* con bioclasti, intraclasti e diversi esemplari di *Tubyphites*, questi ultimi presenti solo nei livelli grossolani. Tra i bioclasti si distinguono bivalvi, foraminiferi, dasicladali ed echinodermi. Inoltre, alcune aree più scure caratterizzate da grani calcitici aggregati possono essere associate a croste microbiali. Nello stesso campione, non inquadrato, sono stati anche rinvenuti brandelli di spugne incrostanti.

SP1_2 - Dolomia Principale (livelli basali): dettaglio su un esemplare di *Tubyphites*, con diversi livelli di accrescimento.

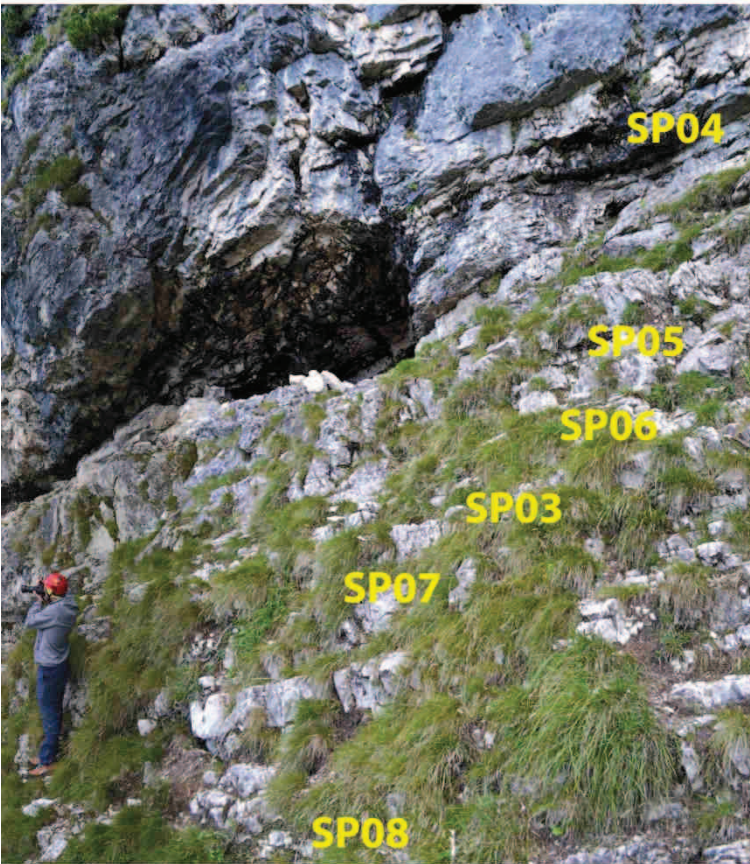
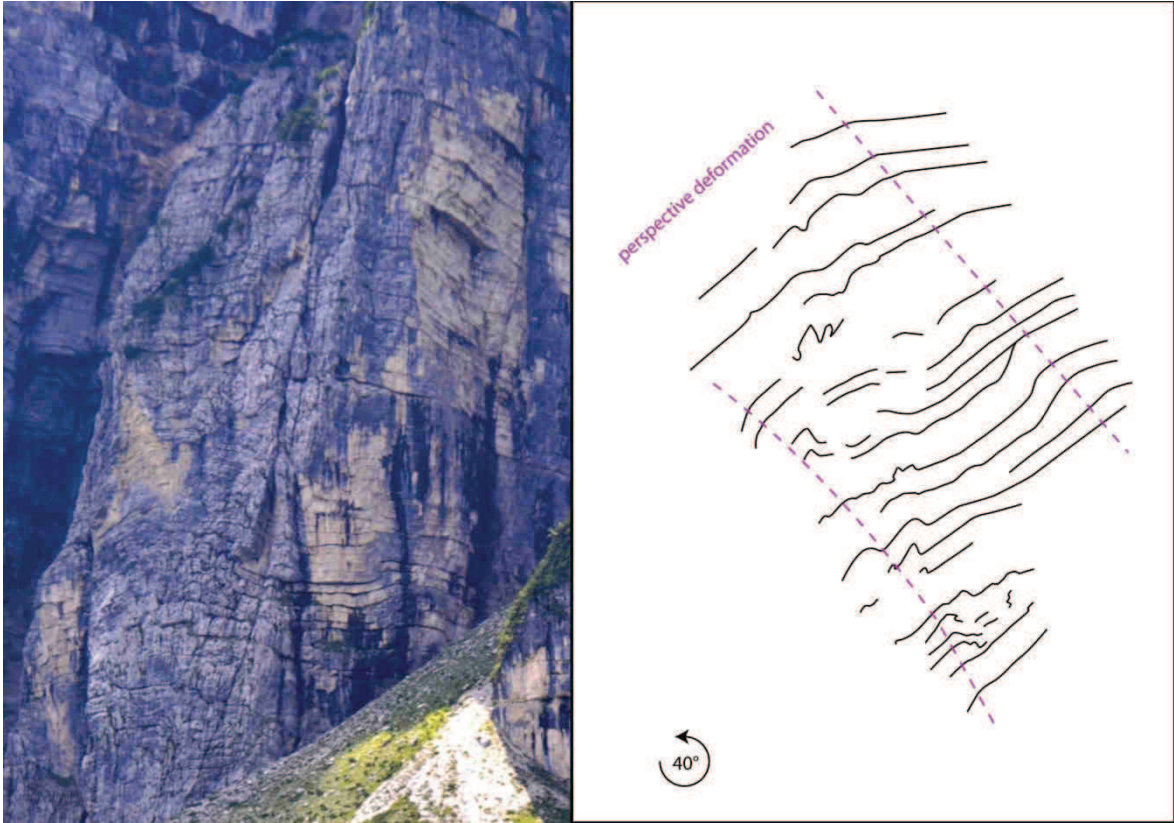
SP2a - Dolomia Principale (livelli basali): *grainstone/packstone* con frammenti di echinodermi, bivalvi, intraclasti da sub-angolari a sub-arrotondati. Diversi clasti mostrano rivestimenti microbiali (C) e strutture associabili ad organismi incrostanti *Microproblematica* (M). Nello stesso campione sono anche stati individuati frammenti di dasicladali, spugne incrostanti, *Tubiphytes*, *Ladinella porata*, e grani rivestiti ed ooidi frammentati risedimentati.

SP2b – Dolomia Principale (livelli basali): *packstone- grainstone* a peloidi, intraclasti, crinoidi, frammenti di echinidi e foraminiferi. Alcuni grani mostrano bordi di rivestimento micritici scuri. La struttura appare caratterizzata da aree in cui prevale una tessitura *packstone* fine, bordate da laminazioni scure, associabili ad attività microbiale, ed aree di *grainstone* con grani mal assortiti e cavità con cementi isopachi.

La successione analizzata in sezione corrisponde ad una posizione di bacino prossimale ascrivibile al terzo stadio evolutivo delineato (Fig. 50). La ridotta capacità da parte della piattaforma di esportare sedimento in bacino, ed al tempo stesso l'abilità di elevarsi rispetto ad un bacino che diventa sempre più profondo, sembrano indicare una *carbonate factory* in grado di dare un'ossatura rigida ed immobilizzare il sedimento proveniente dalle aree interne nelle facies di margine e scarpata. In questo senso, hanno sicuramente avuto un ruolo fondamentale gli organismi incrostanti e l'azione legante dei tappeti microbiali. L'ipotesi di un'immobilizzazione precoce del sedimento lungo le scarpate era stata anche sostenuta da (cf. Gianolla et al., 2003) per la successione affiorante pochi chilometri più ad est. L'osservazione indiretta, ma dettagliata, delle clinostratificazioni ha anche messo in luce come, oltre ai corpi canalizzati ed alle strutture di *slumping* (Fig. 49), manchino chiare evidenze di cospicui livelli a breccie o megabreccie. Tuttavia va considerato che la dolomitizzazione pervasiva potrebbe avere obliterato l'originaria tessitura mascherando tutto sotto l'aspetto massiccio cristallino.

Figura 49 (pagina seguente) – In alto: strutture di *slumping* lungo le facies clinostratificate nelle pareti nordorientali delle Cime delle Rondini. A fianco sono stati ricostruiti schematicamente i rapporti originali, considerando dislocamenti tettonici, *tilting* ed angoli di prospettiva (con linea tratteggiata rosa sono indicati assi in cui parte della deformazione degli strati è dovuta ad una diversa prospettiva legata ad una disomogeneità della parete).

In basso: la successione analizzata in sezione con la Fm. di Carnitza che passa per contatto netto ed erosivo (in dettaglio sulla destra) a banconi massicci di Dolomia Principale.



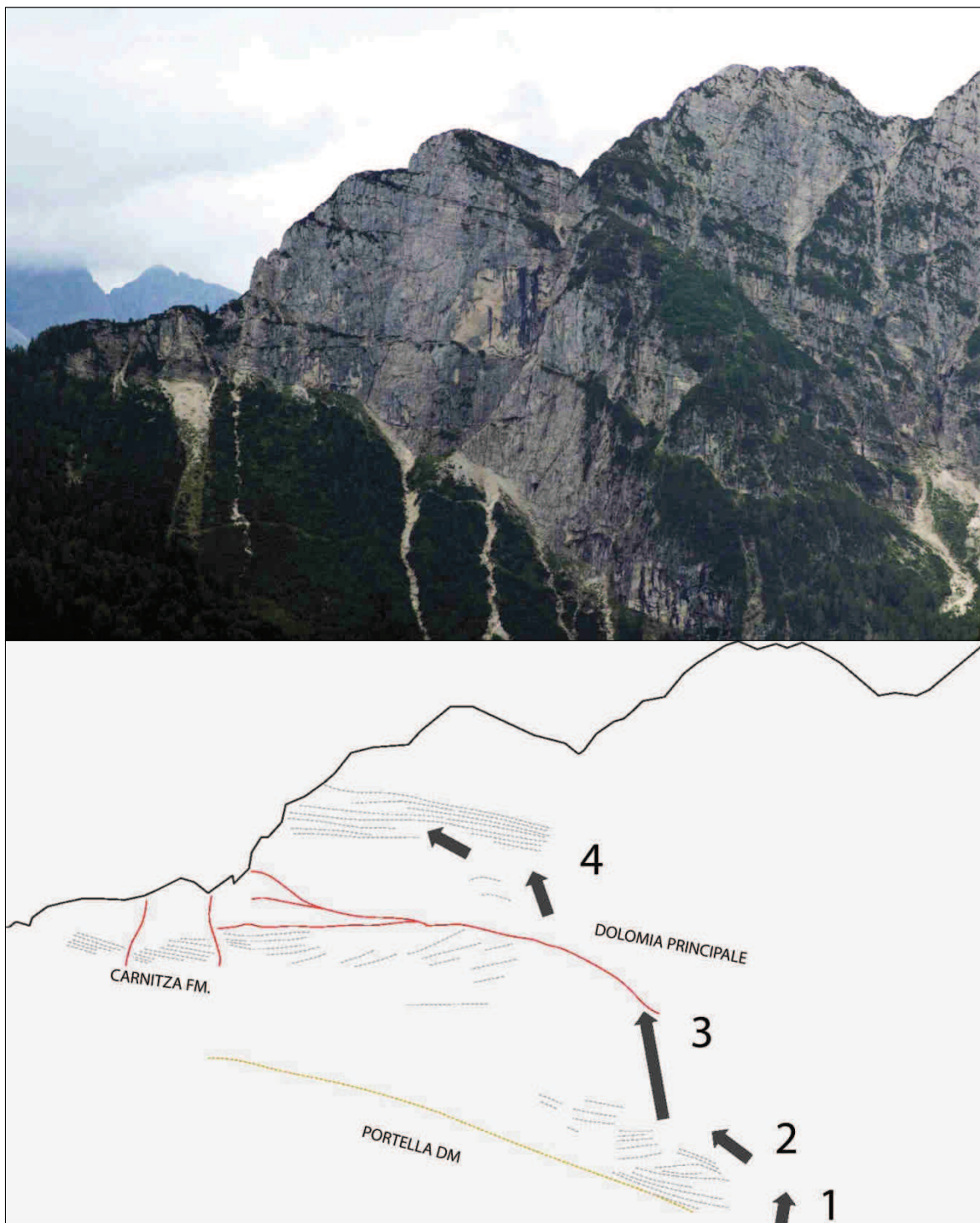
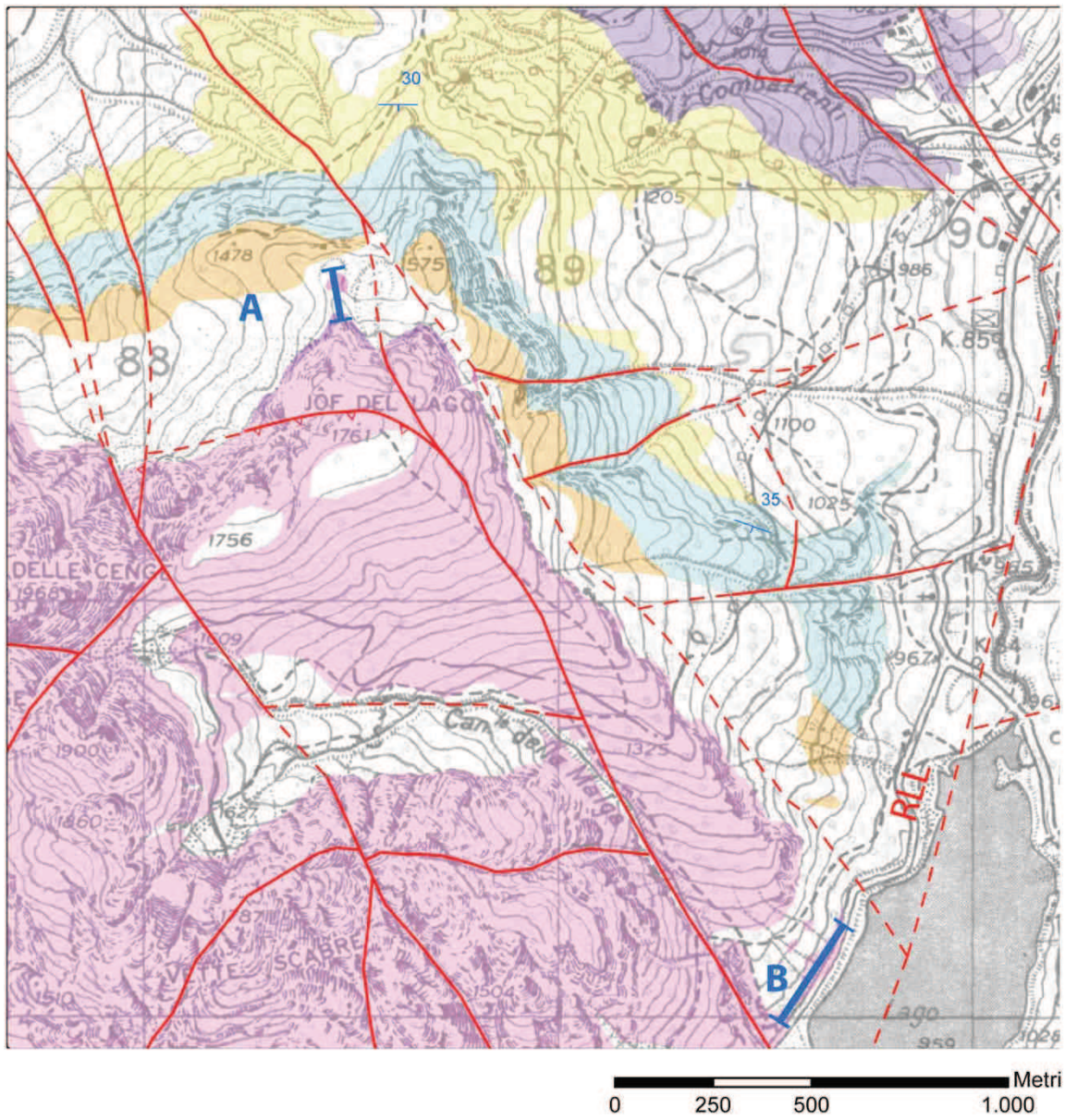


Figura 50 - Versante nordoccidentale delle Cime delle Rondini. È visibile lo *shelf-break* che evidenzia diversi stili aggradanti- progradanti, legati ai diversi stadi evolutivi della piattaforma. L'aggradazione della terza fase è interrotta da un piano di scollamento che sposta l'area di margine più a sinistra

4.6. Sella delle Cave

L'area di Sella delle Cave presenta circa le stesse caratteristiche stratigrafico- strutturali delineate per Sella Prasnig, con la potente successione terrigeno- carbonatica carnica interposta tra i massicci del M. Re e dello Jof del Lago- Jof Fuart. La struttura alpina più recente è rappresentata dalla linea traspressiva orientata SSW-NNE e sepolta sotto la copertura alluvionale di Rio del Lago. Questa, taglia sistemi di faglie ad alto angolo e direzione NNW-SSE, localmente organizzate in strutture a fiore, che dislocano a loro volta piani inversi orientati generalmente SW-NE ed attribuibili ancora alle fasi compressive neoalpine. All'interno delle piccole falde tettoniche delineate, si riconoscono poi frequentemente faglie inverse (versante meridionale del M. Re, Jof del Lago) e strutture plicative (Rio dei Combattenti; per lo più pieghe a ginocchio) ad asse orientato NW-SE, chiaramente associabili alla fase deformativa dinarica. In generale, i dislocamenti non superano comunque mai il centinaio di metri di rigetto verticale, ed anche in questa zona le unità ladinico- noriche rimangono organizzate secondo una monoclinale S-vergente.

Sul versante meridionale del M. Re, il Calcere del Predil, poggia generalmente in *onlap* sui banconi massicci clinostratificati di Dolomia ladinico- carnica, con intercalazioni di breccie carbonatiche limitate alla parte inferiore. In tale porzione, presso il Canale della Breccia, è stato collezionato un esemplare di *Pseudofurnischius murcianus* (Nicora, 1980) che concorda col ritrovamento di faune ad ammonoidi attribuibili alla zona ad Aon nella parte basale della formazione presso Rio Prasnig. Tuttavia, presso Cave del Predil, già in corrispondenza dei livelli interdigitati con facies a coralli e bioclasti risedimentati dalle aree di piattaforma, sono stati ritrovati esemplari identificanti la zona ad Aonoides. Ad ovest di Sella delle Cave ricade la sezione tipo dell'unità bacinale (Assereto et al., 1968), che mostra le stesse caratteristiche descritte per l'area di Sella Prasnig. Nella porzione superiore, le laminiti passano ad un altro livello con intercalazioni da ambienti di piattaforma, e poi all'intervallo sterile che segna la transizione, dopo oltre 200 m (una stima precisa è impossibile a causa delle frequenti deformazioni), alla Fm. di Rio del Lago. Anche in questo caso, l'area d'indagine coincide con lo stratotipo (Assereto et al., 1968). L'unità presenta anche in questo caso una porzione inferiore prevalentemente terrigena, ed una parte medio- superiore caratterizzata da calcari e calcari dolomitizzati, da micritici a bioclastici, a giunti da piatti a nodulari, alternati a marne fossilifere, raggiungendo una potenza di circa 450 m, sebbene il valore possa risultare sovrastimato a causa di raddoppi plicativi (cf. Montanari, 2012). Superiormente, sulle pendici settentrionali dello Jof del Lago, il passaggio alla Fm. di Conzen è transizionale ma rapido; l'unità è qui caratterizzata da cicli di calcari subtidali, talvolta dolomitizzati, a giunti da leggermente ondulati a tabulari, frequentemente con lumachelle, separati da interstrati pelitici. Il tetto dell'unità è caratterizzato da un aumento della componente terrigena e della nodularità degli strati calcarei, che segna la transizione alla Fm. di Tor. Quest'ultima è evidenziata da una cengia sulle pendici settentrionali dello Jof del Lago, e presenta caratteristiche analoghe all'area tipo (Assereto et al., 1968), sebbene con uno spessore stimato inferiore. Il limite superiore con la Dolomia della Portella è prevalentemente coperto, ma è comunque individuabile dal risalto morfologico dovuto alla serie di piccole paretine dolomitiche sovrastanti.



Lineamenti strutturali principali

- Faglia
- - - Faglia presunta
- ▲— Faglia inversa

Unità di copertura mesozoiche

- | | |
|--|--|
| Dolomia Principale | Fm. di Conzen |
| Fm. di Carnitza | Fm. di Rio del Lago |
| Dolomia della Portella | Calcarea del Predil |
| Fm. di Tor | Dolomia ladinico-carnica |

RLL Linea di Rio del Lago

A Sezione Sella delle Cave

B Sezione del Lago

Figura 51 - Stralcio della carta geologica semplificata per l'area ad ovest dell'abitato di Cave del Predil/Raibl. Sono evidenziate solo le formazioni affioranti e le strutture relativamente più importanti. Da Assereto et al. (1968), modificato.

L'intervallo dolomitico è stato analizzato lungo una sezione misurata sulle pendici settentrionali dello Jof del Lago, a sud di Sella delle Cave, dove mostra caratteristiche sostanzialmente analoghe allo stratotipo (cf. De Zanche et al., 2000), con bancate metriche di dolomie grigio chiare che passano superiormente a strati ben definiti, nodulari, a potenza da decimetrica a centimetrica. I banconi a giunti piano-paralleli mostrano raramente laminazioni sulla superficie alterata, mentre in sezione sottile sono visibili alternanze di *wackestone* e *packstone* fini ad intraclasti e bioclasti, debolmente argillosi, talvolta intervallati da croste microspartiche inarcate e fratturate con cavità geopetali e cementi isopachi. Le poche caratteristiche sedimentologiche vanno comunque ad individuare un ambiente deposizionale a media- alta energia, con fondali per lo più sabbiosi, a debole inquinamento terrigeno, talora esposti in condizioni subaeree. La parte nodulare superiore della Dolomia della Portella può essere intesa come il prodotto diagenetico di originari carbonati *packstone* con una maggiore componente terrigena, riflettenti un'energia minore e forse condizioni di profondità maggiori. Questo sarebbe confermato anche dalla rapida transizione alla Fm. di Carnitza (Lieberman, 1978b), che rappresenta il prodotto dell'ingressione marina su scala regionale (De Zanche et al., 2000; Krystyn et al., 1994). L'unità subaffiora dal detrito di versante sotto la parete verticale dello Jof del Lago, e risulta dolomitizzata, anche a causa del disturbo tettonico. Sono presenti per lo più dolomie cristalline da grigie a grigio scure, talvolta marnose, a giunti prevalentemente ondulati nella parte inferiore, con intercalazioni pelitiche da millimetriche a centimetriche. Raramente la tessitura è visibile, ed è costituita da *wackestone-packstone* blandamente laminati, con frammenti di bivalvi, echinodermi, intraclasti micritici scuri, accumuli di sostanza organica e frustoli carboniosi. Verso l'alto si intercalano banchi decimetrici a giunti piano- paralleli di dolomie a grana medio-grossa (*packstone-rudstone*) a bioclasti ed intraclasti, mentre alle peliti scure si sostituiscono occasionalmente marne azzurregnole. La presenza di tracce di bioturbazione ed al contempo di cristalli di pirite sembra suggerire condizioni riducenti ma non del tutto anossiche all'interfaccia acqua- sedimento. A tetto, l'unità passa per contatto netto ed erosivo ai banchi metrici di dolomia massiccia cristallina della Dolomia Principale, che costituiscono la totalità della parete settentrionale dello Jof del Lago. La transizione corrisponde al passaggio da una sedimentazione bacinale, con circolazione parzialmente euxinica, ad ambienti via via più prossimali rispetto ad una piattaforma carbonatica, fino ad arrivare a facies di fondo scarpata. Osservando la serie dalla distanza (Fig. 52), il banco di Dolomia Principale che chiude la sezione misurata risulta essere parte di una serie di corpi clinostratificati che si raccordano lateralmente ad un'area massiccia. Questa, a meridione, è a sua volta interconnessa a livelli a stratificazione piano-parallela, verosimilmente associabili a cicli peritidali di piattaforma interna.

La Fm. di Carnitza presenta qui una potenza abbastanza ridotta (circa 21 m) rispetto alla sezione tipo (Lieberman, 1978b) e, sebbene non siano stati collezionati fossili utili alle datazioni, l'esiguo spessore potrebbe essere legato ad una maggiore prossimità dell'area di deposizione rispetto alla zona di primo attecchimento del margine della piattaforma.

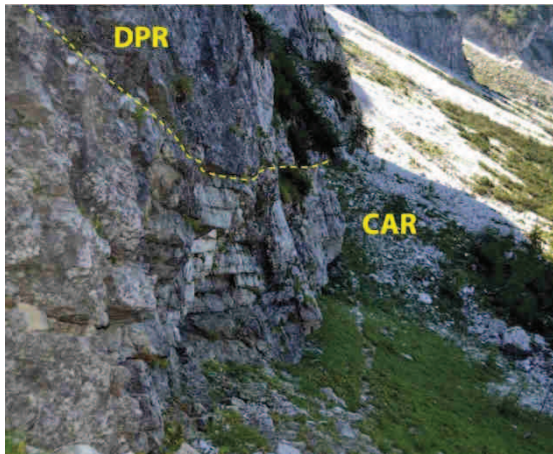
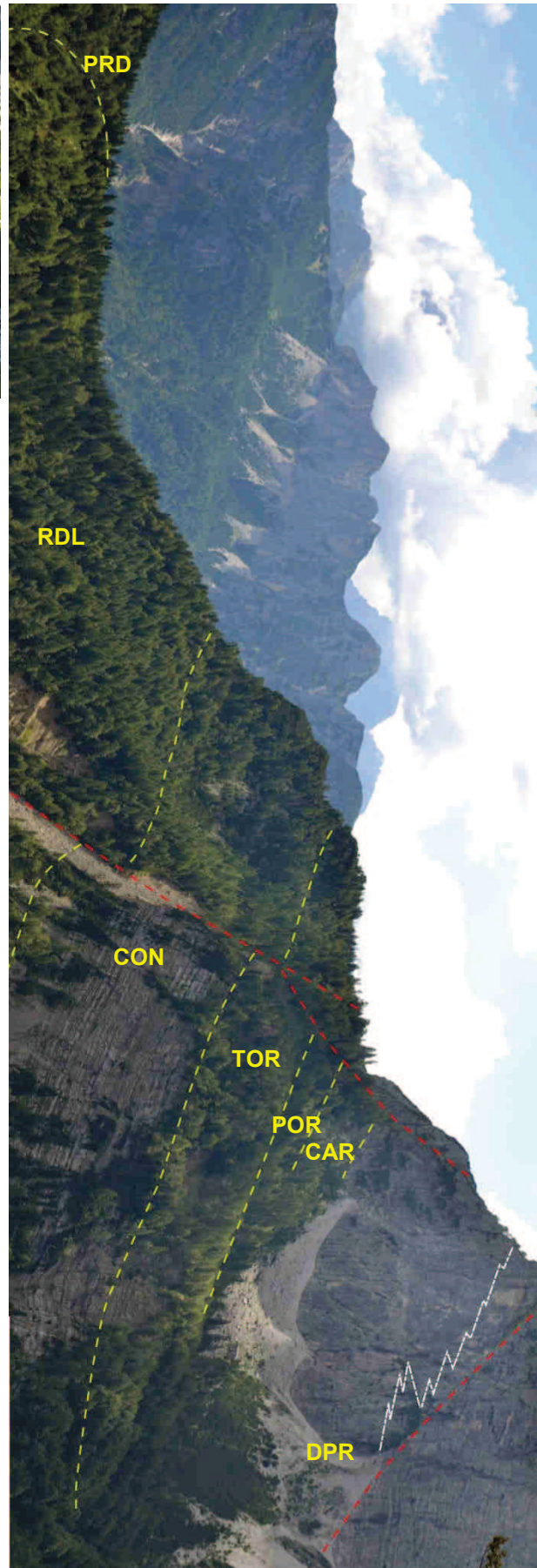


Figura 52

A lato: la successione carnico- norica tra Sella delle Cave e lo Jof del Lago. Sono evidenziati i limiti tra le unità litostratigrafiche e lo stile progradante-aggradante della piattaforma della Dolomia Principale denotato dallo spostamento dello *shelf-break*.

Sopra: base della parete settentrionale dello Jof del Lago: contatto erosivo tra le facies fortemente dolomitizzate della Fm. di Carnitza ed un bancone metrico delle clinoforni di Dolomia Principale.



Considerando l'assetto geologico-strutturale si è potuto ricollegare la successione affiorante lungo il lato sinistro del Lago del Predil alle suddette facies di piattaforma. È stata dunque misurata una seconda sezione, anche se la mancanza di dati biostratigrafici significativi e la presenza di un paio di faglie subverticali non permette di individuare linee tempo e correlare con precisione i cicli peritidali alle facies bacinali.

La parte inferiore della serie è contraddistinta da bancate decimetriche di dolomia massiccia, a grana cristallina, dove la dolomitizzazione ha per lo più obliterato ogni struttura sedimentaria e si intravedono solamente fantasmi di bioclasti e giunti debolmente ondulati. Superiormente la potenza degli strati diminuisce e compaiono intercalazioni pelitiche da millimetriche a centimetriche, fino ad arrivare ad alternanze di dolomie, calcari dolomitizzati a giunti da ondulati a piano- paralleli e peliti scure intercalate.

In particolare la serie assume una strutturazione ciclica: si alternano marne siltose azzurrognole e peliti scure, livelli di dolomie marnose e calcari dolomitizzati micritici, talora marnosi, grigio- verdastri. Talvolta queste litofacies possono essere sostituite da dolomie massicce a giunti argillosi disposte in corpi lentiformi. Superiormente occorrono dolomie chiare e calcari dolomitizzati intra- bioclastici, con laminazioni trattive ed intercalazioni pelitico-argillose. In alcuni casi i carbonati sono ricchissimi in orizzonti oncoidali e frequentemente sono presenti anche livelli con strutture a *fenestrae*, più raramente laminazioni microbiali. Oltre ad oncoidi, che talvolta arrivano a dimensioni centimetriche, abbondano anche grani botroidali e cortoidi, mentre le ooliti sono per lo più assenti; il nucleo dei grani rivestiti è generalmente caratterizzato da intraclasti micritici o bioclasti, tra cui frammenti di incrostazioni microbialitiche e cianobatteri. Spesso le facies oncoidali evidenziano cementi vadosi, che indicano un ambiente deposizionale intersopratidale. A queste facies, a circa 40 m dalla base, succedono talvolta livelli di marne ed argilliti policrome, con noduli diagenetici di carbonati, interpretabili come paleosuoli. Nella porzione superiore della serie, diminuiscono le facies oncoidali e nelle facies intersopratidali a favore di livelli intra- bioclastici con struttura a *fenestrae*, *birds eyes* e stromatoliti. Nel contempo le intercalazioni marnoso- argillose fini (non più policrome ma prevalentemente nero-verdastre) si concentrano negli intervalli subtidali, mentre rimangono come sottili intercalazioni negli altri livelli.

La successione delineata sulla sponda sinistra del Lago del Predil individua ambienti deposizionali di aree di piattaforma carbonatica a debole inquinamento terrigeno. In particolare, si passa da ambienti sciacquati ad alta energia, dove il materiale fine non riesce a depositarsi (o viene successivamente ripreso in carico), ad altri più interni e relativamente riparati, dove a condizioni di sedimentazione più tranquille si alternano periodi ad alta energia, in grado di giustificare la frequente ricorrenza degli orizzonti oncoidali, ed emersioni talvolta anche prolungate. Come per la serie analizzata sulla sponda destra del Lago da (Gianolla et al., 2003), la presenza di frammenti di *boundstone* microbialitici e di altri organismi incrostanti (es. cianobatteri, *Tubyphites*), nel contenuto bioclastico e come nucleo dei grani rivestiti, sembra indicare la relativa vicinanza ad un'area di margine biocostruito. Superiormente, la successione evidenzia una graduale transizione ad aree sempre più riparate, con prevalenza di caratteristiche sedimentologiche tipiche di piana

SELLA DELLE CAVE

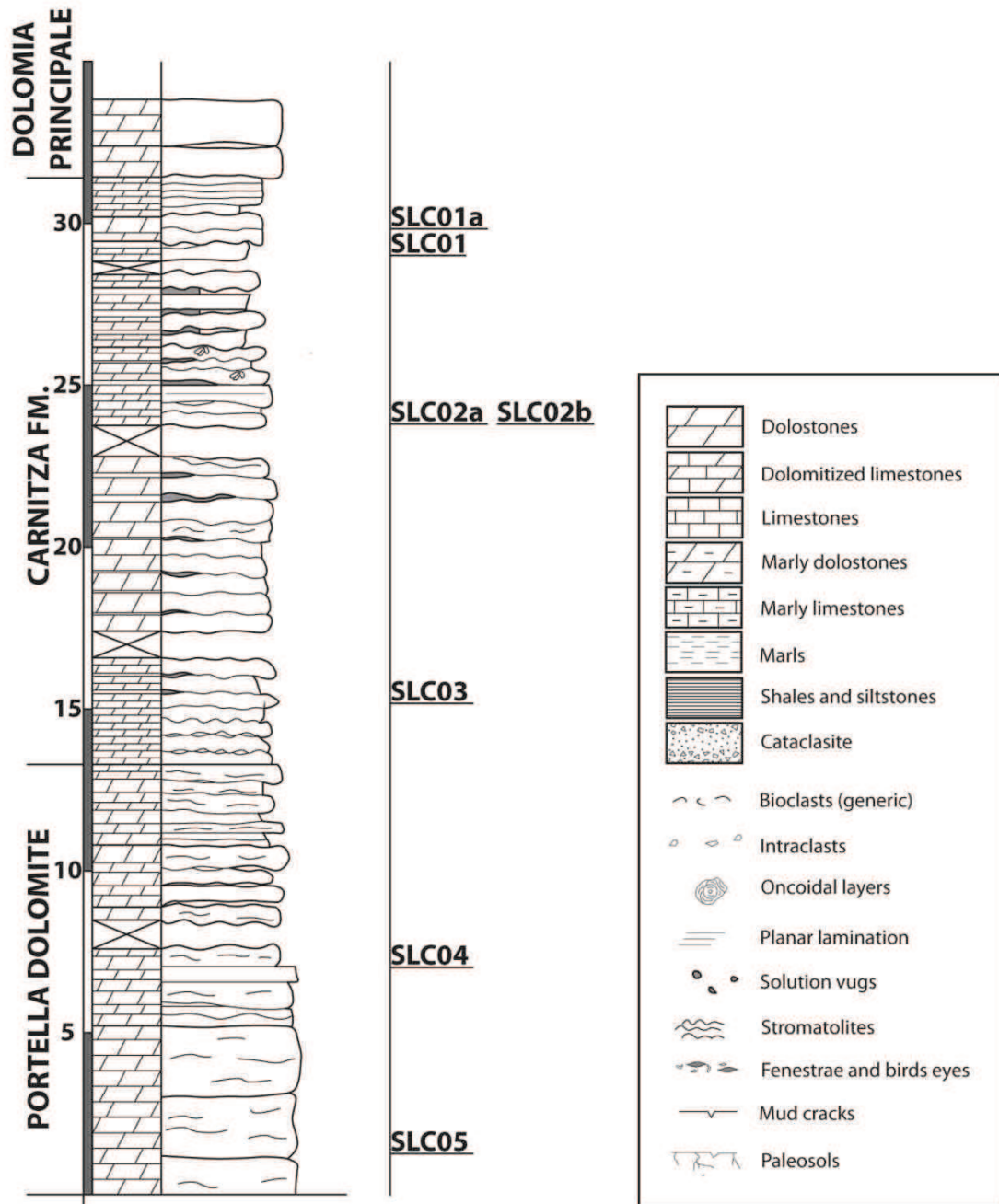
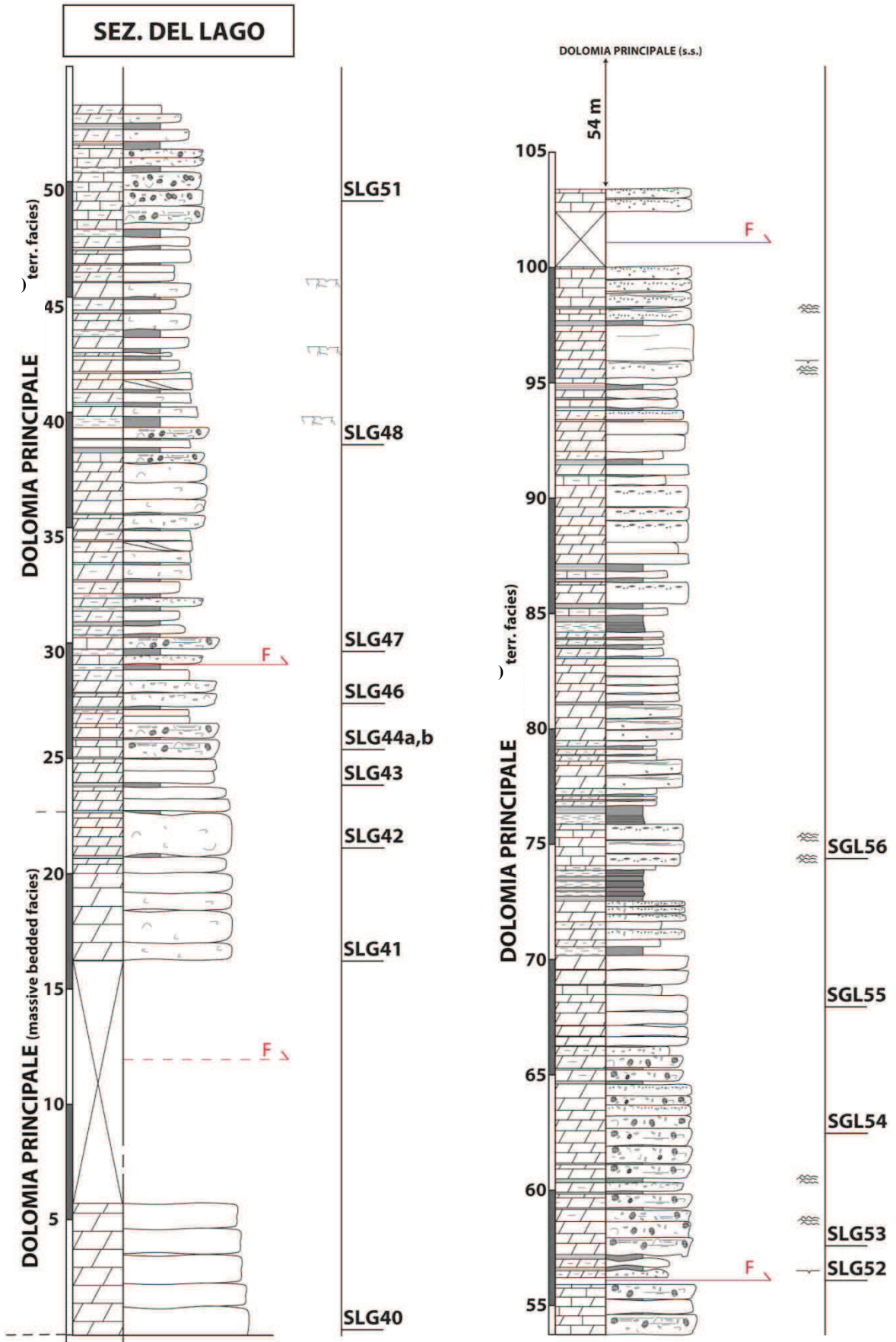


Figura 53 – (Questa pagina e successiva) - Sezioni semplificate misurate sul versante settentrionale dello Jof del Lago, poco più a sud di Sella delle Cave, e sulla sponda sinistra del Lago del Predil. In quest'ultimo caso sono rappresentati cicli di piattaforma interna correlabili grosso modo alle clinostratificazioni che si interdigitano con la Fm. di Carnitza nella sezione di Sella delle Cave.



tidale, a debole inquinamento terrigeno. La scomparsa delle intercalazioni pelitiche si verifica dopo circa 54 m (ma la stima potrebbe risentire dei diversi piani di faglia che attraversano la serie), quando a tetto sezione affiorano i classici cicli peritidali della Dolomia Principale, che vanno a costituire una sequenza potente almeno 500 m.

Figura 54 (sotto e pagina seguente)

SLC5 - Dolomia della Portella: *-packstone* ad intraclasti, peloidi e bioclasti (immagine a colori alterati). A tetto sopra una concavità riempita da *wackestone* fine, si notano croste inarcate di lamine argillose e microsparite. Il campione proviene dal tetto di un banco metrico di dolomia saccaroide.

SLC2a – Fm. di Carnitza: *rudstone* bioclastico fortemente dolomitizzato (immagine a colori alterati). Sono ancora ben visibili i bioclasti (tra cui frammenti di echinidi e bivalvi a spigoli mal arrotondati) e laminazioni stilolitiche nerastre dovute a concentrazione della frazione non carbonatica fine;

SLC1a – Fm. di Carnitza: *wackestone/packstone* dolomitizzato con bioclasti (principalmente bivalvi ed echinodermi ricristallizzati), intraclasti e piccoli frustoli carboniosi. Nel campione, non inquadrati, sono anche presenti cristalli di pirite.

SLG44a – Dolomia Principale: *packstone* peloidale dolomitizzato ad oncoidi e grani rivestiti, con cavità riempite parzialmente da micriti ricristallizzate. Fuori campo è anche stata riscontrata la presenza di *Tubyphites*.

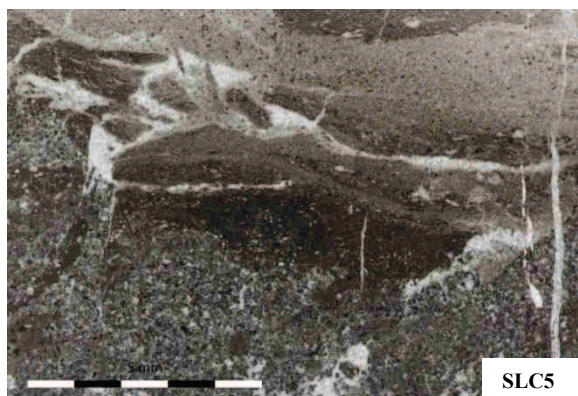
SLG44b – Dolomia Principale: *grainstone/packstone* ad oncoidi, cortoidi e grani botroidali passante a *packstone* peloidale fine, con cavità geopetali nella parte inferiore (riempite solo parzialmente da micriti ricristallizzate) e cementi vadosi nella parte superiore.

SLG47 – Dolomia Principale: *packstone/grainstone* ad oncoidi e grani rivestiti. Si notano oncoidi poco e ben sviluppati. Il nucleo può essere costituito da intraclasti micritici scuri, *fecal pellets*, incrostazioni microbiali, bioclasti o da altri frammenti di oncoidi.

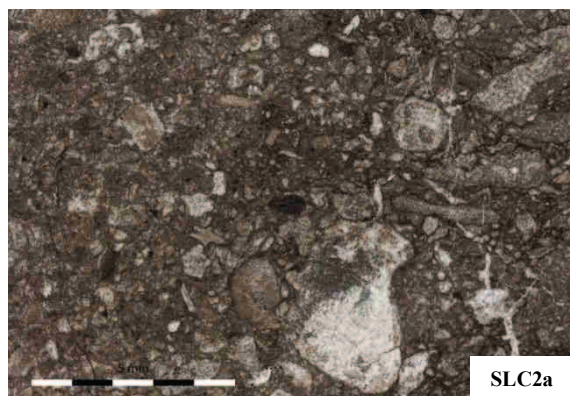
SLG48 – Dolomia Principale: calcare dolomitizzato con croste micritiche inarcate, sormontate da livelli microbiali ed un *grainstone* to *packstone* a grani rivestiti e bioclasti. Tra questi ultimi si riconoscono frammenti di bivalvi, alghe dasicladalcee, briozoi, foraminiferi e cianobatteri (CB, *Cayeuxia*). Verso l'alto prevale una tessitura peloidale a *fenestrae*.

SLG51 – Dolomia Principale: *packstone/grainstone* a peloidi e grani rivestiti. Questi ultimi constano in oncoidi (al nucleo di un oncoide è presente un cianobatterio CB, *Cayeuxia*), cortoidi e grani aggregati. Sono anche comuni incrostazioni microbiali. I cementi sono per lo più isopachi.

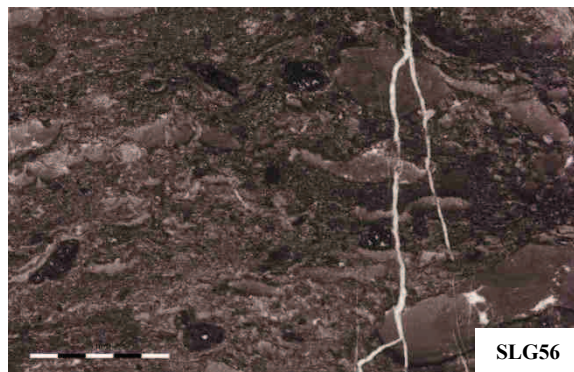
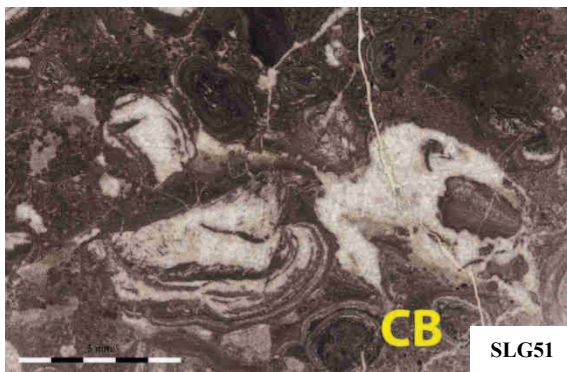
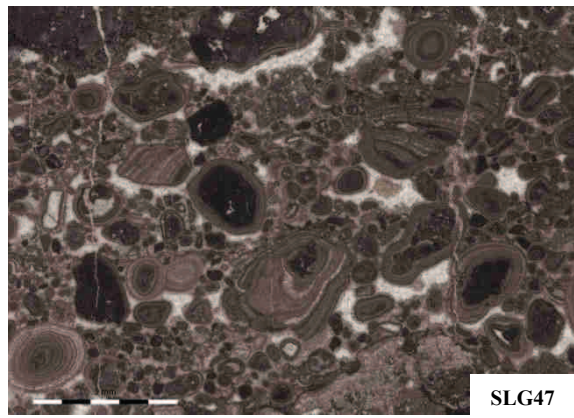
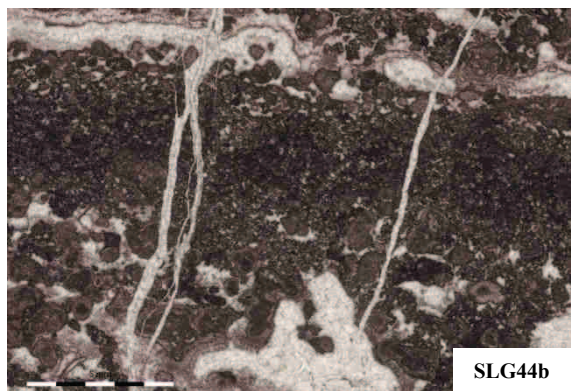
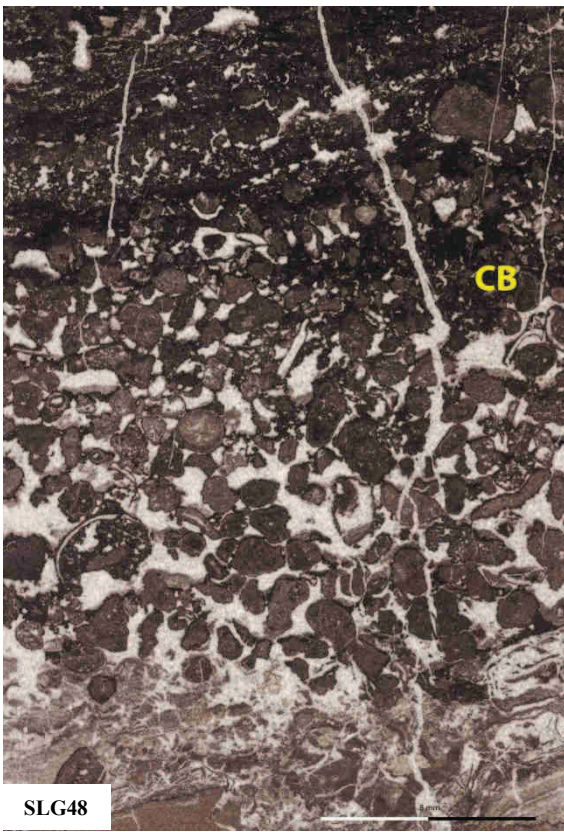
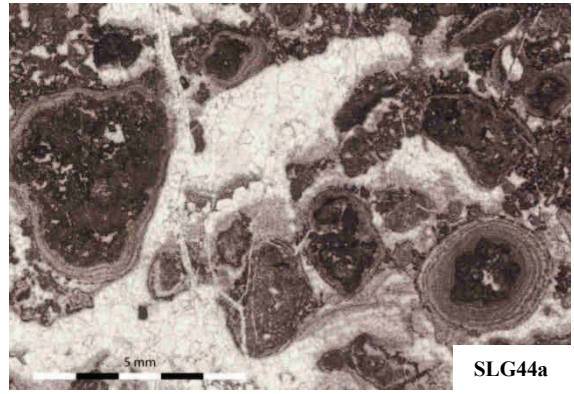
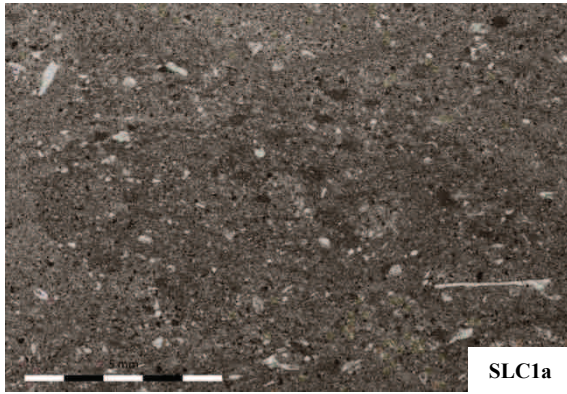
SLG56 – Dolomia Principale: brandelli di croste microsparitiche e laminazioni fini microbialitiche inarcate, con associate strutture di croste microbiali.



SLC5



SLC2a



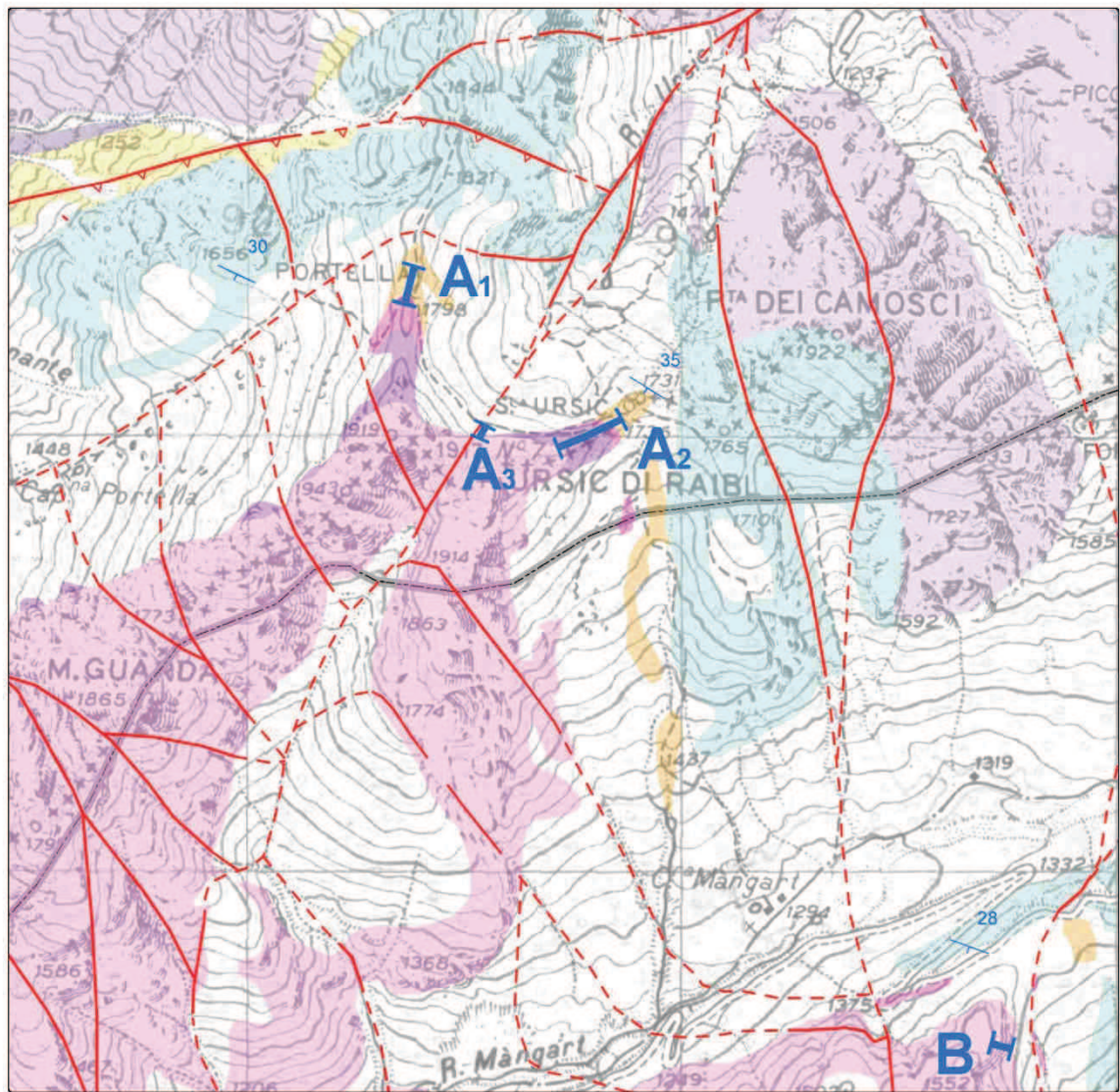
4.7. Sella Ursic, Planja

Il settore compreso tra la valle di Rio del Lago ed il gruppo del M. Mangart è caratterizzato dalla prevalenza di massicci dolomitici che conferiscono all'area un assetto strutturale contraddistinto da una prevalente deformazione fragile. Gli ammassi rocciosi sono dislocati da faglie principali ad orientazione SSW-NNE e piano da subverticale ad alto angolo a carattere trastensivo o traspressivo, che vanno localmente a formare strutture a fiore (ad esempio nell'area del M. Buconig e della F.lla della Lavina i termini norici sono abbassati al livello di quelli ladinico- carnici da un fiore negativo). Le strutture sono poi raccordate trasversalmente da una serie di faglie minori, a carattere strutturale analogo ed orientazione NNW-SSE, anch'esse organizzate spesso in strutture a fiore positive o negative (P.ta dei Camosci). Tutti i sistemi sono tagliati a meridione da un piano ad alto angolo diretto SW-NE che attraversa la Val Coritena e si connette a nordest con la Linea della Sava, nel complesso contesto di trascorrenza che caratterizza la Slovenia occidentale (cf. Vrabc and Fodor, 2006).

All'interno del quadro già piuttosto frammentato, sono poi individuabili una serie di lineamenti neoalpini più antichi, rappresentati principalmente da faglie inverse con assi ad orientazione SW-NE ed WSW-ENE (come ad esempio una serie di strutture sotto la Sella della Portella; cf. Doglioni, 1987a). Alla stessa fase deformativa appartiene probabilmente anche la Linea della Val Coritena (Tamar-Koritnica-Canin), disposta in direzione SW-NE e caratterizzata da un piano inclinato parzialmente dislocato e riattivato dalle fasi orogeniche più recenti. La struttura rappresenta probabilmente la rampa frontale di un retroscorrimento alpino N-vergente, che separa settori a carattere stratigrafico differente e va localmente a duplicare la successione carnico- norica (Gale et al., in prep.). Infine, le strutture dinariche, meno riconoscibili per la scarsa continuità, sono caratterizzate generalmente da faglie ad orientazione NW-SE, e piani inclinati ad immersione sia verso SW che verso NE.

Fatta eccezione per il retroscorrimento della Val Coritena e per la linea che attraversa la Valle della Lavina, le strutture descritte sono nell'insieme caratterizzate da modesti dislocamenti verticali e laterali e lasciano pressappoco riconoscibile la monoclinale S-vergente delle Alpi Giulie.

La porzione più occidentale del settore è contraddistinta da un'assetto stratigrafico analogo a quello di Sella delle Cave, con la Dolomia ladinico-carnica che costituisce buona parte dei massicci delle Cinque Punte, del M. Sciober e del Picco di Mezzodì. L'unità è caratterizzata generalmente da banconi decametrici di dolomie massicce grigio chiare a stratificazione per lo più indistinta, che si raccordano verso sud con analoghi corpi clinostratificati sui quali poggia in *onlap* il Calcere del Predil. Tuttavia, anche in questo caso è possibile osservare, nel basso corso del Rio Conzen, una serie di intercalazioni di breccie oligo/monomitiche di dolomia saccaroide (Montanari, 2012), cui seguono alternanze di calcari micritici (prevalentemente *wackestone*) e vere e proprie laminiti scure a spessore millimetrico, bituminose e ricche in frustoli vegetali, organizzate in un generale *trend* CU/TU fino alla loro graduale scomparsa. La presenza dell'unità bacinale è relegata all'area ad ovest del crinale M. Sciober- M. Guarda, così come quella della sovrastante Fm. di Rio del Lago. Il passaggio transizionale è caratterizzato da un intervallo di marne sterili



0 250 500 1.000 Metri

Lineamenti strutturali principali

- Faglia
- - - Faglia presunta
- ▲ Faglia inversa
- ▲ Faglia inversa pres.

Unità di copertura mesozoiche

- | | |
|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> ■ Dolomia Principale ■ Fm. di Carnitza ■ Dolomia della Portella ■ Fm. di Tor | <ul style="list-style-type: none"> ■ Fm. di Conzen ■ Fm. di Rio del Lago ■ Calcare del Predil ■ Dolomia ladinico-carnica |
|---|--|

A₁, A₂, A₃ Sezione composta Sella Ursic

B Sezione Planja

Figura 55 - Stralcio della carta geologica semplificata per l'area compresa tra la valle di Rio del Lago e la valle del torrente Novec (Slovenia). Sono evidenziate solo le formazioni affioranti e le strutture relativamente più importanti. Da Assereto et al. (1968), Jurkovsek (1987), modificato.

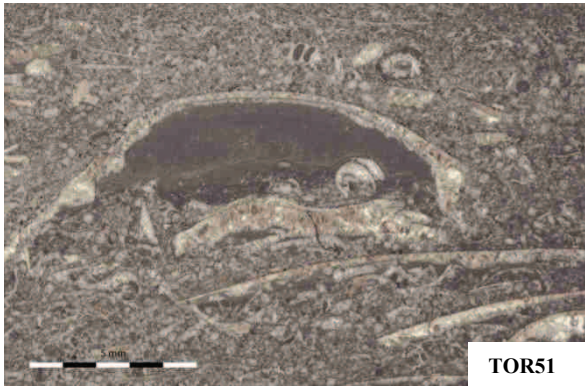
e laminiti organiche, che tendono a scomparire verso l'alto a favore di calcari marnosi grigi e calcari bioclastici, dolomitizzati nella parte alta della serie, che si alternano a marne grigio- marroni frequentemente fossilifere. Lateralmente, la Fm. di Rio del Lago mostra contatti di *onlap* sulla Dolomia ladinico- carnica, evidenziati da una cengia giallastra sulle pendici meridionali delle Cinque Punte. In quest'area ricade anche la sezione di riferimento della Fm. di Conzen, che presenta caratteristiche differenziate da zona a zona: nell'area di Rio delle Cascate e di Rio Conzen, è contraddistinta da banconi metrici di dolomie e calcari dolomitizzati, a giunti piano paralleli, passanti a cicli SU con marne e peliti laminate, calcari nodulari micritici, strati amalgamati di calcari dolomitici decimetrici, chiusi da *grainstone* a grani rivestiti, foraminiferi e *coquinas* di bivalvi (De Zanche et al., 2000). Superiormente l'unità è caratterizzata da una maggior dolomitizzazione e compaiono cicli metrici di dolomie biancastre, talvolta vacuolari, con stromatoliti e *birds eyes* a tetto. Una successione simile subaffiora anche sul crinale della Planja, in sinistra idrografica di Rio Mangart, sebbene non si riesca a distinguere chiaramente il *trend* regressivo a causa della frequente copertura della serie. Preso le Cinque Punte invece, la formazione è contraddistinta da una potenza minore ed è costituita esclusivamente dai litotipi carbonatici ben stratificati che si sovrappongono alla Dolomia ladinico- carnica laddove manca la Fm. di Rio del Lago. Tale configurazione occorre anche in gran parte dell'area a nordest di Sella Ursic, dove può essere localmente presente una facies calcarea oolitico- intraclastica (Assereto et al., 1968) o più frequentemente una facies dolomitica a grana grossolana (versante meridionale del M. Pucher). La differenziazione paleoambientale ancora espressa dai caratteri sedimentologico- stratigrafici della Fm. di Conzen, viene a mancare con la transizione alla sovrastante Fm. di Tor, contrassegnata da un marcato aumento della componente terrigena. In tutto il settore in analisi, in cui ricade anche lo stratotipo, la serie è rappresentata da alternanze di calcari nodulari grigi, bioclastici, talvolta laminati e frequentemente vere e proprie lumachelle a megalodontidi, marne e siltiti scure. L'unità è ben esposta alla Sella della Portella, a Sella Ursic e subaffiora a nord del M. Planja (Ogorelec et al., 1984). La serie sovrastante, contraddistinta dall'impostazione del sistema di piattaforma della Dolomia Principale descritto dettagliatamente da (Gianolla et al., 2003), è stata studiata secondo una sezione composita misurata tra la Sella della Portella, Sella Ursic e la parete nord del M. Ursic di Raibl, in modo da integrare i dati di quella già pubblicata in letteratura.

La porzione sommitale della Fm. di Tor è generalmente caratterizzata da calcari marnosi nodulari bioclastici e calcari micritici bioturbati, con faune abbastanza differenziate (bivalvi, gasteropodi, echinidi, foraminiferi bentonici, spicole di spugne, articoli di crinoide) indicanti una buona ossigenazione dei fondali, alternati a marne argillose scure laminate, cui si intercalano talvolta calcareniti bioclastiche laminate (*grainstone-packstone*) a giunti piano- paralleli (SC69, TOR51), talvolta colonizzati da coralli ritrovati in posizione di vita (De Zanche et al., 2000). Le facies riflettono condizioni ad alta energia, legate verosimilmente ad eventi di tempesta (talvolta i livelli bioclastici vanno a formare vere e proprie *coquinas* dominate da bivalvi e gasteropodi), che si interpongono a periodi di sedimentazione relativamente più tranquilla, sempre in condizioni di profondità ridotta e prevalentemente sopra la base d'onda di tempesta. Le alternanze terrigeno- carbonatiche

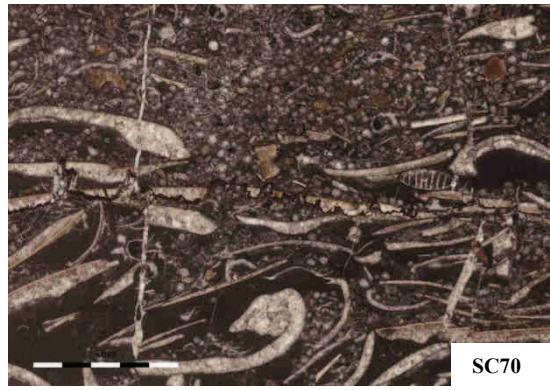
sono associabili a fluttuazioni del livello relativo del mare in ambiente di rampa carbonatica, connessa ad una linea di costa terrigena ed aree emerse meridionali dalle quali era garantito un continuo apporto di materiale silicoclastico fine e di frustoli vegetali. La transizione alla Dolomia della Portella è caratterizzata nel complesso da una diminuzione nello spessore delle intercalazioni terrigene e da una maggiore persistenza dei litotipi di alta energia, frequentemente dolomitizzati, che sembra indicare il passaggio ad ambienti più superficiali e sciacquati. Le faune a conodonti collezionate da (Lieberman, 1978b) sullo stesso profilo analizzato, forniscono un'età tuvalica per il tetto dell'unità, confermata anche dalle associazioni palinologiche (Roghi, 2004), mentre il limite con lo Julico può essere posizionato pochi metri sopra peculiari livelli a *Lopha montiscaprilis* (Ruvineti, 2004).

Il passaggio alla Dolomia della Portella è piuttosto netto, e contraddistinto dalla comparsa di strati decimetrici di dolomie a giunti ondulati, che talvolta si saldano a formare banchi metrici di dolomie saccaroidi biancastre. Sebbene la dolomitizzazione pervasiva obliteri le strutture originarie, sono riconoscibili sulla superficie alterata delle laminazioni piano-parallele; in alcuni casi (parte medio- inferiore) esse sono interpretabili come laminazioni trattive in contesti di alta energia, essendo anche intravedibile un'originaria tessitura grossolana (*grainstone-rudstone*) con fantasmi di bioclasti (bivalvi, echinodermi ed articoli di crinoide), in altri casi possono essere associate a laminazioni stromatolitiche (De Zanche et al., 2000) in ambiente inter-sopratidale. Questo sembra essere confermato dalla presenza di orizzonti laminati con croste microspartiche fratturate (strutture da essiccamento) e vene riempite da cementi isopachi. L'ondulazione degli strati della parte inferiore ed al tetto della formazione, può essere invece dovuta ad ambienti a minore energia, con una frazione terrigena fine allontanata durante i processi diagenetici di concentrazione del carbonato. A tetto l'unità fa passaggio, transizionale ma rapido, alla Fm. di Carnitza, contraddistinta dalla comparsa di intercalazioni terrigene e da un costante decremento della dolomitizzazione in relazione alla diminuzione della granulometria media.

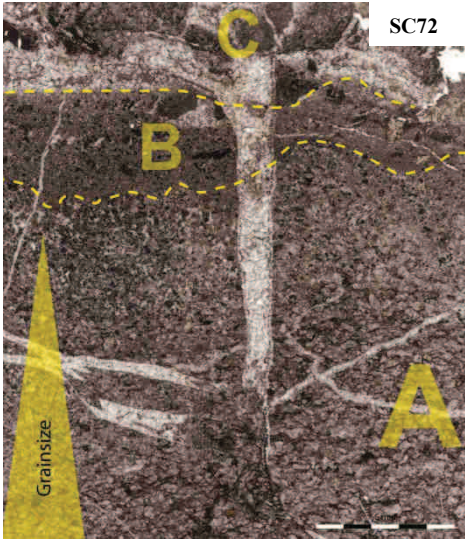
I calcari dolomitizzati, cui si intercalano livelli centimetrico- millimetrici di marne e peliti siltose grigio- nerastre, sono contraddistinti da un colore generalmente scuro e tessiture *wackestone/packstone* (più raramente *mudstone*) con pelecipodi, foraminiferi bentonici, frammenti di echinodermi, radiolari e spicole di spugne, intraclasti micritici scuri e laminazioni argillose. Talvolta, i lamellibranchi pelagici sono disposti in orizzonti laminati (tempestiti distali?) a tetto dei calcari micritici. Spesso sono presenti cristalli di pirite, sostanza organica e talvolta gusci fosfatizzati, che sembrano indicare condizioni riducenti all'interfaccia acqua- sedimento, connesse probabilmente ad una circolazione euxinica in ambiente pelagico; tuttavia l'occorrenza di tracce da bioturbazione nonché la costante presenza di foraminiferi bentonici lasciano presupporre solo una parziale anossia sul fondale del bacino. Il *trend* debolmente FU culmina a circa 18 m dalla base dell'unità in un intervallo di calcari micritici, contraddistinto da livelli condensati ad ammonoidi (tra cui il genere *Tropites*; De Zanche et al., 2000) e rari granuli di glauconite. Superiormente, la successione prosegue con alternanze di calcari micritici nodulari ed interstrati marnoso-siltosi, dalle quali sono stati collezionati esemplari di *Gonojuvavites* sp. e *Discotropites plinii* (De Zanche et al., 2000) che permettono di attribuire buona parte della Fm. di



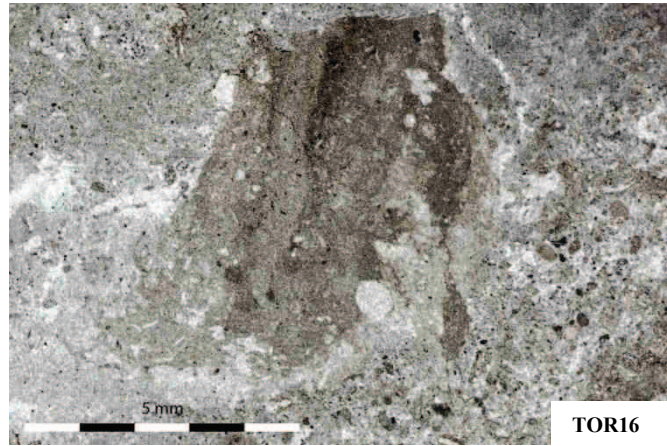
TOR51



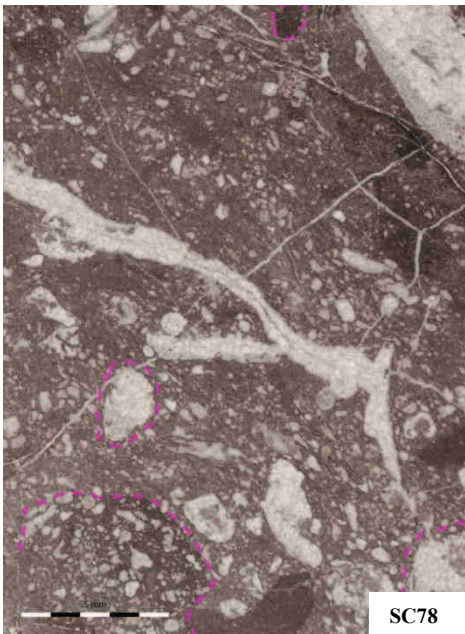
SC70



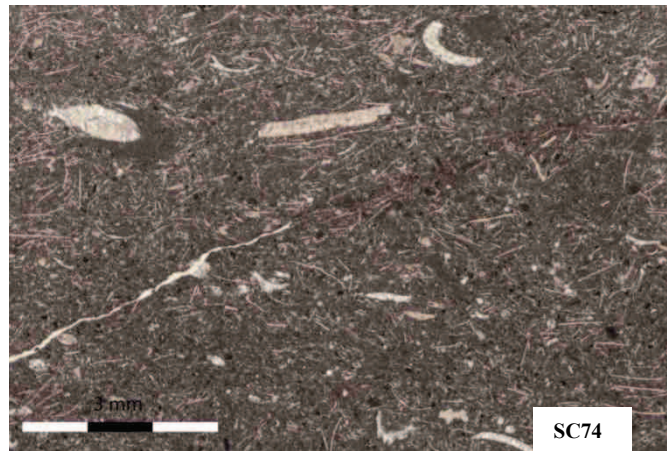
SC72



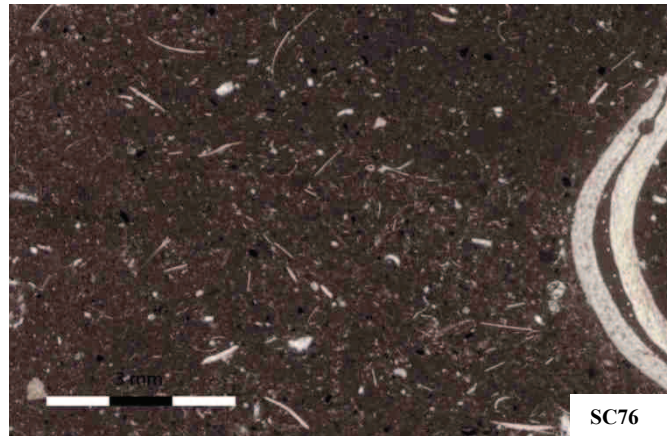
TOR16



SC78



SC74



SC76

Figura 57 – (pagina precedente)

TOR51 – Fm. di Tor: *packstone/grainstone* dolomitizzato a bivalvi e gasteropodi. Tra i bioclasti sono anche presenti foraminiferi, articoli di crinoide e frammenti di echinidi. Si riscontra un moderato contenuto in intraclasti micritici scuri, frustoli vegetali e sostanza organica. I gusci dei bivalvi sono frequentemente allineati e disposti con la concavità verso il basso, sottolineando la natura tempestica dell'accumulo. Il guscio del bivalve al centro, presenta la cavità riempita da micrite scura, residuo della deposizione di fanghi in ambienti più profondi e tranquilli, dai quali il bioclasto è stato strappato durante un evento ad alta energia.

SC70 – Fm. di Tor: *floatstone* dolomitizzato con bivalvi di grosse dimensioni e gasteropodi, foraminiferi e frammenti di echinodermi, compenetrato con un livello di *packstone* contenente grosso modo gli stessi elementi.

SC72 – Dolomia della Portella: nonostante la dolomitizzazione, si riconosce una struttura gradata (il protolite è presumibilmente un *packstone*, A) che passa superiormente ad un orizzonte più fine (originaria micrite, B) in cui fluttuano grani scuri allungati orizzontalmente. Entrambe le microfacies sono poi interessate da una frattura on riempimento calcitico che si riallaccia ad analoghi orizzonti ondulati paralleli alla stratificazione.

TOR16 – Dolomia della Portella: immagine a falsi colori di un campione fortemente dolomitizzato: si riconoscono a mala pena fantasmi di bioclasti, intraclasti micritici scuri mal arrotondati ed un grosso frammento attribuibile probabilmente ad un'originaria micrite laminata.

SC74 – Fm. di Carnitza: *wackestone/packstone* a bivalvi pelagici ed intraclasti micritici scuri. I primi sono disposti orizzontalmente a formare tenui laminazioni. Sono inoltre presenti abbondanti foraminiferi seriali e trocospirali (gen. *Aulotortus*, *Miliolipora* e *Duostominidae*), radiolari e frammenti di echinidi.

SC76 – Fm. di Carnitza: *wackestone* a bivalvi pelagici ed intraclasti micritici scuri, da poco a ben arrotondati. Sono inoltre presenti radiolari, frammenti di echinodermi, foraminiferi trocospirali, brachiopodi e cristalli di pirite.

SC78 – Fm. di Carnitza: Para-breccia fine a clasti carbonatici fluttuanti in matrice micritica. Sebbene la maggior parte dei grani risulti ricristallizzata, si riconoscono alcune forme con grani disposti in forme concentriche, associabili ad originali croste microbiali (cf. “*Carnian crusts*”). A tetto, fuori campo, è presente un orizzonte di *wackestone* fine; le aree più scure nella matrice del campione possono essere dunque interpretate come tracce da bioturbazione, con materiale rimaneggiato proveniente dal livello sovrastante.

Carnitza alle biozone a *Subbullatus* ed a *Spinus*. A circa 75 m dalla base della sezione compaiono intercalazioni di livelli calcarenitici (*packstone*) fini laminati, a bioclasti pelagici e piccoli intraclasti micritici, che aumentano via via nella serie marcando un graduale *trend* CU/TU fino ad arrivare ad orizzonti calciruditici in stratificazione decimetrica. Le laminazioni, i depositi gradati e le frequenti geometrie debolmente lenticolari richiamano condizioni di bacino prossimale (*apron* esterno), ed i livelli calcarenitici possono essere interpretati come la parte terminale più fine di calcitorbiditi, con flussi gravitativi ormai poveri nelle componenti clastiche di piattaforma, ma con energia sufficiente per intaccare e prendere in carico piccole parti di fondale fangoso. Superiormente prevalgono gli strati decimetrici a giunti piano- paralleli, e l'aumento nella granulometria è accompagnato da una maggiore dolomitizzazione dei carbonati e dalla scomparsa della frazione fine terrigena. Il contenuto dei livelli più grossolani evidenzia la presenza di intraclasti micritici scuri, grani calcitici per lo più indeterminabili, bioclasti (echinodermi, articoli di crinoide, gasteropodi e bivalvi) e rari frammenti litici, oltre a brandelli di *boundstone* microbiali e di biocostruzioni a serpulidi che lasciano intuire un

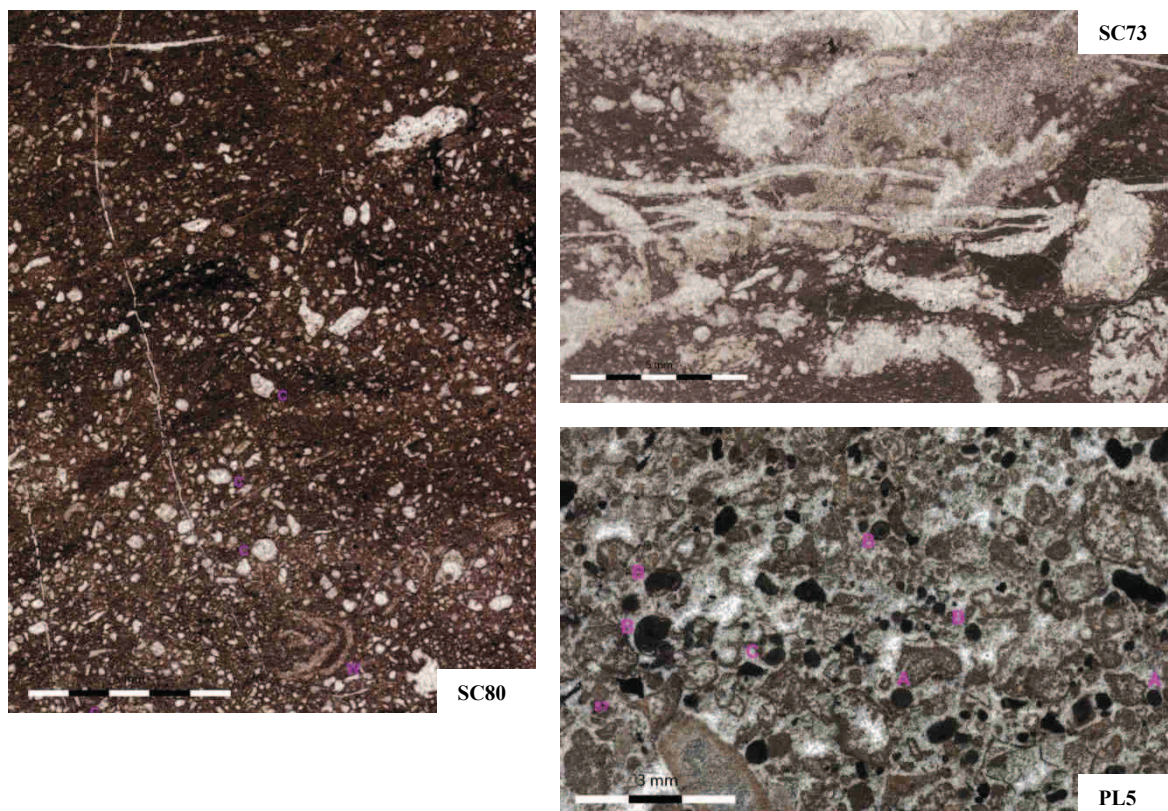
ruolo importante degli organismi incrostanti negli ambienti di margine e/o scarpata. Inoltre, la presenza di tasche bioturbate bordate da cementi microspartitici nei livelli sommitali della Fm. di Carnitza suggerisce un'azione calcificante da parte di film batterici già in ambiente di fondo scarpata. Lateralmente alla sezione, sono anche osservabili strutture di *slump scar* e forme canalizzate a base erosiva, mentre a tetto l'unità passa a corpi di breccie dolomitizzate e dolomie massicce clinostratificate in banconi metrici, che individuano chiaramente le facies di scarpata della Dolomia Principale, con *trend* nettamente progradante sulle facies bacinali. Tale andamento è particolarmente evidente sul versante occidentale del M. Guarda (Fig. 59), dove i corpi clinostratificati mostrano in sezione longitudinale geometrie sigmoidali con un angolo originale stimabile in circa 30-35°, chiudendo poi superiormente in una stretta fascia di dolomia massiccia, ad eccezione fatta per la parte sommitale della successione (cima del M. Guarda), dove avviene il contatto diretto tra facies di scarpata e di piattaforma interna (Gianolla et al., 2003).

Figura 58

SC80 – Fm. di Carnitza: *wackestone/packstone* (immagine a colori alterati) a tetto di un livello calcarenitico. Si percepisce una blanda laminazione piano- parallela evidenziata dai grani calcitici. I clasti originali sono andati completamente in dissoluzione, tuttavia si riescono talvolta a riconoscere forme attribuibili a bivalvi e tracce da bioturbazione.

SC73- Fm. di Carnitza: para-breccia a clasti carbonatici (immagini a colori alterati), completamente ricristallizzati, immersi in matrice micritica scura. Alcuni clasti presentano involucri micritici scuri associabili ad incrostazioni microbiali.

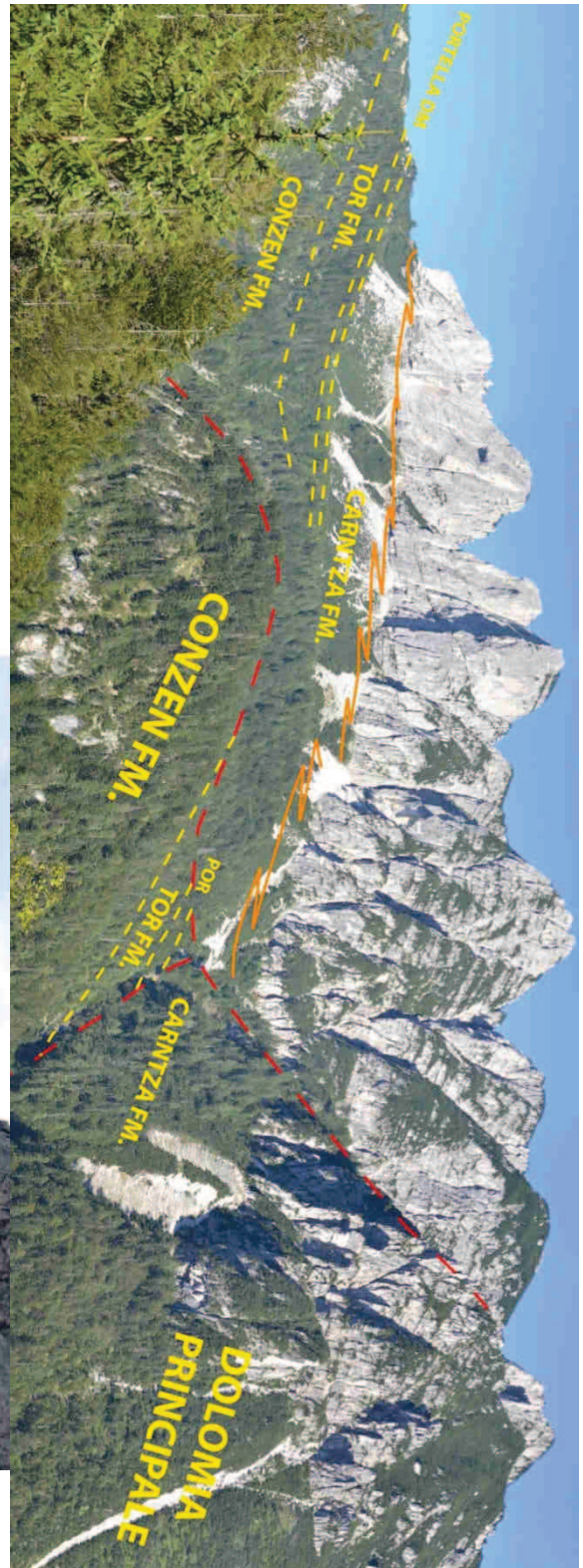
PL5 – Dolomia Principale: *grainstone-rudstone* dolomitizzato con oncoidi (B), ooidi (A) ed altri grani rivestiti. Tra i bioclasti si distinguono frammenti di echinodermi.



La litozona massiccia è generalmente inaccessibile, salvo che per un affioramento a lato della galleria stradale che costeggia il Lago del Predil (De Zanche et al., 2000; Gianolla et al., 2003); qui è caratterizzata da piccole cavità diffuse nella matrice macro-cristallina, colonie di serpulidi visibili sulla superficie alterata e rari biostromi a coralli riconoscibili in sezione sottile. Lo spazio tra le biocostruzioni è colmato in parte da detrito bioclastico (tra cui crinoidi, foraminiferi, bivalvi, gasteropodi e frammenti di dasicladacee) ed in parte da incrostazioni microbiali e cementi freatici marini. Nell'insieme, le facies rispecchiano quindi la *carbonate factory* determinabile dall'analisi del detrito inglobato nelle calcareniti prossimali della Fm. di Carnitza. Lateralmente, ben esposte sulla strada che sale al Passo del Predil, la fascia di margine è connessa a dolomie bio- intraclastiche (da *grainstone-rudstone* a *packstone*), ben stratificate e ricche in oncoidi ed aggregati bortoidali, che passano superiormente a livelli con *fenestrae* e tappeti microbialitici, pisoidi ed oncoidi nucleati su frammenti di dasicladali o cianobatteri (Gianolla et al., 2003), richiamando le caratteristiche del tutto simili della serie affiorante sulla sponda sinistra del lago e descritta nel paragrafo precedente (4.6).

Nel corso del lavoro di campagna, si è anche tentato di analizzare la successione julico-tuvalica sul versante settentrionale del M. Planja, situato un paio di km più a sudovest rispetto alla sezione della Portella. Tuttavia, la serie risulta poco esposta ed in parte elisa per via della tettonica traspressiva, per cui mancano affioramenti della Fm. di Carnitza. Si ritrovano invece banchi metrici stratificati di Dolomia Principale, contraddistinti spesso da dolomie cristalline dove la tessitura originale non è riconoscibile. I banconi sono costituiti infatti per lo più da strati amalgamati di dolomie saccaroidi, e solo in alcuni casi sono riconoscibili *rudstone-grainstone* ricchi in grani rivestiti, con intraclasti micritici scuri, frammenti di echinodermi, articoli di crinoide ed altri bioclasti, sostanzialmente privi di alcuna componente terrigena fine. Superiormente, a circa 10 m dalla base, sono anche presenti laminazioni stromatolitiche a tetto strato, evidenziate dalla superficie alterata. Sebbene non sia possibile correlare la sezione con quelle studiate in precedenza, sia per i disturbi tettonici, sia per mancanza di geometrie ben preservate così come per l'assenza di informazioni biostratigrafiche significative, è possibile che l'intervallo analizzato corrisponda alla transizione, descritta per la porzione superiore della sezione del Lago del Predil, tra le facies di piattaforma interna dominate dai calcari dolomitici oncoidali ed i classici cicli peritidali della Dolomia Principale, capeggiati frequentemente da livelli intersopratidali ricchi in stromatoliti e privi di intercalazioni terrigene.

Figura 59 (pagina seguente) – In alto: la successione julico-tuvalica dalla Sella della Portella (a sinistra) alle pendici occidentali del M. Guarda (a destra), marcata a tetto dall'evidente progradazione della piattaforma della Dolomia Principale. In basso: corpi clinostratificati di breccie e megabreccie a base erosiva, interdigitati con le facies prossimali della Fm. di Carnitza (2) presso Sella Ursic; inferiormente, l'unità bacinale in facies più distale (1) poggia sulla Dolomia della Portella.

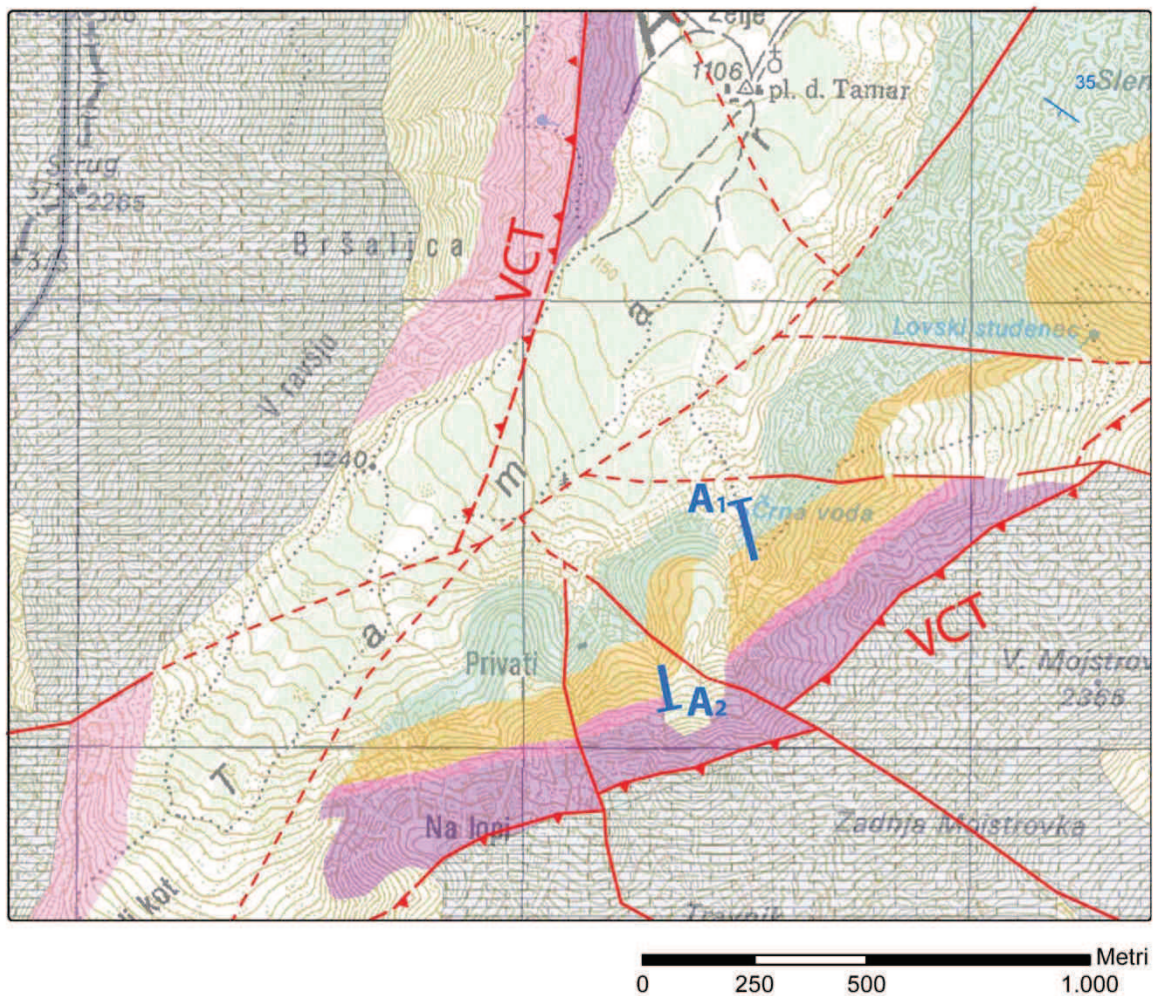


4.8. Valle di Tamar

In prossimità del massiccio del M. Mangart, l'assetto stratigrafico- strutturale delle Alpi Giulie si complica notevolmente, sia per l'interferenza di una serie di scollamenti e piani ad alto angolo neoalpini e dinarici, sia per i maggiori dislocamenti dovuti alle principali strutture tettoniche. I lineamenti più recenti sono rappresentati da faglie ad orientazione SSW-NNE con piani da subverticali ad alto angolo, generalmente immergenti a sudest ed a carattere trastensivo. Tra queste, le linee Ponze- Mangart e della valle della Lavina, che deformano la copertura mesozoica con spostamenti verticali talora superiori ai 500 m, raccordandosi più a sud con la già menzionata struttura traspressiva ad alto angolo SW-NE che attraversa la val Coritenza (cf. Par. 4.7). Tali lineamenti vanno poi a tagliare sistemi di faglie ad alto angolo, ad orientazione NW-SE, contraddistinte da moderati raccorciamenti e localmente da strutture a fiore (M. Travnik- V. Mojstrovka), che a loro volta riattivano e/o frammentano in molteplici segmenti il retroscorrimento alpino della val Coritenza. Lungo il piano di questa struttura, orientato circa WSW-ENE ed immergente a sudest, le serie carnico- noriche meridionali, contraddistinte da litofacies esclusivamente carbonatiche, vanno a sovrascorrere sulle successioni ladinico- retiche (Gale et al., in prep.), caratterizzate invece da un assetto stratigrafico molto simile a quello dei settori occidentali precedentemente descritti. All'interno del complesso e frammentato quadro strutturale, sono poi individuabili sistemi di faglie inverse orientate NW-SE, associabili alla fase orogenica dinarica. La natura polifasica della deformazione è particolarmente evidente nell'area del M. Mangart, dove la successione Meso-Cenozoica è dislocata in zone a triangolo e piani di scollamento a vergenza variabile, da S- a N-vergenti (cf. Assereto et al., 1968; Cerrato, 1984; Gorican et al., 2012).

La classica monoclinale S-vergente diventa quindi difficilmente riconoscibile: in corrispondenza della linea trastensiva Valle della Lavina- torrente Nakel, una peculiare facies selcifera della Dolomia Principale (Assereto et al., 1968) è abbassata sulle serie ladinico- carniche del lembo occidentale; nell'area del M. Mangart, le dolomie noriche passano per contatto tettonico a calcari grigi selciferi plienschbachiani, mentre ancora più ad est, nel gruppo delle Ponze, un sistema di piani ad alto angolo affianca la Dolomia Principale alle dolomie ladinico- carniche.

Nella valle di Tamar (località Črna Voda), la serie è stata analizzata dal personale del Servizio Geologico Sloveno (GZS) nel quadro di un progetto congiunto con l'Università di Ferrara. A letto del retroscorrimento della Val Coritenza affiora una potente successione carbonatica, caratterizzata da banconi massicci stratificati di calcari dolomitizzati, ascritta in letteratura al Ladinico Superiore (Cordevolian Limestone in Jurkovsek, 1987). Tuttavia, l'attribuzione è basata sul ritrovamento di oppugnabili frammenti di *Diplopora Annulata* (Ogorelec et al., 1984), classificabili in realtà solamente come alghe dasycladali anulari (com. pers. B. Celarc), ed è probabile che almeno la porzione superiore sia attribuibile al Carnico Inferiore. Questa è infatti caratterizzata da una sequenza ThU con banchi metrici di dolomie chiare stratificate, talvolta con livelli inter- sopratidali a *fenestrae*, oncoidi e laminazioni stromatolitiche, che richiamano sia le dolomie peritidali della Fm. di Conzen



Lineamenti strutturali principali

- Faglia
- Faglia presunta
- Thrust
- Thrust presunto

Unità di copertura mesozoiche

- | | | | |
|--|--|--|------------------------|
| | Calcare del Dachstein | | Dolomia della Portella |
| | Dolomia Principale | | Fm. di Tor |
| | Successione bacinale cernico-retica
(Fm. di Carnitza, Fm. della Bača,
Fm. del Frauenkogel) | | Fm. di Conzen |

VCL Retroscorrimento della val Coritenza **A_{1,2}** Sezione Črna Voda

Figura 60 - Stralcio della carta geologica semplificata per la valle di Tamar (Slovenia). Sono evidenziate solo le formazioni affioranti e le strutture relativamente più importanti. Le unità bacinali tuvalico-retiche non sono state distinte in carta per motivi grafici. Da Jurkovsek (1987), modificato.

presenti nell'area ad est di Sella Ursic, sia le dolomie biancastre con lamine stromatolitiche affioranti in Karawanken meridionali e correlate alla stessa formazione (cf. Krystyn et al., 1994; Lein et al., 1995). La correlazione sembra confermata anche dalla sovrapposizione, per contatto transizionale, della Fm. di Tor. Tale unità mostra pressappoco le stesse caratteristiche sedimentologiche dell'area tipo, fatta eccezione per la potenza ridotta: affiorano alternanze di calcari marnosi bioclastici (frammenti di crinoidi, gasteropodi, bivalvi e foraminiferi), frequenti livelli tempestici evidenziati da lumachelle a megalodontidi, calcari micritici nodulari, marne e siltiti argillose scure. Le faune ben diversificate e la comune bioturbazione suggeriscono fondali ben ossigenati in un contesto di rampa terrigeno- carbonatica sopra la base d'onda di tempesta, non troppo distante da aree emerse (discreto contenuto in frustoli vegetali). Il contenuto fossilifero (*Lophamontiscaprilis* (Klipstein), *Clypeina besici* (Pantić), *Poikiloporella duplicata* (Pia); cf. Ogorelec et al., 1984) consente di determinare un'età julica almeno per la parte inferiore della successione. La porzione sommitale è caratterizzata da una dolomitizzazione dei termini marnosi e da giunti piano- paralleli, che preludono il passaggio, piuttosto netto, a banchi metrici di dolomia saccaroide dove la dolomitizzazione ha obliterato ogni struttura sedimentaria. Per analogia stratigrafica, l'unità è correlabile con la Dolomia della Portella. Il tetto è coperto da una falda di detrito, ma lateralmente si osserva il passaggio alla Fm. di Carnitza. Affiorano, infatti, dolomie micritiche leggermente marnose, a giunti ondulati, fetide e di colore scuro, cui si intercalano livelli pelitici centimetrico- millimetrici. I carbonati sono talvolta bioturbati, e talora presentano orizzonti con piccoli intraclasti disposti in laminazioni piano- parallele. Più raramente sono presenti livelli di dolomie porose, interpretati come orizzonti calcarenitici poi dolomitizzati, associabili a flussi gravitativi distali. Superiormente, i caratteri sedimentologici, piuttosto simili a quelli dello stratotipo (ad eccezione della costante dolomitizzazione), si discostano per la comparsa di noduli di selce e soprattutto per la mancanza di un chiaro *trend* CU/TU e di indizi di una vicina piattaforma progradante; l'ambiente di deposizione bacinale sembra invece essere contraddistinto da un relativo approfondimento. Le faune a conodonti, collezionate ed analizzate da Tea Kolar-Jurkovšek (Gale et al., in prep.) permettono di attribuire alla porzione medio- inferiore dell'unità una generica età tuvalica (*P. carpathica* e *P. polygnathiformis*), mentre l'occorrenza aggiuntiva di *Metapolygnathus primitius* suggerisce l'attribuzione al Tuvalico superiore per la parte alta della Fm. di Carnitza (cf. Muttoni et al., 2001; Krystyn et al., 2002; Buser et al., 2007; Mazza et al., 2012). A tetto l'unità fa passaggio transizionale a banchi decimetrici di dolomie selcifere ascrivibili alla Fm. della Bača, contenenti ancora faune a conodonti tuvaliche (*P. polygnathiformis* e *M. primitius*) nella parte bassa, mentre scompaiono le intercalazioni terrigene fini. La successione è disturbata da una serie di piani ad alto angolo, ma riprende in parete con analoghe facies bacinali, nelle quali si intercalano livelli fortemente dolomitizzati a base erosiva di parabrecce con clasti di selce e dolomia. Il contenuto fossilifero (*Epigondolella abneptis*, *Epigondolella* aff. *E. orchard*, *Epigondolella quadrata*), sembra indicare un intervallo temporale che va dal Lacio al Alauniano (cf. Muttoni et al., 2001; Krystyn et al., 2002; Krystyn et al., 2007a; Mazza et al., 2012;). Nel complesso, l'unità mostra

VALLE DI TAMAR

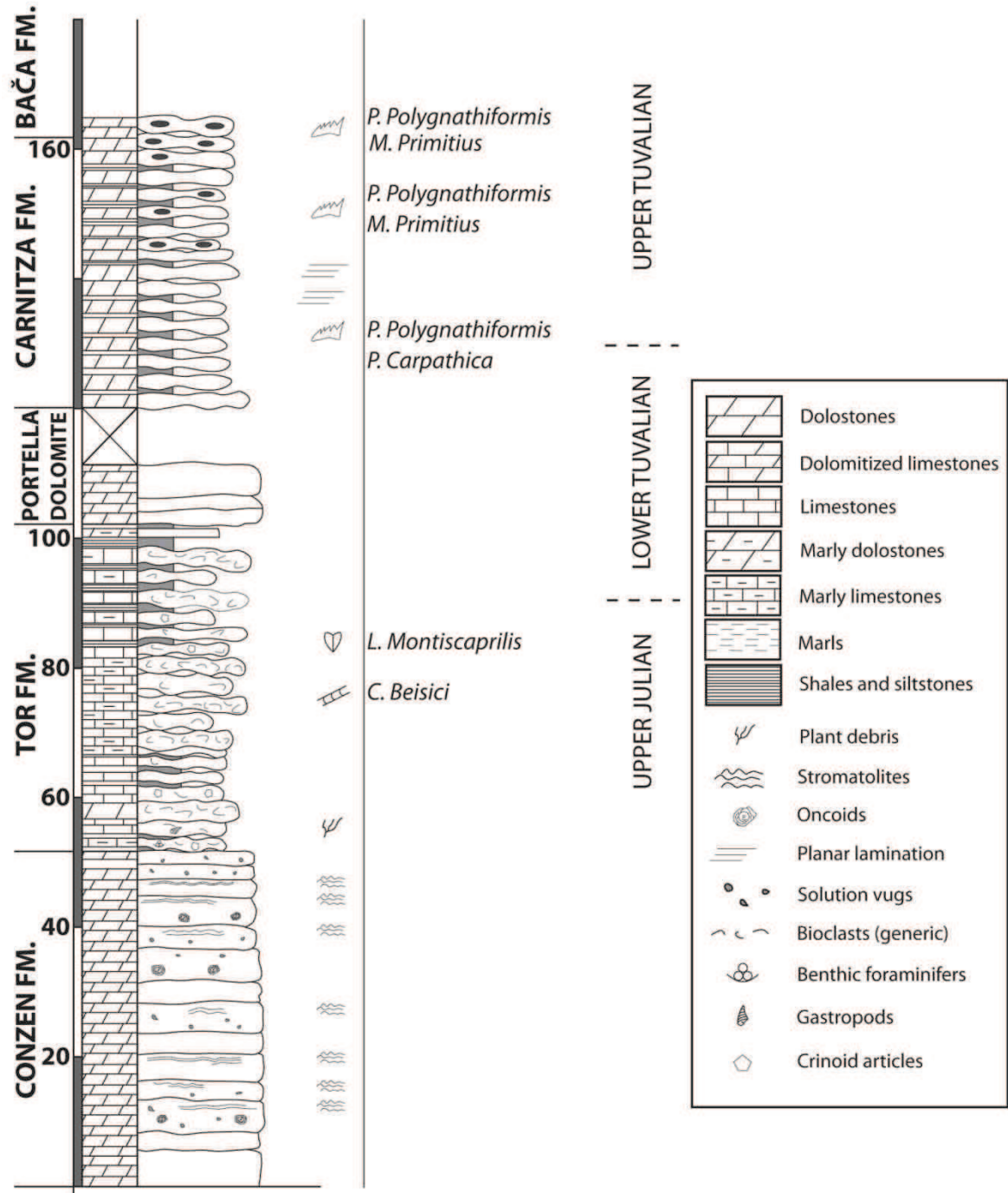


Figura 61 - Sezione composta semplificata per la successione carnico-norica affiorante sulle pendici settentrionali del M. Travnik, in località Črna Voda .

caratteristiche analoghe a quelle rilevate da (Krystyn et al., 1994) sull'Hahnkogel (Karawanken Meridionali), con la comparsa nella parte media-superiore di livelli a para-breccia ad intraclasti, interpretabili come depositi da *debris flow* legati probabilmente ad una tettonica estensionale sin-sedimentaria (cf. Missoni et al., 2008; Oprčkal et al., 2012).

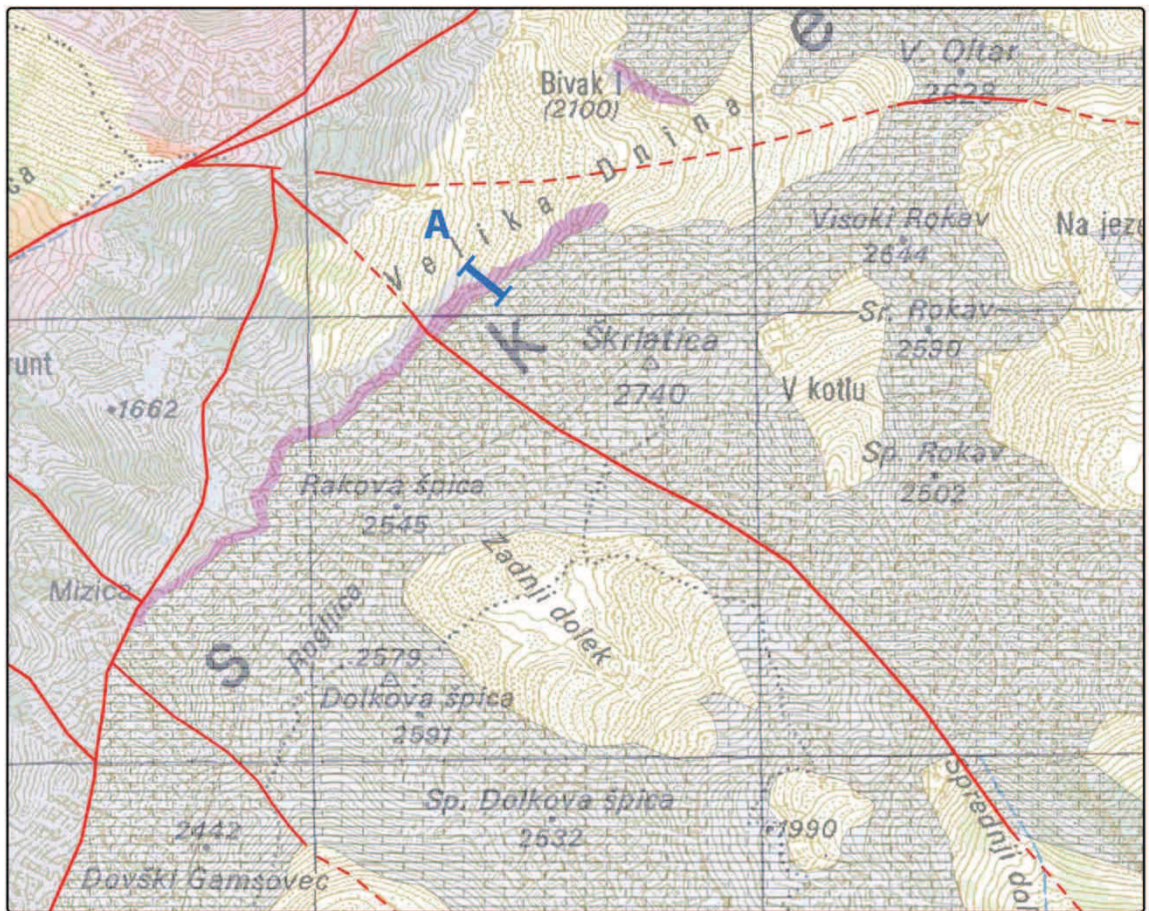
Il permanere di condizioni bacinali è testimoniato dalla sovrapposizione di un intervallo a calcari marnosi, breccie fini e calcareniti gradate, cui segue sequenza uniforme di calcari bituminosi, laminati a giunti piano-paralleli ascrivibili alla Fm. del Frauenkogel (Gale et al., in prep.). La serie è poi troncata in parete dal piano di scollamento della Val Coritenza, che sovrappone direttamente la successione norico- retica di cicli peritidali del Calcare del Dachstein (membro inferiore).

La successione tuvalico- retica della Valle di Tamar si discosta dunque abbondantemente dalle aree più occidentali delle Alpi Giulie, per il perdurare di marcati caratteri bacinali. Fa eccezione l'area immediatamente ad est del M. Buconig e del M. Privat, dove affiorano dolomie grigie ben stratificate, con selce generalmente in grossi noduli e più raramente in letti centimetrici (Assereto et al., 1968), poggianti sopra la Fm. di Carnitza. Sebbene la selce diminuisca superiormente fino a scomparire e siano presenti solo dolomie ben stratificate (attribuite in letteratura alla Dolomia Principale), a tetto compaiono calcari scuri, laminati e a giunti piano-paralleli, del tutto simili a quelli ascritti alla Fm. del Frauenkogel.

4.9. Skrlatica

L'area del gruppo del Martuljek (Slovenia occidentale) ricade nel settore delle Alpi Giulie a tetto del retroscorrimento della val Coritenza, circa ad 8 km più ad est della valle di Tamar. L'assetto strutturale è anche qui caratterizzato da lineamenti trastensivi o traspressivi con piani ad alto angolo ad orientazione SW-NE, che si riallacciano alle fasce WNW-ESE di trascorrenza destra settentrionali (Linea della Sava) e meridionali (Linea di Ravne). Le strutture, che frequentemente si sdoppiano a formare scaglie sigmoidali allungate nella medesima orientazione (ad esempio nell'area di Passo Vrsič), tagliano sistemi disposti in senso N-S e piano subverticale (versante sudoccidentale del M. Prisojnik) e sistemi di faglie ad alto angolo orientate NW-SE, talvolta caratterizzate da dislocamenti di cospicuo valore (si veda ad esempio l'area del M. Rusiča). La prevalenza di termini carbonatici nella copertura sedimentaria mesozoica favorisce nell'area uno stile deformativo fragile, mentre le strutture plicative sono generalmente moderate. In particolare, l'area compresa tra il gruppo del Martuljek e la valle della Vrata risulta interessata prevalentemente da faglie ad alto angolo ad orientazione NW-SE che vanno a dislocare moderatamente una monoclinale S-vergente, in cui si succedono esclusivamente termini carbonatici.

Sul versante occidentale del M. Skrlatica si può osservare il limite, per la maggior parte tettonizzato, tra banchi metrici di dolomia massiccia attribuiti in letteratura all'intervallo Ladinico Superiore- Carnico Inferiore (Cordevolian Limestone *auct.*) e correlabili dubitativamente con la Dolomia ladinico- carnica e al Calcarea di Razor. Tale unità si presenta talvolta in facies massiccia di scogliera (M. Razor e M. Planja), con piccoli *patch reef* a spugne e coralli (*Retiophyllia*) intercalati a *rudstone* bioclastici non stratificati, e talvolta organizzato in sequenze cicliche peritidali. Lungo la gola Velika Dnina, queste ultime sono costituite da cicli asimmetrici di calcari dolomitizzati subtidali bioclastici (*packstone* a bivalvi, articoli di crinoidi e gasteropodi) bioturbati, passanti ad orizzonti oncoidali e livelli intertidali bioclastici a *fenestrae*, capeggiati da intervalli a *birds eyes* e *te-pee*. La serie sovrastante è stata analizzata lungo la sezione pubblicata da (Celarc & Kolar-Jurkovšek, 2008), misurata sulla parete occidentale del M. Skrlatica. A tetto dei cicli peritidali, la sovrimposizione dei Calcari del Matuljek evidenzia una marcata *drowning unconformity*; lungo una fascia più o meno continua tra il M. Skrlatica ed il M. Kukova Špica affiora infatti una successione costituita da calcari pelagici nodulari a stratificazione centimetrico- decimetrica. Nella porzione inferiore si alternano intervalli di *packstone* bioclastici (ricchi in bivalvi pelagici e foraminiferi bentonici) grigio- rossastri, talora gusci parzialmente fosfatizzati ed orizzonti tempestici bioclastici fini, e calcari micritici grigio chiari con patine siltose millimetriche a tetto, talvolta con laminazioni piano- parallele date da bioclasti ed intraclasti micritici, più raramente con cristalli di pirite dispersi nella matrice. Alcuni livelli di *packstone* bio-intraclastici intercalati alle micriti mostrano una blanda geometria lenticolare, e possono essere interpretati come parti distali di flussi gravitativi che andavano a scalfire il fondale prendendo in carico piccole particelle di fango. Dopo circa 15 m, compaiono livelli di calcareniti biancastre (*packstone/grainstone*) a giunti piano paralleli, bioturbate, con bioclasti pelagici, intraclasti micritici e materiale risedimentato da aree di piattaforma (grani rivestiti, *Microproblematica*), organizzate



Lineamenti strutturali principali

- Faglia
- Faglia presunta

Unità di copertura mesozoiche

- | | |
|--|---|
|  Calcarea del Dachstein (facies di scogliera) |  Dolomia ladinico-carnica |
|  Calcarea del Dachstein (membro inferiore) |  Dolomie ladiniche a <i>Diplopura annulata</i> |
|  Calcari del Martuljek |  Dolomie bacinali del Triassico Medio |
|  Calcarea di Razor | |

A Sezione Skrlatica

Figura 62 - Stralcio della carta geologica semplificata per il gruppo del Martuljek (Slovenia). Sono evidenziate solo le formazioni affioranti e le strutture relativamente più importanti. Il limite tra Calcarea di Razor e Dolomia ladinico-carnica è approssimativo. Da Celarc & Kolar Jurkovsek (2008), Jurkovsek (1987), modificato.

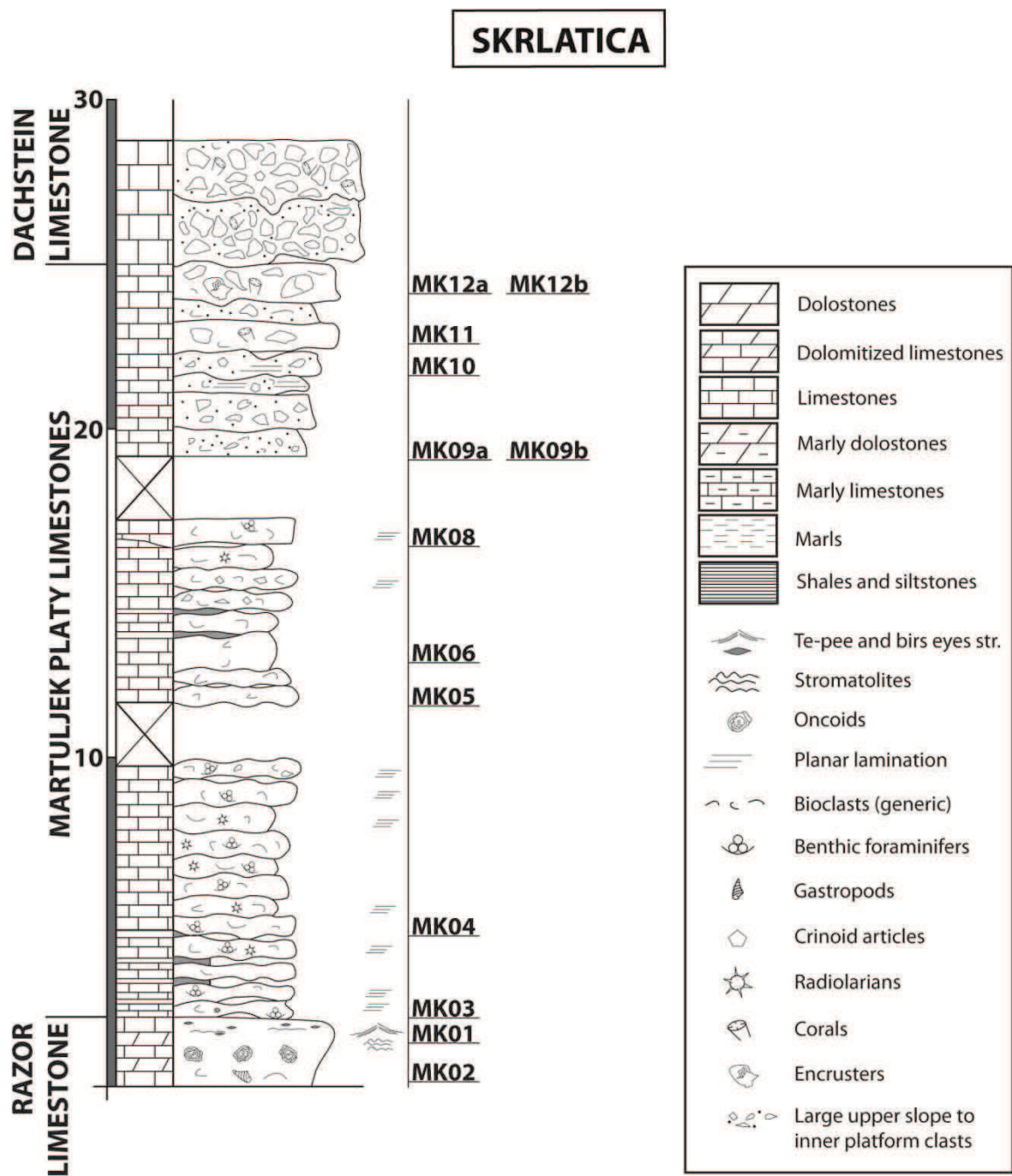


Figura 63 - Sezione semplificata per la successione julico- tuvalica misurata sul versante occidentale del M. Skrlatica (Gruppo del Martulijek).

secondo un *trend* TU/CU culminante in un intervallo a breccie fini e calcareniti grossolane biancastre. Gli strati, prevalentemente a potenza decimetrica e con gradazione diretta, sono connessi lateralmente a banchi metrici clinostratificati che evidenziano chiare geometrie progradanti che vanno a chiudere il tetto della sezione. Nei livelli calciruditici, i clasti sono costituiti prevalentemente da frammenti di coralli, spugne, diversi organismi incrostanti (croste microbiali, *Tubyphites* ed altri *Microproblematica*), ed intraclasti di *grainstone* bioclastici. Lo spazio inter-granulare è invece occupato da sedimento più fine (peloidi e bioclasti).

I calcari del Martuljek presentano analogie sedimentologico- stratigrafiche con la Fm. di Carnitza, sebbene il contenuto silicoclastico sia decisamente inferiore, relegato dalla diagenesi prevalentemente nelle sottili patine siltose ad alterazione rossastra. Inoltre, la successione sembra mostrare una maggiore condensazione, sia per la presenza di piccoli grani di glauconite riportata da (Celarc & Kolar-Jurkovšek, 2008) che per l'intervallo temporale maggiore, compreso tra il Tuvalico superiore ed il Norico basale, indicato dalle faune a conodonti rinvenute dagli stessi autori (*Carnepigondoella*, *Epigondoella quadrata* e *Metapolygnathus*). La presenza di alcuni cristalli di pirite può essere connessa a condizioni leggermente disossiche sui fondali, sebbene le tracce di bioturbazione non vengano quasi mai a mancare.

A circa 25 m dalla base dell'unità, i Calcari del Martuljek passano con limite netto ed erosivo a corpi di breccie e megabreccie carbonatiche grossolane clinostratificate,

Figura 64 –(pagina successiva)

MK2 – Calcare di Razor: *wackestone* peloidale dolomitizzato con bivalvi, articoli di crinoide e gasteropodi. I peloidi arrivano a costituire circa il 60% del volume. Sono presenti anche tracce di bioturbazione evidenziate da contorni di microsparite e riempimenti a piccoli *fecal pellets*. La frazione argillosa è confinata nelle superfici stilolitiche.

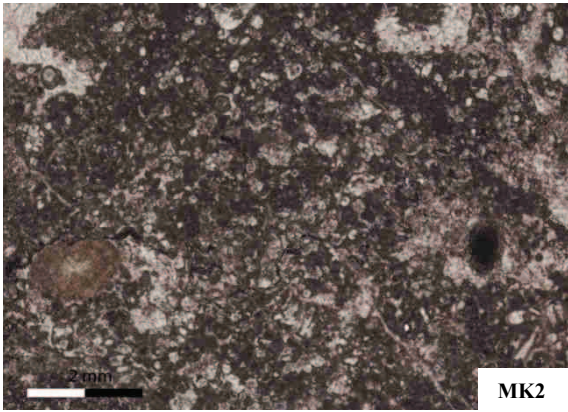
MK3 – Calcari del Martuljek: *wackestone- packstone* bioclastico fine passante ad un *packstone* prevalente tramite una superficie stilolitica ad andamento ondulato. Tra i bioclasti si riconoscono bivalvi, foraminiferi bentonici biseriali e trocospirali (tra cui i generi *Aulotortus* e *Duostominidae*), piccoli gasteropodi, e spicole di spugne. Alcuni gusci sono parzialmente fosfatizzati e sono anche presenti rari cristalli di pirite.

MK6 – Calcari del Martuljek: *wackestone* bioclastico a bivalvi ed echinodermi. Sono anche presenti spicole di spugna, foraminiferi e brachiopodi. Nella matrice micritica scura si notano anche diversi intraclasti subangolosi. La frazione terrigena fine è invece confinata in superfici stilolitiche ferruginose.

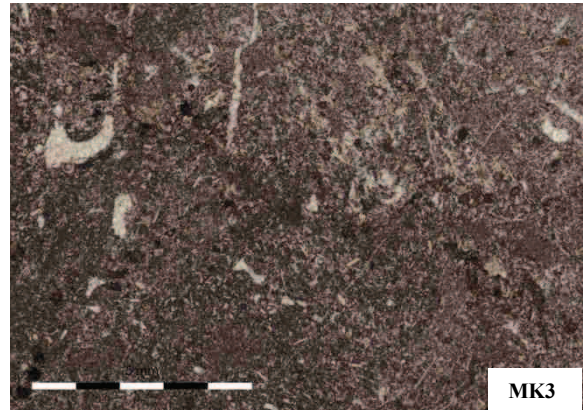
MK9 – Calcari del Martuljek: *grainstone* to *floatstone* a colori alterati intra- bioclastico, gradato. Sono ovunque abbondanti i frammenti di crinoidi ed in maniera minore i bivalvi, più rari i frammenti di alghe calcaree, cianobatteri (A) e strutture associabili a *Tubyphites*. Gli intraclasti sono costituiti prevalentemente da frammenti di *mudstone- wackestone* scuri, con dimensioni decisamente inferiori nella parte alta. In alcune parti si nota una leggera embricatura dei grani più allungati, a formare una debole laminazione.

MK11 – Calcari del Martuljek (parte sommitale): passaggio da *grainstone* fine intra-bioclastico a *rudstone* con clasti provenienti da ambienti di scarpata e piattaforma interna. Si riconoscono frammenti di *boundstone* a coralli con incrostazioni microbiali e *Tubiphytes*, ed una matrice di riempimento con frammenti di echinodermi, bivalvi ed altri bioclasti.

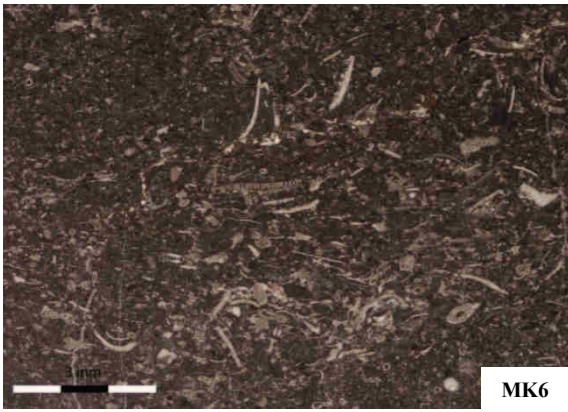
MK12b – Calcare del Dachstein (facies clinostratificate): immagine a colori alterati di *rudstone* con frammenti di solenoporacee (S), spugne calcaree e coralli (C). Lo spazio interstane è occupato da un *packstone* peloidale scuro, con grani subarrotondati legati da sottili lamine microbialitiche. È presente anche *Tubyphites* (T).



MK2



MK3



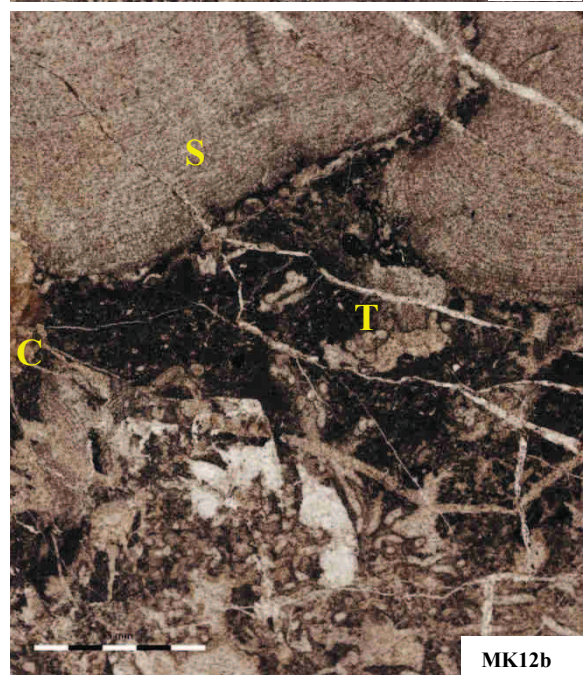
MK6



MK9



MK11



MK12b

biancastre, ricche in frammenti di coralli (prevalentemente ramiformi). Dall'analisi delle macro-facies di scarpata, i coralli sembrano essere i principali biocostruttori, con le spugne e gli idrozoi in secondo piano. Tuttavia anche l'azione legante delle microbialiti può aver giocato un ruolo non indifferente, soprattutto negli ambienti più torbidi e meno ossigenati di fondo scarpata. Questo potrebbe spiegare in parte la ridotta esportazione da parte della piattaforma in un bacino per lo più sottoalimentato (il *trend* TU/CU è evidente solo per gli ultimi 6 m di serie del Calcare del Martuljek).

Le clinoformenti presentano angoli originari di circa 25° e si raccordano lateralmente con il Calcare del Dachstein in facies di piattaforma interna. Il *trend*, nettamente progradante, porta gli stessi cicli peritidali a sovrapporsi, dopo circa 300 m, sulle facies di margine e scarpata. Analogamente al contesto delle Alpi Giulie occidentali, l'area di margine, non chiaramente distinguibile dalla scarpata superiore, presenta un'estensione relativamente limitata (non più di 50/100 m) rispetto all'estesa piattaforma, e sembra allungata prevalentemente in direzione W-E. Le aree interne sono rappresentate da cicli peritidali caratterizzati da un intervallo subtidale ricco in megalodonti e gasteropodi, talvolta incarsito e con riempimenti siltosi rossastri a tetto indicanti improvvise emersioni (Celarc & Kolar-Jurkovšek, 2008), seguito da un intervallo intertidale con *fenestrae*, mentre le facies sopratidali sono generalmente assenti.

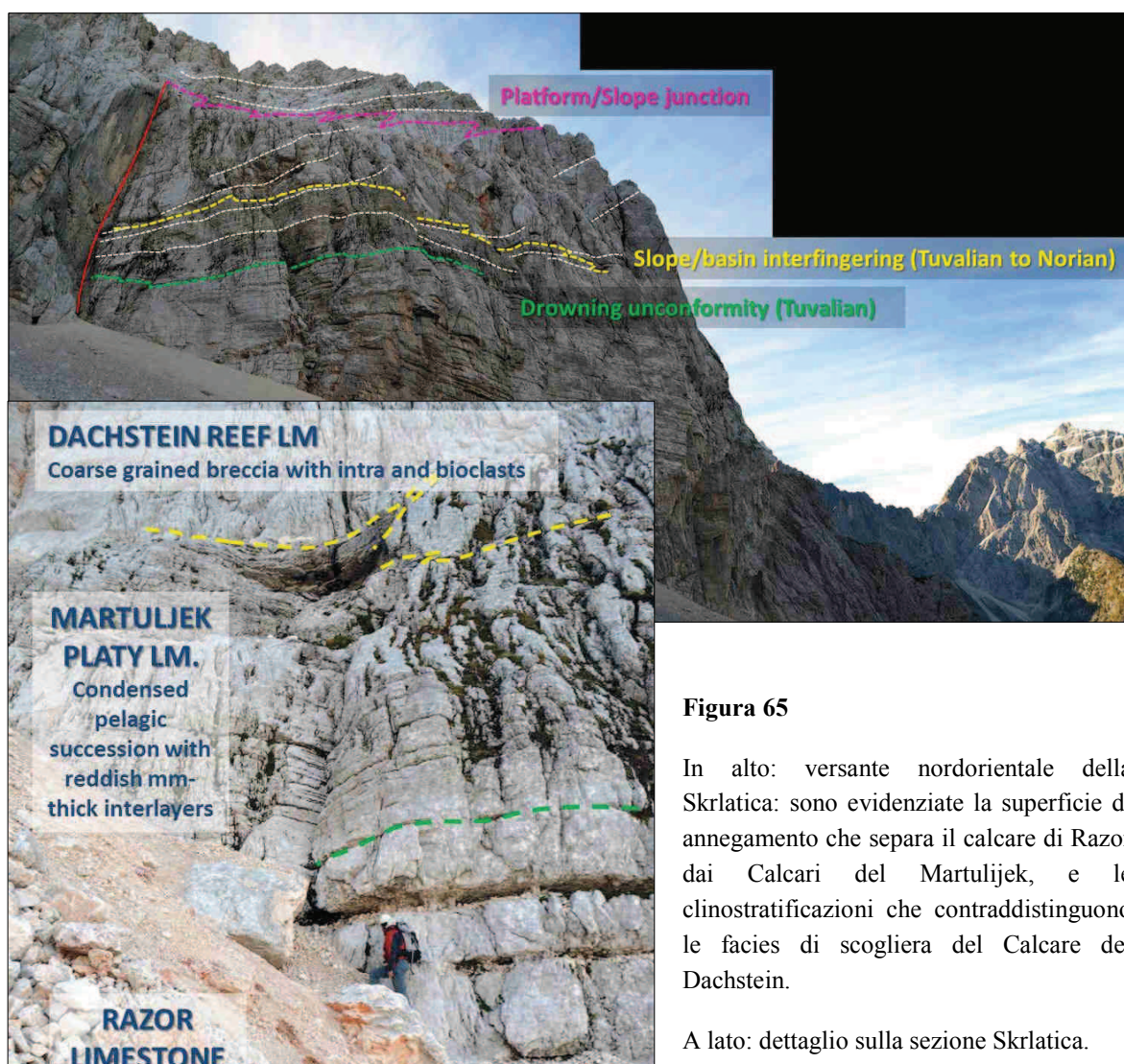


Figura 65

In alto: versante nordorientale della Skrlatica: sono evidenziate la superficie di annegamento che separa il calcare di Razor dai Calcari del Martulijek, e le clinostratificazioni che contraddistinguono le facies di scogliera del Calcare del Dachstein.

A lato: dettaglio sulla sezione Skrlatica.

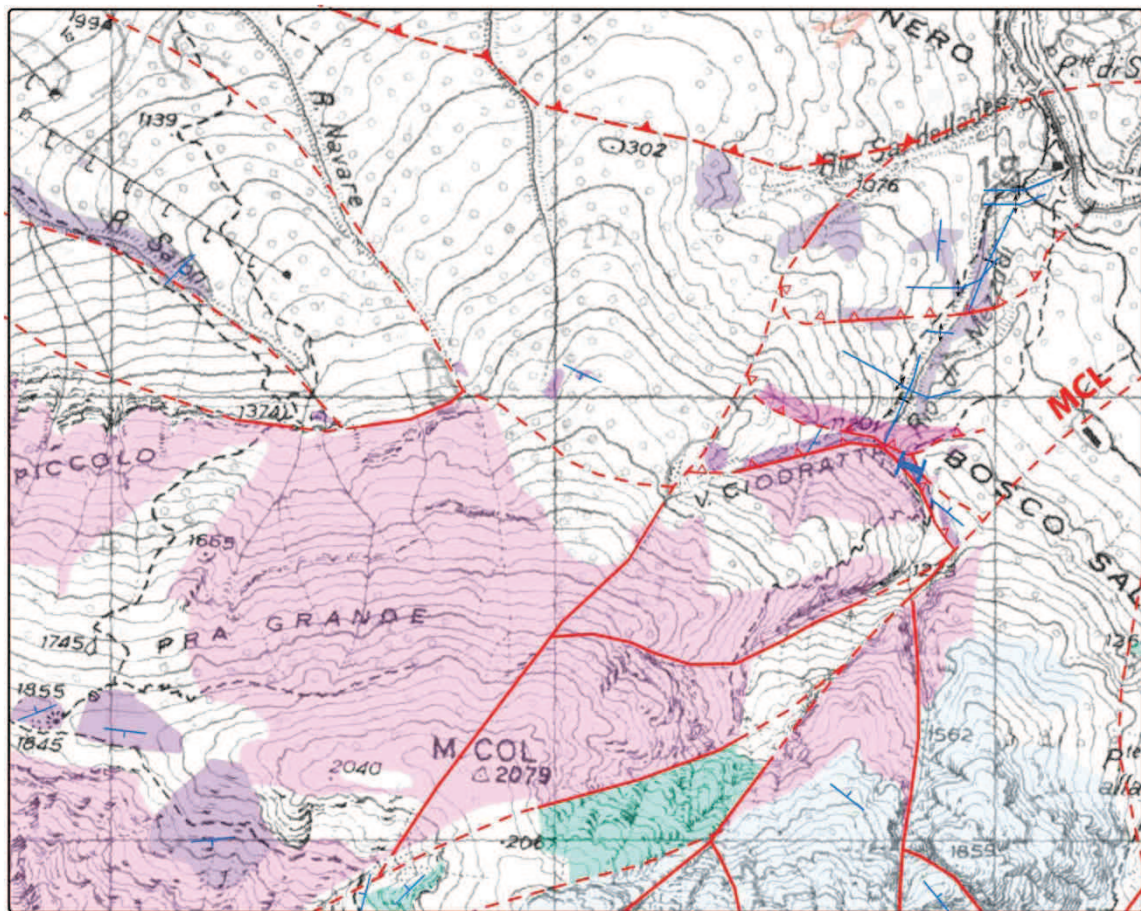
4.10. S. Stefano di Cadore

La successione descritta in seguito ricade nel complesso quadro stratigrafico- strutturale che caratterizza il Cadore orientale, tra la zona di Giunzione Cadorina (Largaiolli & Semenza, 1966) ed il fascio di linee della Val Bordaglia (cf. Cap. 2). A sud del corso dell'alto Piave, tra Vigo di Cadore e Sappada, si distingue una strutturazione ad embrici tettonici con scaglie allungate in senso WSW-ENE, delineate da piani ad alto angolo a carattere trassensivo/traspressivo (generalmente immergenti a NW). Tali linee vanno a tagliare ed in parte riattivare sistemi di faglie più antichi associabili sia alle fasi orogeniche neoalpine e dinariche, ma anche in alcuni casi alla tettonica giurassica od ercinica. In particolare, le linee del M. Col e del Rio Cornon affiancano le serie norico- retiche a quelle giurassiche, mentre a sudest, tra il M. Terza Media ed il M. Terza Grande, un piano ad alto angolo sovrappone le piattaforme del Carnico Inferiore alla successione norico-retica (Pisa et al., 1980). Localmente, i lineamenti principali vanno poi a sdoppiarsi in una serie di faglie minori, talvolta organizzate in strutture a fiore. La stima dei reali raccorciamenti e la comprensione della cinematica risultano comunque alquanto complesse: le faglie distensive giurassiche sono state riattivate in senso prima trascorrente, poi traspressivo ed infine compressivo dal susseguirsi della deformazione polifasica alpina, per cui non è pienamente possibile ristabilire i rapporti e le geometrie originali.

All'interno delle singole scaglie, si riconoscono poi sistemi minori di faglie neoalpine a piano subverticale ed orientazione NNW-SSE (Crode di Mezzodì), e sistemi dinarici di faglie inverse ad orientazione NW-SE, cui sono generalmente associati raccorciamenti orizzontali relativamente moderati. Alla stessa fase è associabile anche lo scollamento SW-vergente che, poco più a sud di Campolongo, sovrappone il basamento ercinico e le unità permiane alla serie medio-triassica, e può essere interpretato come appendice meridionale della Linea di S. Stefano. Lo stile deformativo polifasico è poi individuabile anche nelle strutture plicative, molto frequenti nell'area del Rio di Mezzodì a causa delle litologie più duttili, che piegando strutture precedenti vanno frequentemente ad originare una conformazione a duomi e bacini. Di conseguenza, la ricostruzione dei rapporti e della successione originale anche all'interno delle singole scaglie risulta abbastanza complessa. La descrizione della serie carnico- retica che segue è frutto di diverse indagini di campagna, integrate ai contributi di ricerca precedenti (Galadini, 2013; gruppo di ricerca dell'Università di Padova, Calamelli, 2001; Geyer, 1900a).

La successione del Rio di Mezzodì

Sul versante settentrionale del M. Col e lungo buona parte della valle del Rio di Mezzodì affiora una successione terrigeno- carbonatica, a tratti estremamente fagliata e piegata dagli eventi polifasici alpini (si riconoscono almeno due direzioni principali di stress), attribuibile in base alle caratteristiche litologiche alla Fm. di Wengen (Braga et al., 1971a). La parte inferiore è caratterizzata da un intervallo a marne scure argillose con sottili intercalazioni di *mudstone* e *wackestone* grigio- scuri, passanti ad alternanze di marne scure, areniti ibride carbonatico- vulcanoclastiche, arenarie vulcanoclastiche pure a marcato carattere torbido (struttura gradata con laminazioni trattive piano- parallele ed *hummocky* c.s. a tetto) ed occasionali livelli argillacei biancastri associabili a tufiti. Nei



0 250 500 1.000 Metri

Lineamenti strutturali principali

- Assi di mesopieghe sinclinali ed anticlinali
- Faglia
- Faglia presunta
- Faglia inversa
- Faglia inversa presunta
- Thrust presunto

MCL Linea del M. Col

Unità di copertura permo- mesozoiche

- Fm. di Soverzene
- Calcare del Dachstein
- Calcare norico- retico laminato
- Dolomia Principale (facies massiccia)
- fm. del Rio di Mezzodi
- successione t.c. correlabile ad HKS
- successione t.c. correlabile a WEN e SCS
- Arenarie della Val Gardena

A Sezione della "formazione di Rio di Mezzodi"

Figura 66 - Stralcio della carta geologica semplificata per l'area del M. Col (S. Stefano di Cadore). Sono evidenziate solo le formazioni affioranti, le strutture relativamente più importanti e la direzione degli assi della serie di mesopieghe che interessano la successione terrigeno- carbonatica nel Rio di Mezzodi.

litotipi più grossolani si riscontra frequentemente la presenza di frustoli carboniosi, anche di dimensione centimetrica. Nelle arenarie vulcanoclastiche si riconoscono sia minerali femici che plagioclasio, ortoclasio e quarzo, unitamente alla frequente presenza di cristalli di pirite, mentre nelle arenite ibride compaiono anche clasti micritici (*mudstone* e *wackestone*), bioclasti, grani rivestiti (ooidi, grani botroidali) e peloidi.

Verso l'alto, le arenarie vulcanoclastiche tendono a prevalere ed evidenziano un *trend* TU/CU. Ad un'altezza stimata di circa 100 m rispetto alla base della serie, nel Rio di Mezzodi sono stati collezionati esemplari di *Celtites* sp. e *Daxatina canadensis*, mentre (Geyer, 1900a) riporta la presenza di *Anolcites* cf. *doleriticum* da un livello associabile allo stesso intervallo. Ciò suggerisce la transizione tra le biozone a Regoledanus e a Daxatina, e di conseguenza la presenza del limite Ladinico- Carnico (cf. Mietto et al., 2012). Tuttavia va considerato che la serie è intensamente deformata da treni di pieghe e faglie a scala da decimetrica a decametrica, per cui non è sempre possibile riconoscere la direzione di *younging* e dare una stima precisa della potenza degli intervalli. La successione che segue è caratterizzata dal ritorno della componente carbonatica, con calcari fini scuri in strati centimetrici a bivalvi pelagici e resti di echinodermi, talvolta a giunti ondulati, alternati a marne e peliti nerastre, mentre le sottili intercalazioni argillacee biancastre persistono sporadicamente. In alcuni livelli, i calcari raggiungono potenza decimetrica e sono caratterizzati alla base da orizzonti di parabreccie a clasti micritici scuri, associabili a fenomeni di *muddy- debris flow*. Superiormente affiora un intervallo prevalentemente marnoso, estremamente deformato da sistemi di pieghe (incline o coricate) ripiegate, cui seguono alternanze di marne ed arenite ibride ben cementate, spesso con struttura gradata e laminazioni trattive a tetto, arenarie vulcanoclastiche, arenite ibride scure, marne e calcari (compare talvolta un'alterazione giallastra). La sequenza è arrangiata in un approssimativo *trend* TU e culmina con la prevalenza dei litotipi carbonatici.

A circa 350 m dalla base dell'affioramento (ma è possibile che la potenza sia stata sovrastimata per via di raddoppi tettonici non ravvisati), l'unità passa, prevalentemente per contatto fagliato, a livelli decimetrici di calcari grigio scuri, talvolta a giunti ondulati, cui si intercalano sottili interstrati marnoso- argillosi. I carbonati nella porzione sommitale risultano spesso dolomitizzati e mostrano talvolta un'importante componente bioclastica. In sezione sottile sono stati identificati *grainstone/packstone* a grossi bivalvi e gasteropodi, con intraclasti micritici e foraminiferi bentonici (GY1), e *grainstone* a coproliti (*Faverina* sp.; Galamini, 2013) e foraminiferi bentonici (GG18). L'estrema deformazione risulta talvolta nell'impossibilità di valutare la stessa polarità degli strati ed uno spessore preciso dell'intervallo calcareo (circa 30 m); lo stesso contatto con l'unità superiore è prevalentemente di origine tettonica. A tetto del piano di faglia, affiora una successione terrigeno- carbonatica costituita da un'alternanza di marne e peliti scure, con intercalazioni di calcari marnoso-siltosi, dolomicriti grigio scure e calcareniti fini in strati centimetrici e più raramente decimetrici, a giunti generalmente piano-paralleli e talvolta con geometria lenticolare. La serie corrisponde a buona parte dei "*Tropites-Kalke*" di (Geyer, 1900a) e viene informalmente qui denominata "formazione del Rio di Mezzodi". In uno dei rari affioramenti in cui è presente un tratto poco deformato, sulla sponda destra dell'omonimo torrente, è stata misurata una sezione di circa 20 m (Fig. 67).

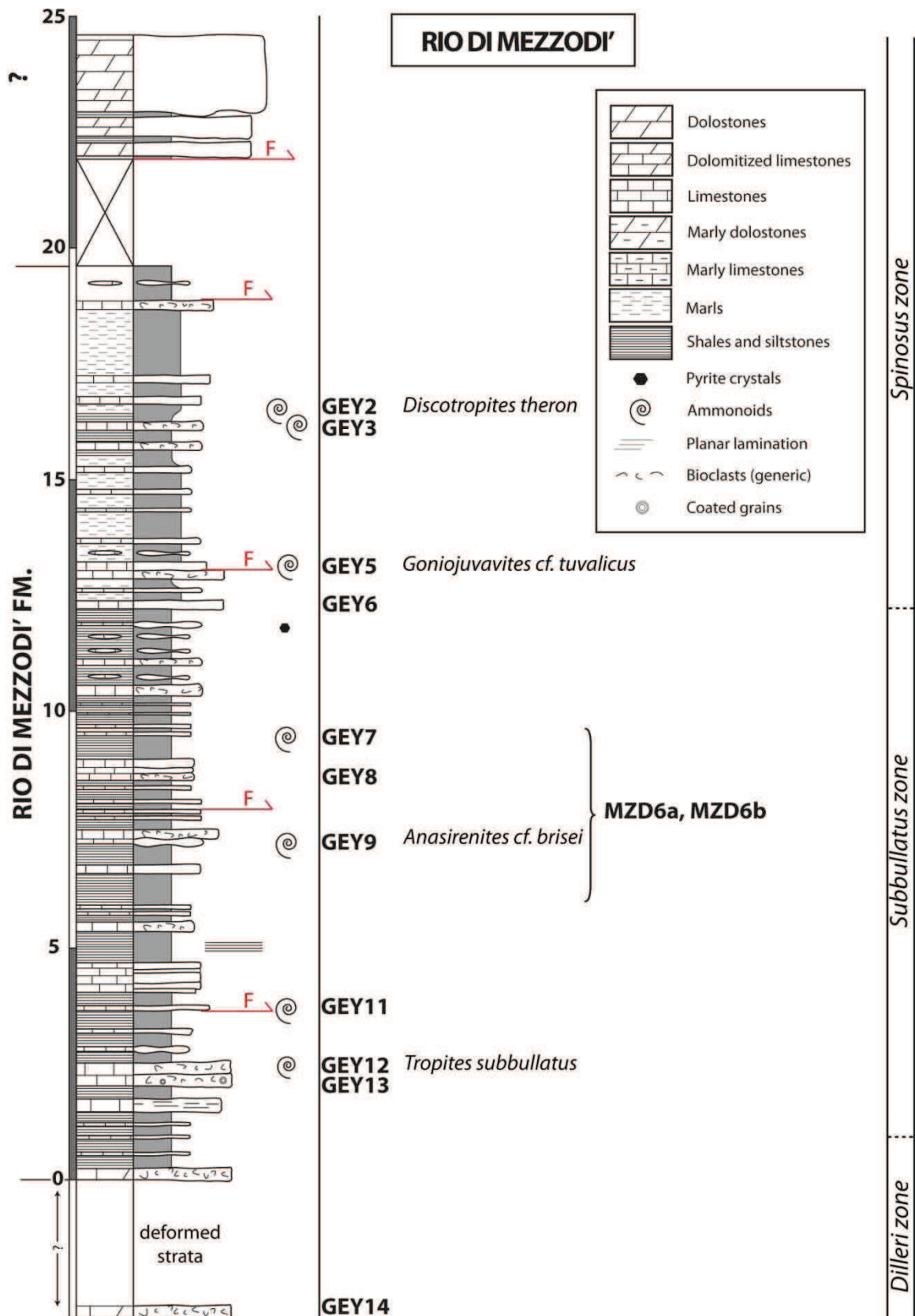


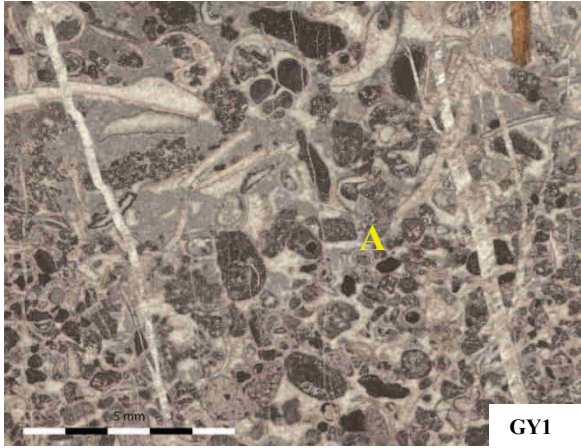
Figura 67 - Sezione semplificata per la successione tuvalica analizzata sul versante destro dell'alta valle del Rio di Mezzodi.

In sezione sottile è possibile osservare per le micriti una tessitura variabile da *mudstone* a *wackestone* (GEY7, GY4) a lamellibranchi pelagici, foraminiferi bentonici, brachiopodi ed anche bivalvi di medie dimensioni, talvolta disposti insieme ad intraclasti micritici a formare lievi laminazioni piano- parallele. Le calcareniti (GEY6) sono invece caratterizzate da *grainstone* (talvolta laminati) ad intraclasti micritici, bioclasti (tra cui frammenti di echinidi) e grani detritici, mentre verso il basso dell'unità sono presenti *grainstone/packstone* a gasteropodi, bivalvi di grosse dimensioni, foraminiferi ed in misura minore intraclasti micritici, ooliti (nucleate su bioclasti ed intraclasti micritici), *fecal pellet*, brachiopodi e frammenti di echinidi (GEY13, GEY14). In buona parte dei carbonati sono anche frequenti cristalli di pirite, gusci fosfatizzati e concentrazioni di materia organica. Inoltre, sulle superfici di strato risaltano spesso resti e modelli di ammoniti e grossi bivalvi pelagici. Tra questi ultimi sono stati rinvenuti i generi *Halobia* e *Pecten*, mentre (Geyer, 1900a) riporta senza collocazione precisa anche *Avicula* sp., *Gervilia* sp. ed i brachiopodi *Amphiclina amoena* e *Lingula* sp. Tra gli ammonoidi (classificati dal Prof. P. Mietto dell'Università di Padova) sono stati collezionati esemplari attribuibili a *Tropites Subbullatus* (GEY 12), *Discotropites theron* (GEY2), *Discotropites sandringensis* (GEY1), *Anasirenites cf. brisei* (GEY9), *Goniojuvavites cf. tuvalicus* (GEY5), i generi *Tropites* sp. (MZD6b), *Discotropites* sp. (MZD6b, MZD6a, MZD5), cf. *Pleurotropites* (MZD 6a), *Sympolycylus* (MZD4), mentre (Geyer, 1900a) riporta anche *Juvavites* sp., *Sagenites* sp. L'abbondante contenuto in ammonoidi permette di associare l'unità alla zona a *Subbullatus* ed a parte della zona a *Spinus* (sottozona a Plinii), collocandola quindi nel Tuvalico superiore.

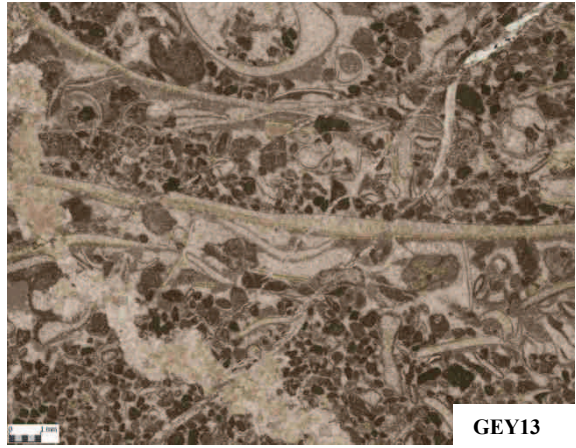
La fm. di Rio di Mezzodì presenta una potenza minima di circa 40 m ed affioramenti limitati al corso dell'omonimo torrente, alla Val Ciodratta ed al versante settentrionale del M. Col (Calamelli, 2001). In tutti i casi, passa per contatto tettonico (faglie inverse) a potenti banchi metrici di dolomie massicce grigiastre, generalmente prive di stratificazione, ascrivibili alla Dolomia Principale (cf. Braga et al., 1971a; Calamelli, 2001). In località Prà Grande i banconi di dolomie cristalline sono sormontati da una successione bacinale peculiare dell'area del M. Col, caratterizzata da calcari grigio scuro- nocciola, a stratificazione centimetrica, talvolta fittamente laminati, con interstrati di marne e talora anche lenti di selce. L'attribuzione all'intervallo Norico- Retico è basata sul ritrovamento del bivalve *Cirrus triadicus* (Braga et al., 1971a).

Considerazioni

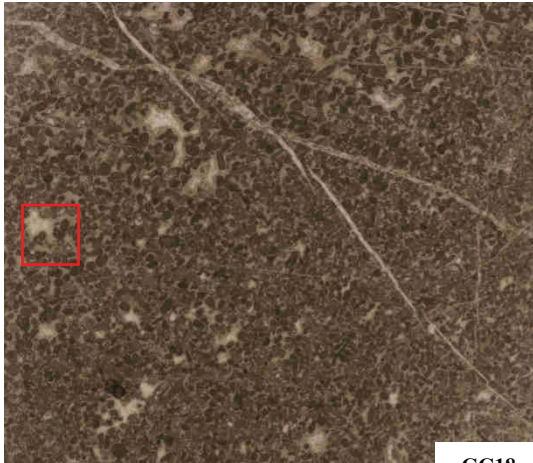
L'unità terrigeno- carbonatica alla base della successione descritta presenta caratteristiche litologiche in parte associabili alla Fm. di Wengen, contraddistinta da alternanze marnoso-arenacee che riflettono una sedimentazione prevalentemente torbidityca, con apporti vulcanoclastici provenienti da aree emerse in erosione, probabilmente posizionate a sud (cf. Brusca et al., 1981), la cui vicinanza è anche indicata dall'alto contenuto in frustoli carboniosi e resti vegetali di certi orizzonti, e nel contempo fanghi carbonatici ed areniti ibride ad indicare la contemporanea presenza di aree di piattaforma non troppo distanti. Tuttavia, per parte della successione, il dato biostratigrafico discorda in maniera sostanziale rispetto al classico intervallo temporale individuato per la Fm. di Wengen (Gianolla & Neri, 2007), mentre in Dolomiti centro- occidentali, la zona a Daxatina



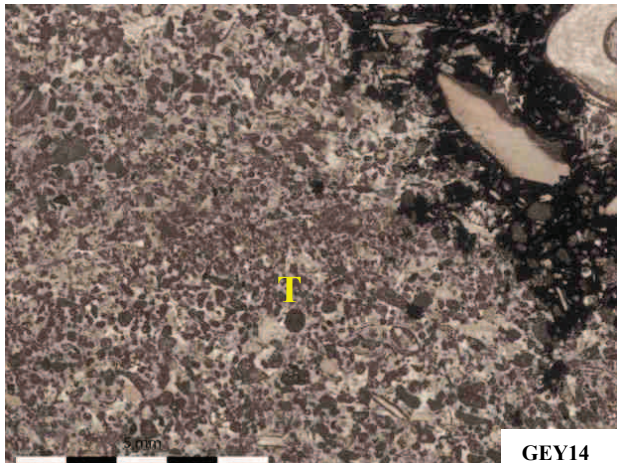
GY1



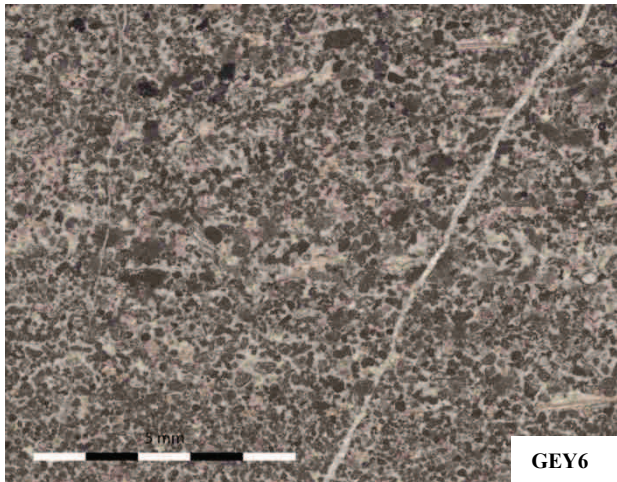
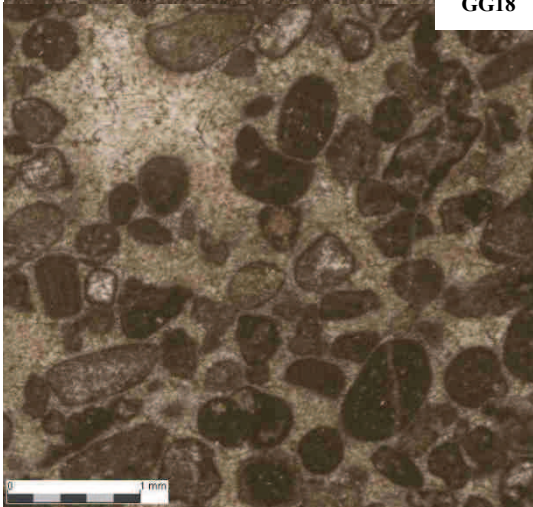
GEY13



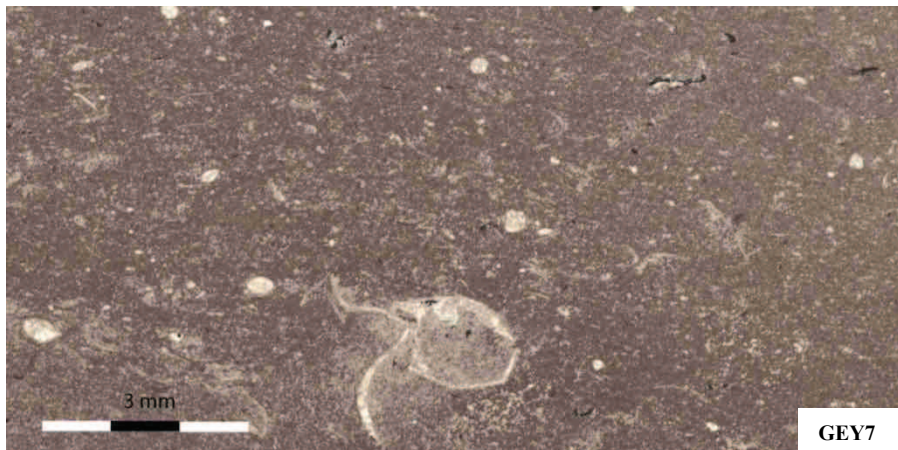
GG18



GEY14



GEY6



GEY7

Figura 68 (pagina precedente)

GY1 – Intervallo carbonatico sommitale della successione ter. carb.: *packstone/grainstone* a bivalvi, gasteropodi, echinodermi, foraminiferi ed intraclasti. Questi ultimi sono costituiti prevalentemente da grani di *wackestone* bioclastici scuri (A: frammento di briozoi), con contorno da irregolare a ben arrotondato. Più raramente si riconoscono *fecal pellets* o grani micritici scuri.

GG18 - Intervallo carbonatico sommitale della successione ter. carb.: *grainstone* peloidale con intraclasti micritici scuri e *fecal pellets* (*faverina sp.* nel dettaglio). In misura minore sono presenti anche foraminiferi bentonici.

GEY13 – fm. di Rio di Mezzodi (livelli basali): *grainstone/packstone* a bivalvi, gasteropodi, echinodermi, peloidi ed intraclasti micritici scuri.

GEY14 - fm. di Rio di Mezzodi (livelli basali): *grainstone* intra-bioclastico con frammenti di echinodermi, bivalvi, briozoi, ostracodi, foraminiferi ed intraclasti micritici mal arrotondati. Sono presenti anche *fecal pellets* e rare strutture associabili a *Tubyphites* (T).

GEY6 – fm. di Rio di Mezzodi: *grainstone* intra-bioclastico con frammenti di bivalvi ed echinodermi. Gli intraclasti, generalmente di taglia piccola e contorno mal arrotondato, sono costituiti prevalentemente da *wackestone* scuri, più raramente da grani aggregati.

GEY7 - fm. di Rio di Mezzodi: *wackestone* ricristallizzato a bivalvi pelagici. Le piccole forme calcitiche a contorno da sub-sferico a lenticolare possono essere attribuite a foraminiferi ricristallizzati. Nella parte superiore si intravedono una leggera laminazione suborizzontale ed accumuli di sostanza organica.

è solitamente presente solo nella Fm. di S. Cassiano (Mietto et al., 2012). È dunque possibile che la porzione medio- superiore dell'unità terrigeno- carbonatica corrisponda ad una peculiare intervallo della Fm. di S. Cassiano, ricco in livelli silicoclastici grossolani a causa della prossimità ad aree di alto dalle quali veniva garantito un cospicuo apporto terrigeno (cf. Neri et al., 2007b). In questo senso, alcuni orizzonti a grani rivestiti e bioclasti di ambienti superficiali risedimentati all'interno di areniti ibride organizzate in sequenze TU, potrebbero essere interpretati come l'espressione dell'avvicinamento delle piattaforme carbonatiche Cassiane in condizioni di *highstand* (cf. Gianolla et al., 1998a), in un contesto caratterizzato da un persistente apporto terrigeno. Sulla base delle stesse considerazioni, l'intervallo sommitale ad areniti ibride e vulcanoclastiche seguito da alternanze di marne e calcari, può essere interpretato come una successione peculiare bacinale correlabile ai membri di Borca e del Dibona della Fm. di Heiligkreuz (Neri et al., 2007b). A tetto, l'aumento della componente carbonatica fino ad arrivare a calcari e dolomie con sottili intercalazioni marnose, sembra indicare una diminuzione della paleoprofondità ed il passaggio ad ambienti di rampa carbonatica relativamente superficiali, testimoniati anche da microfacies (*grainstone* bioclastici a gasteropodi e coproliti) tipiche di condizioni ad alta energia. La correlazione di tale intervallo al Mb. del Lagazuoi (Neri et al., 2007b) od alla Dolomia della Portella (De Zanche et al., 2000) sembra essere validata dalla sovrimposizione della fm. del Rio di Mezzodi, sostanzialmente coeva alla Fm. di Carnitza (cf. Calamelli, 2001) ed alla Fm. di Travenanzes. Tuttavia, sebbene la base dell'unità rifletta un netto approfondimento del bacino ed una sedimentazione prevalentemente di tipo torbido, rispetto alle serie delle Alpi Giulie vi è un maggiore contributo negli apporti terrigeni, con i livelli di marne e peliti che raggiungono spesso potenze decimetriche, mentre manca un chiaro *trend* TU/CU

e le calcareniti costituiscono solo intercalazioni fini, ad indicare l'apporto di materiale da una coeva piattaforma non troppo distante. Mancano dunque le evidenti interdigitazioni con le facies di fondo scarpata della Dolomia Principale che caratterizzano la successione nel Tarvisiano, anche se è possibile che la parte sommitale dell'unità sia stata elisa da una serie di faglie inverse dinariche (Fig. 69), caratterizzate da un raccorciamento NE-SW dell'ordine di qualche km. Di conseguenza, le facies massicce di Dolomia Principale possono essere interpretate come facies di margine e scarpata della piattaforma della Dolomia Principale, soggette ad una dolomitizzazione pervasiva (favorita anche dalla forte tettonica) che ha obliterato qualsiasi struttura sedimentaria. A causa della mancanza di *biomarker* significativi non è però possibile stabilire se l'impostazione della piattaforma sia da relegarsi al Tuvalico sommitale piuttosto che al Norico. Ad ogni modo, a tetto della piattaforma manca una sovrapposizione di facies di piattaforma interna ad indicare un netto stile progradante, ed i calcari scuri laminati e selciferi indicano anzi il ritorno a condizioni bacinali in un intervallo temporale indefinito norico- retico.

A sud della Linea del M. Col, la Dolomia Principale presenta invece generalmente aspetto stratificato in banchi metrici, e fa passaggio superiore transizionale al Calcere del Dachstein (Crode di Mezzodi), analogamente a quanto accade più ad ovest sui M. Crissin e Tudaio (Casati et al., 1982). L'intera scaglia tettonica meridionale è infatti caratterizzata da successioni prossimali o di piattaforma interna già dal Carnico Inferiore (Dolomia Cassiana sulla Terza Media; cf. Pisa et al., 1980) e le condizioni di alto strutturale permangono per tutto il Triassico Superiore (Braga et al., 1971a; Marinelli, 1980; Pisa et al., 1980; Casati et al., 1982). Manca quindi una corrispondenza tra i due lembi della struttura principale, che sembrano essere identificativi di contesti originariamente distanziati di almeno qualche km (non sono mai presenti aree di raccordo) e probabilmente separati da linee distensive già attive nel tardo Triassico.

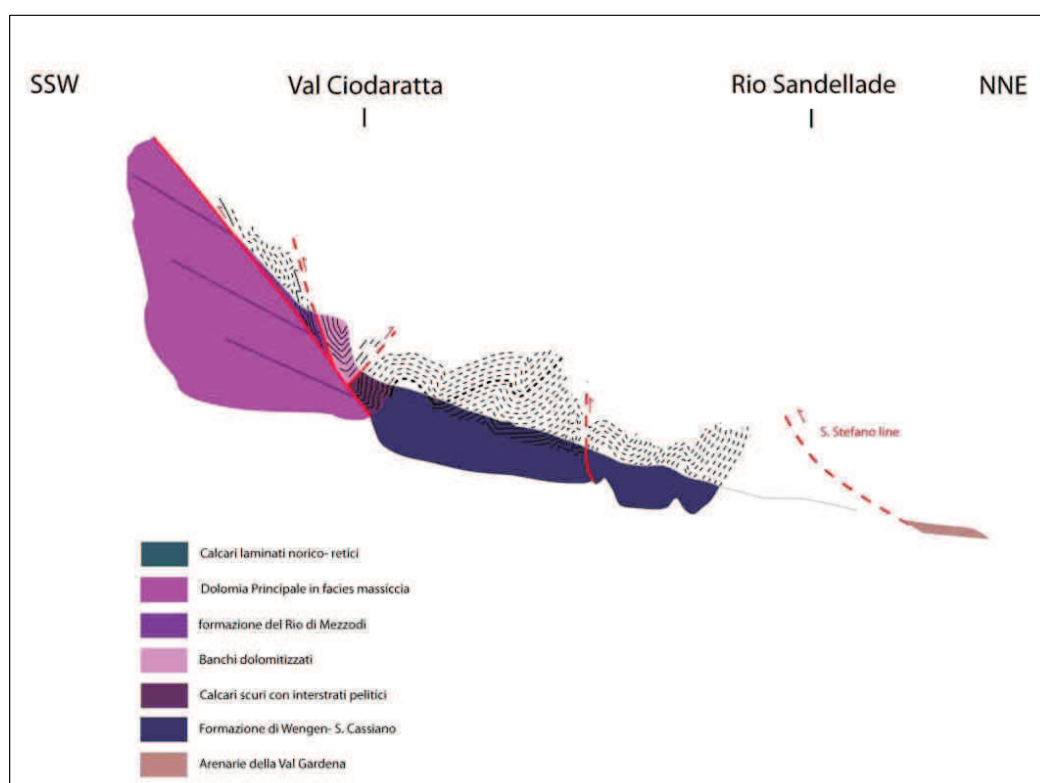


Figura 69

Pagina precedente: Sezione geologica schematica semplificata della serie affiorante lungo la bassa e media valle del Rio di Mezzodi.

Sotto: fauna ad ammonoidi (*Tropites subbullatus*, *Discotropites* sp., *Tropites* sp.) e pelecipodi collezionati negli affioramenti (in basso) della formazione del Rio di Mezzodi sull'omonimo torrente.



5 Caratteri evolutivi

I dati e le interpretazioni scaturenti dall'analisi delle singole sezioni sono discussi di seguito nell'insieme, al fine di caratterizzare gli eventi e le cause che hanno favorito l'impostazione della piattaforma della Dolomia Principale, e le sue fasi evolutive iniziali.

5.1 L'omogeneizzazione della paleotopografia

La complessa paleogeografia che aveva caratterizzato buona parte del Sudalpino nel Triassico Medio e nello Julico inferiore, caratterizzata da piattaforme isolate (p. Sciliar e Cassiane) affacciatisi su bacini relativamente profondi, viene via via ad essere modificata nel tardo Carnico Inferiore, fino all'omogeneizzazione dell'intera regione in un unico sistema costiero con una paleotopografia pressoché appiattita (Bosellini et al., 2003). Tale variazione è interrelata con una serie di cambiamenti registrati su scala globale. Le associazioni di biocostruttori capaci di erigere piattaforme orlate ad alto rilievo, contraddistinte da una relativa abbondanza in strutture microbiali ed automicriti, vengono sostituite da comunità di organismi privi di capacità legante e non più in grado di formare strutture rigide, con *carbonate factory* meno produttive dominate da molluschi e metazoi (*tropical and cool-water c.f.*; Schlager, 2003) e rampe localmente colonizzate da *patch reef* a coralli. Il cambiamento coincide con alti tassi d'estinzione anche tra i gruppi degli ammonoidi, conodonti, briozoi, alghe verdi e crinoidi (Simms & Ruffell, 1989), seguiti dalla diversificazione o radiazione di nuovi generi (coralli scleractinidi e crinoidi) e gruppi di organismi (coccodrillomorfi, dinosauri, nanofossili calcarei; Furin et al., 2006; Irmis et al., 2013).

Contemporaneamente, si registra in tutta l'area circum-tetidea un forte afflusso di materiale silicoclastico, che contribuisce al colmamento dei diversi bacini, favorito anche dalla progressiva diminuzione nei tassi di subsidenza regionale e da una caduta del livello relativo del mare (Gianolla & Jacquin, 1998; Stefani et al., 2010; Gattolin et al., 2013). Di conseguenza, le rampe a sedimentazione mista raggiungono difficilmente profondità elevate, restando per buona parte nella zona fotica e favorendo così la produzione carbonatica *in situ*.

Entrambe le variazioni sono connesse con l'evento climatico conosciuto in letteratura come *Carnian Pluvial Event* (CPE; cf. Reingrabener Wende in (Schlager & Schollnberger, 1974) o Raibl event in (Gradstein et al., 2012), una perturbazione globale contraddistinta, nel generale contesto climatico arido del Triassico, dallo spostamento verso condizioni relativamente più umide (Preto et al., 2010; Stefani et al., 2010). Oltre al netto aumento del *runoff* in bacino, ne sono tracce lo sviluppo di paleosuoli umidi (histosuoli e spodosuoli), la presenza di associazioni palinologiche igrofitiche e l'occorrenza comune di gocce d'ambra nei depositi sedimentari (Gianolla et al., 1998b).

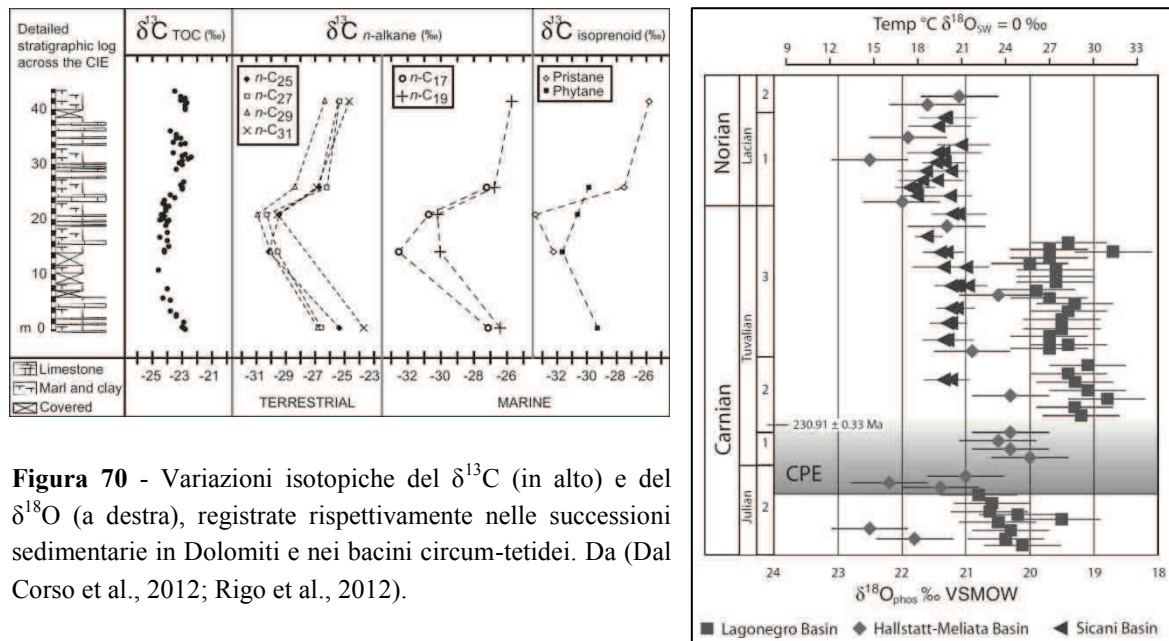


Figura 70 - Variazioni isotopiche del $\delta^{13}\text{C}$ (in alto) e del $\delta^{18}\text{O}$ (a destra), registrate rispettivamente nelle successioni sedimentarie in Dolomiti e nei bacini circum-tetidei. Da (Dal Corso et al., 2012; Rigo et al., 2012).

L'innesco della perturbazione climatica sembra essere legato alla cospicua immissione di CO_2 nel sistema atmosfera- oceano dovuta probabilmente alla messa in posto della provincia magmatica (LIP) della Wrangellia (Dal Corso et al., 2012). L'aumento della $p\text{CO}_2$ avrebbe portato ad un relativo riscaldamento globale ed alla conseguente accelerazione del ciclo idrologico. Nel *record* sedimentologico, l'*input* di materiale silicoclastico è infatti generalmente preceduto da uno *shift* negativo nei valori del rapporto isotopico $\delta^{13}\text{C}$ ($\sim 4\%$; tetto della Fm. di S. Cassiano), registrato sia negli n-alcanti delle piante superiori, che nel rapporto del TOC (total organic carbon; Dal Corso et al., 2012; Dal Corso et al., in prep.). Alla perturbazione nei valori del carbonio si accompagna anche una variazione negativa del rapporto isotopico $\delta^{18}\text{O}$ ($\sim 1.5\%$) registrato nell'apatite dei conodonti (Hornung et al., 2007a; Rigo & Joachimski, 2010), che sembra indicare un relativo innalzamento delle temperature ($3\text{-}4^\circ$) e/o un cambio nella salinità delle acque. Lo stesso riscaldamento dell'acqua oceanica potrebbe anche aver destabilizzato i clatrati di metano stoccati nelle scarpate continentali, contribuendo all'ulteriore immissione di CO_2 nel sistema. La rapida risalita di $p\text{CO}_2$ è ritenuta la causa della relativa acidificazione degli oceani, evidenziata dall'innalzamento della *Carbonate Compensation Depth* (Rigo et al., 2007b), responsabile della crisi nei meccanismi di precipitazione di carbonato e dei cambiamenti nelle associazioni di organismi calcificanti.

Ipotesi alternative relative all'innesco del CPE chiamano in causa la tettonica delle placche e la creazione di catene montuose (orogenesi Cimmerica) che andavano ad interferire con circolazione monsonica, portando ad un aumento delle precipitazioni a scala regionale (Hornung and Brandner, 2005; Hornung et al., 2007b).

In Dolomiti centro- orientali, dove presente il maggior spazio d'accomodamento si registrano tre principali episodi di *input* terrigeno, rappresentati dalla parte basale del Mb. di Borca, dalle arenite del Mb. del Dibona e dalle Arenarie del Falzarego (Mb. del Lagazuoi; cf. Breda et al., 2009). Il contesto della Carnia orientale e delle Alpi Giulie appare piuttosto simile e l'intervallo basale della Fm. di Rio del Lago è evidentemente l'espressione dell'aumento dell'apporto silicoclastico nell'area depocentrale di Cave del

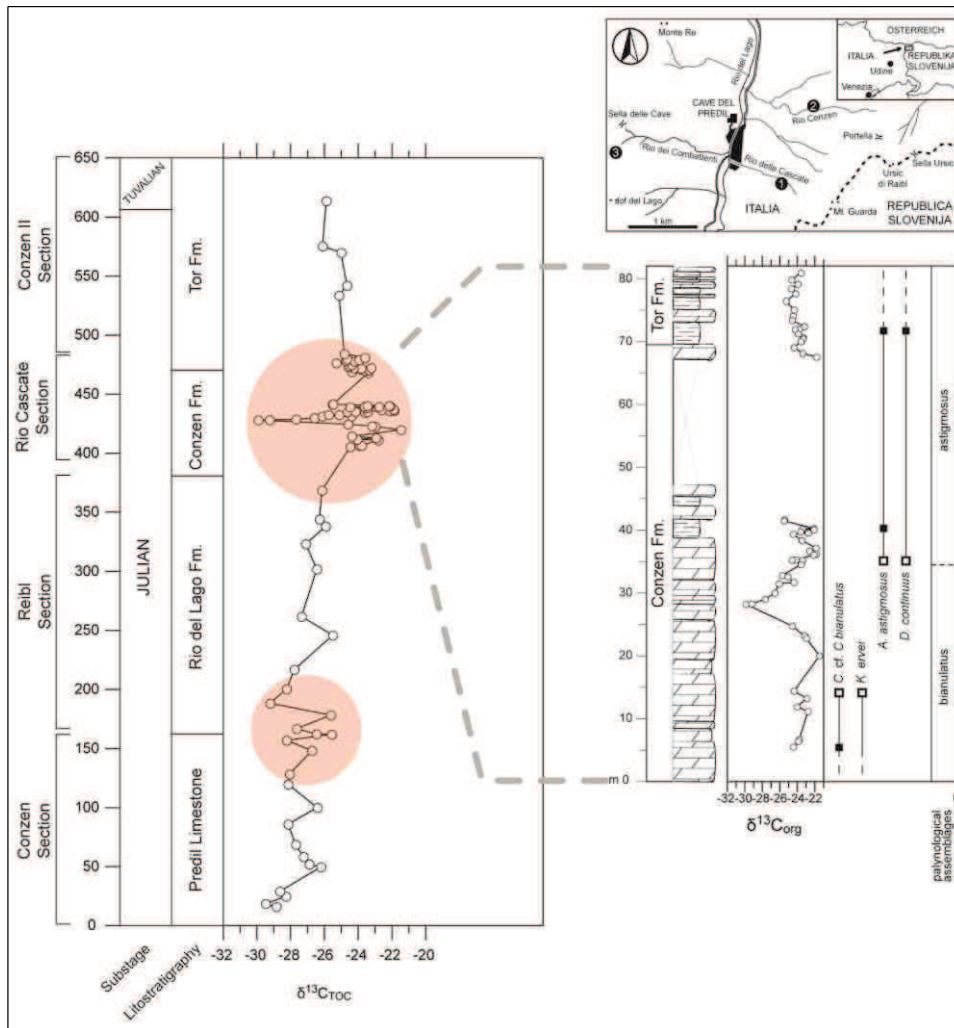


Figura 71 - Variazioni dei valori del rapporto isotopico $\delta^{13}\text{C}$ lungo la successione julico-tuvalica di Cave del Predil. A sinistra sono evidenziati i valori calcolati sulla massa totale, a destra i valori del carbonio organico. Oltre allo *shift* negativo registrato nella Fm. di Conzen, è evidenziata una perturbazione anche alla base della Fm. di Rio del Lago. Da (Dal Corso et al., 2013), modificato.

Predil, mentre la costante presenza di intercalazioni terrigene nelle serie dello Julico superiore rende più difficile la determinazione del secondo episodio di *input*. Nelle aree occidentali questo può essere individuato dalla messa in posto dei corpi arenacei della fm. di Dogna, mentre nel Tarvisiano l'evento può essere identificato dall'occorrenza delle intercalazioni silicoclastiche nella parte medio- superiore della Fm. di Conzen (cf. Par. 4.6, 4.7). Alla base di tali intercalazioni (sez. Rio delle Cascate; Dal Corso et al., 2013), è stato rilevato uno *shift* isotopico negativo del $\delta^{13}\text{C}$ analizzato sulla massa totale ($\sim 6\%$), che può essere interpretato come evidenza del segnale multifasico legato non ad una singola, ma a ripetute immissioni di CO_2 nel sistema oceano- atmosfera (Fig. 71). Con la Fm. di Tor, la differenziazione paleoambientale va progressivamente diminuendo e la paleotopografia sembra già essere livellata in un singolo contesto di rampa terrigeno- carbonatica medio-interna. L'omogeneizzazione si completa nel Tuvalico basale, quando l'occorrenza di limitati corpi di areniti ibride (Carnia orientale; Carulli et al., 1987; Zanferrari et al., 2013) rappresenta l'unica variabile, connessa al terzo episodio terrigeno, in un monotono contesto di rampa carbonatica a bassa profondità (Dolomia della Portella). Sebbene gli effetti del CPE in termini sedimentologico- stratigrafici siano riconoscibili in entrambi i suddetti settori, va comunque messo in luce il particolare contesto della val Dogna occidentale e della Carnia orientale, dove la presenza di geometrie di rampa (Par.

4.3) sembra anticipare la dismissione tardo-julica delle piattaforme carbonatiche ad alto rilievo, documentata tanto in Dolomiti (Dolomia Cassiana) quanto nel Tarvisiano (Dolomia ladinico- carnica).

Nel quadro stratigrafico- evolutivo del Sudalpino, il settore delle Alpi Giulie slovene ad oriente del retroscorrimento della val Coritenza sembra invece costituire un capitolo a parte: se l'assenza totale delle intercalazioni terrigene può essere spiegata con una configurazione di alto strutturale della regione, mancano comunque riscontri di orizzonti incarsiti e/o depositi lateritici associabili a *weathering* di carbonati in condizioni climatiche umide. Allo stesso modo non sono presenti chiare evidenze di corpi associabili a geometrie di rampa (cf. Par. 4.9), sebbene le comunità di biocostruttori siano dominate da coralli e metazoi (cf. Calcare di Razor; Ramovš, 1987; Ramovš & Turnšek 1987).

Il panorama paleogeografico finale che scaturisce dal *flattening* della paleotopografia nel Tuvalico inferiore è dunque caratterizzato a scala regionale da un contesto di rampa carbonatica con fondali generalmente a bassa profondità, ben sciacquati, contraddistinti da sedimenti sciolti a taglia grossolana: sebbene la frequente dolomitizzazione abbia obliterato qualsiasi struttura sedimentaria, non sono mai state rinvenute forme associabili a *patch reef* a coralli od altri biostromi e sembrano predominare i sedimenti sciolti. In particolare, la Dolomia della Portella, può essere associata ad un ambiente deposizionale di rampa interna, in cui la componente detritico- bioclastica, predominante, è essenzialmente distribuita e controllata dalle sole dinamiche idrauliche (cf. *physical accomodation*; Pomar and Kendall, 2007). Lateralmente sussistono moderate locali variazioni verso aree più superficiali, fino a condizioni di sedimentazione peritidale (Rio delle Cascate; Karawanken Meridionali, Frauenkogel; cf. Krystyn et al., 1994; De Zanche et al., 2000), o verso zone interne relativamente più profonde (Altopiano di Lauco; dolomie grigio scure in Braga et al., 1971a), con maggiore subsidenza da compattazione e ribassamenti ereditati dalla tettonica sin-sedimentaria dello Julico inferiore (Frasconi, 1982; Venturini et al., 2006). In Carnia orientale, l'eteropia laterale tra il litosoma dolomitico e corpi dolo-arenacei segnalata da (Carulli et al., 1987) nel Gravon di Gleris, così come la presenza di areniti ibride riportata da (Zanferrari et al., 2013) per il Moggese, può essere interpretata come la presenza di canali tidali in cui era convogliato il carico proveniente da aree prossime ad una linea di costa terrigena. Precedentemente all'impostazione degli ambienti carbonatici, gli stessi settori sono caratterizzati da una considerevole frazione arenacea nella Fm. di Tor. Un'analogia interpretazione è stata fornita da (Breda et al., 2009) per l'area delle Dolomiti centrali, dove per la maggiore frequenza di affioramenti della serie julico-tuvalica e la minor dolomitizzazione, le strutture sedimentarie ed il quadro paleogeografico risultano più chiari: il Mb. del Lagazuoi (Fm. di Heiligkreuz) rappresenta aree carbonatiche a bassa profondità ed alta energia (M. Pelmo, Rif. Dibona, Altipiani Ampezzani, G. del Sorapis), talvolta con barre oolitiche (Lastoi di Formin) dissezionate da aperture tidali in cui si depositavano prevalentemente apporti silicoclastici provenienti da aree meridionali (Arenarie di Passo Falzarego; cf. Preto & Hinnov, 2003; Neri et al., 2007a). Analogamente ai settori carnici, gli ambienti carbonatici presentano poi variazioni verso aree di piana tidale a nord (Braies, Tre Cime di Lavaredo) o a condizioni relativamente più profonde ad est, sia in zone interne e riparate (Gruppo delle Marmarole; cf. Casati et al., 1982; Preto &

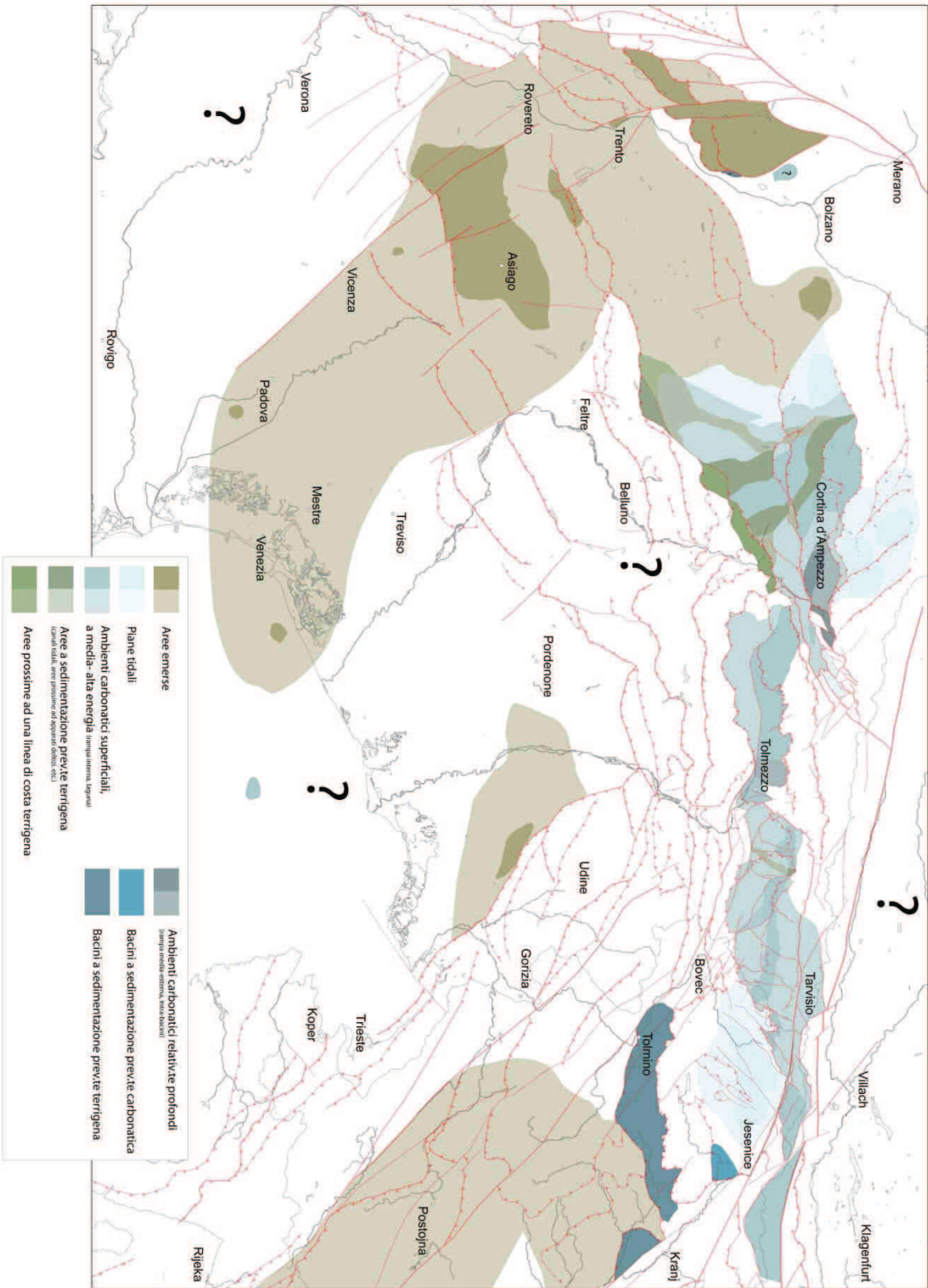
Hinnov, 2003), sia in contesti più aperti e ad alta energia (M. Col; in tal caso vanno tuttavia considerati i forti dislocamenti delle strutture che delimitano l'area ed una sua probabile provenienza nordorientale cf. Par. 4.10).

La presenza di una fascia emersa meridionale (Brusca et al., 1981), fonte degli apporti silicoclastici, è chiaramente rilevabile sia dai dati dell'Avampaese Adriatico (pozzi Villaverla, Legnaro I, Assunta I), sia in Dolomiti occidentali e nelle Prealpi Venete, dove le serie del Tuvalico superiore poggiano con *unconformity* su vulcaniti od edifici carbonatici medio-triassici (Cap. 3; De Zanche & Mietto, 1975, 1985; Avanzini et al., 2007; Gennaro, 2007). La transizione dalla linea di costa terrigena agli ambienti carbonatici settentrionali avveniva tramite condizioni di bassa profondità e sedimentazione mista, rappresentate dalle facies peculiari della Fm. di Heiligkreuz nei settori a ridosso del Sistema della Valsugana (Passo Duran, Piz de Sagron, Val Talagona; cf. Semenza, 1965; Siorpaes & Gianolla, 1991). La stessa configurazione è auspicabile per i settori delle Prealpi Carniche e Giulie: sebbene manchino informazioni sulla successione julica e la regione settentrionale dell'Ampezzano (dalla Val Degano a Passo Mauria) sia caratterizzata da ambienti carbonatici (litosoma dolomitico a tetto della Fm. di Heiligkreuz; cf. Carloni & Ghiretti, 1965; Braga et al., 1971a; Pisa, 1972; Venturini et al., 2006), l'*unconformity* sovrappone le serie evaporitiche del Tuvalico superiore alle vulcaniti anisico-ladiniche, rilevabile dai dati di pozzo dell'Avampaese Adriatico (Cargnacco; Venturini, 2002b), evidenza per i settori meridionali condizioni di emersione perdurate per buona parte del Carnico. L'identico assetto stratigrafico delle Dinaridi Esterne in Slovenia occidentale (Celarc, 2008), rende plausibile una continuazione (sud?)-orientale della fascia in erosione, sorgente del cospicuo *input* silicoclastico confinato nel Bacino di Tolmino (Amphiclina Beds; cf. Buser, 1986).

Per quanto riguarda le aree più settentrionali del Sudalpino (Alpi Carniche) e la regione oltre il Lineamento Periadriatico, elisa dall'orogenesi alpina, la carenza di dati lascia adito alle sole ipotesi, e non può essere esclusa la presenza di aree bacinali cui si riallacciassero gli ambienti di rampa carbonatica in una conformazione "regionale" di ampia *distally steepened ramp*.

Il CPE costituisce dunque un elemento chiave nella storia evolutiva del Triassico dell'area circum-tetidea, e tanto gli episodi di *input* silicoclastico quanto la finale omogeneizzazione in una paleotopografia a bassissimo gradiente, fondamentale per la successiva impostazione di ambienti piattaforma carbonatica interna su estese aree (Par. seguenti), sono riconoscibili anche a scala extra-regionale, dal Sudalpino occidentale (cf. Argilliti di Lozio, Fm. di Breno e S. Giovanni in Bianco; Berra and Jadoul, 2002; Gaetani et al., 1998), alle nappe australpine superiori (Austria; cf. Reingreben Schichten, Lunz Sandstones; Raibler Schichten, Opponitz Fm. cf. Roghi et al., 2010), al Transdanubian Range (Ungheria; cf. Veszprém Marls, Sandoreghy Fm.; Rostási et al., 2011; Haas, 2012).

Figura 72 (pagina seguente) - Ricostruzione della distribuzione dei paleoambienti (non palinspastica) per il Sudalpino centro-orientale nel Tuvalico inferiore (zona a Dilleri), ottenuta elaborando i dati (di campagna e da letteratura precedente) tramite *software* GIS. I colori marcati rappresentano aree con supporto di dati di campagna, i colori più tenui indicano paleoambienti ipotizzati.



5.2 Io start-up

Il tetto del blocco Dolomia della Portella/Fm. di Heiligkruz costituisce, per quelle aree dove non sono particolarmente evidenti fenomeni erosivi e/o paleocarsici, una sorta di orizzonte-guida sopra cui si vanno ad impostare nel Tuvalico superiore ambienti differenziati da zona a zona. In particolare, in Alpi Giulie, è possibile osservare una distribuzione in fasce allungate in senso WNW-ENE (Fig. 76), con contesti francamente pelagici a nordest, e situazioni prossime ad una linea di costa, con ambienti protetti, verso occidente. Da Sompdogna alla valle di Tamar il tetto della Dolomia della Portella è infatti contraddistinto dalla transizione a litotipi dolomitizzati della Fm. di Carnitza, le cui caratteristiche sedimentologiche nella parte inferiore riflettono chiaramente condizioni di sedimentazione bacinale, a debole inquinamento terrigeno. I sedimenti della porzione basale sono spesso caratterizzati da un *trend* FU, con tessitura intra- bioclastica a taglia medio- fine (*packstone- wackestone*) o da equivalenti livelli dolomitizzati, che riflettono una moderata energia sul fondale. Mancano evidenti tracce di esportazione detritica da ambienti peritidali o a bassa profondità, così come strutture associabili a tettonica sin-sedimentaria. Contrariamente, a meno di 4 km (distanza originale stimata ma non precisamente quantificabile a causa della tettonica), la sezione della Val Dogna evidenzia da subito la presenza di condizioni di sedimentazione riparate ed a persistente inquinamento terrigeno fine, alternate a fasi di alta energia, con litofacies ricche in bioclasti e faune ben differenziate, associabili invece ad ambienti di mare aperto, al di sopra della base d'onda di tempesta (le associazioni bioclastiche sono parzialmente simili a quelle dei livelli calcarenitici nella parte superiore della Fm. di Tor). Spostandosi ancora più ad ovest (Rio Pontuz), in pochi km vengono via via a mancare evidenze di sedimenti ben sciacquati, mentre a tetto della Dolomia della Portella compaiono direttamente facies a bassa energia con un costante inquinamento terrigeno fine, ed associazioni oligotrofiche evidenziando condizioni parzialmente stressanti, associabili ad ambienti di piattaforma interna (laguna asfittica a bassa profondità/piana tidale) vicini ad una piana fangosa costiera.

Per la comprensione dell'evoluzione dell'intero sistema deposizionale è dunque individuabile un'area- chiave, corrispondente pressappoco con la media ed alta Val Dogna, dove si ha la transizione, lungo un profilo in senso WSW-ENE, da fondali superficiali a blanda inclinazione, ad aree marcatamente più profonde, a sedimentazione francamente pelagica. Tuttavia, proprio in tale zona, la mancanza di affioramenti della serie tuvalica (Fig. 76) lascia adito alle sole ipotesi. La variazione deve comunque avvenire in uno spazio limitato, considerando anche l'eventuale modesto raccorciamento orizzontale delle geometrie originarie legato ad un'attività dinarica della Linea di Dogna in regime compressivo NE-SW (le successioni a piede e a tetto del piano di faglia hanno caratteristiche piuttosto simili). Mancando tracce di tettonica sin-sedimentaria, in linea con l'assetto generale del Tuvalico del Sudalpino (cf. Cap. 3), è verosimile che il punto di rottura del pendio corrisponda ad una fascia di margine in grado di riparare gli ambienti retrostanti (sudoccidentali) dall'energia del moto ondoso delle aree pelagiche; al tempo stesso, la mancanza di intercalazioni di detrito bioclastico proveniente da aree interne, nelle

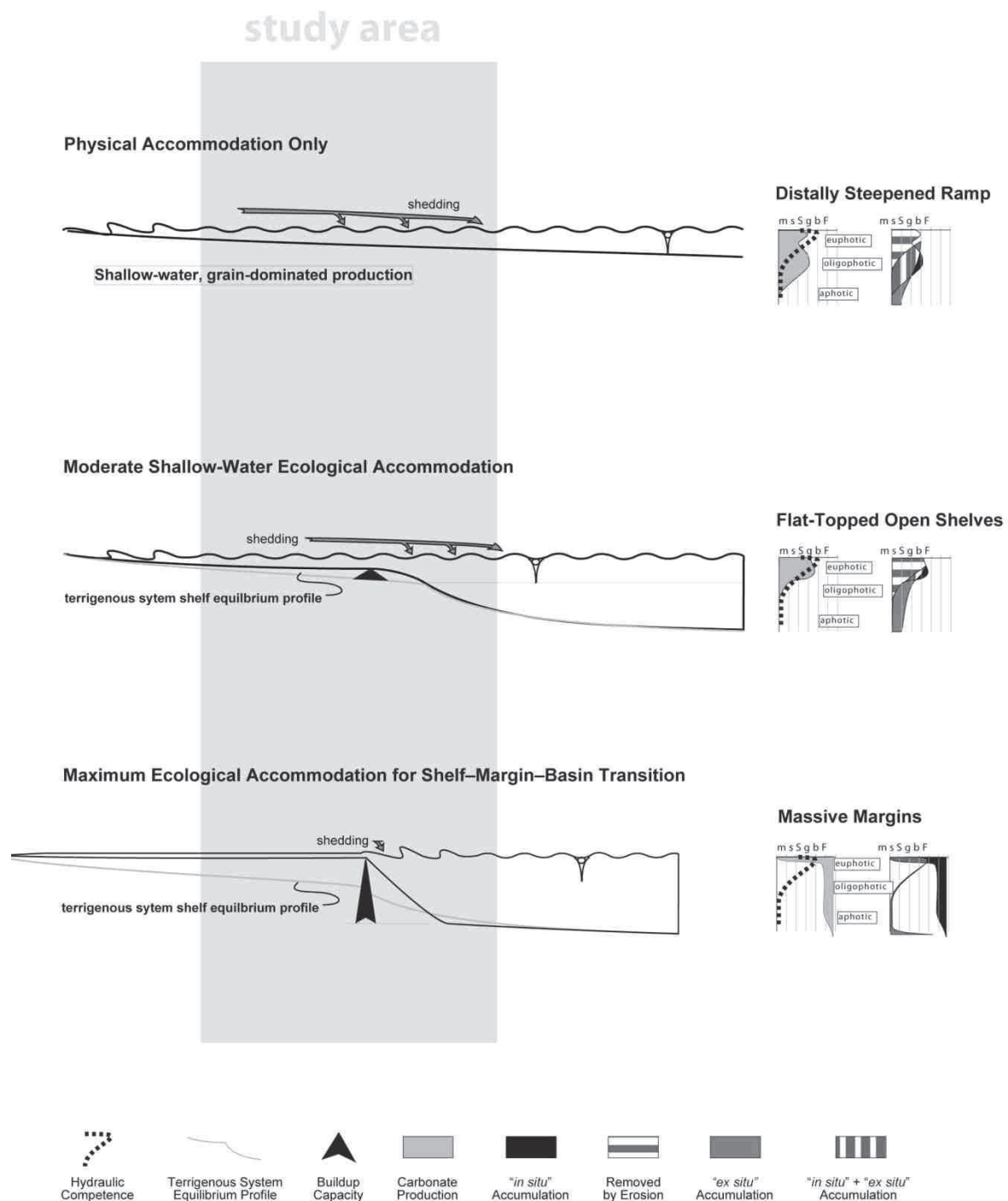


Figura 73 - Relazione tra geometrie dei corpi carbonatici, energia idraulica, associazioni di biocostruttori e condizioni di luminosità. Il rettangolo grigio indica la configurazione ipotetica dell'area di studio prima (in alto) e durante le fasi iniziali di *start-up* della piattaforma. I modelli sono idealizzati, ed in realtà i primi stadi della piattaforma presentano caratteristiche miste tra lo schema al centro e quello in basso (nei quali è rappresentata solo l'area di raccordo bacino-piattaforma). Da Pomar & Kendall (2005), modificato.

successioni bacinali più prossime all'area chiave (Sompdogna), sembra indicare la presenza di organismi in grado di trattenere il sedimento e ridurre fortemente l'esportazione di materiale in bacino. La presenza di un sistema di piattaforma *flat-topped* (cf. Pomar & Kendall, 2007) è verificabile alla base del versante nordoccidentale di Cima delle Rondini (Par. 4.5). La posizione originale dell'area rispetto alla fascia di prima

impostazione del margine, può essere considerata analoga a quella di Sompdogna, dove dopo poche decine di metri la Fm. di Carnitza passa a facies di dolomie clinostratificate. In parete è visibile il raccordo delle clinoforni a livelli ben stratificati di piattaforma interna tramite una sottile fascia marginale massiccia. In particolare, si nota un'evoluzione nell'angolo d'inclinazione originaria delle clinoforni, da circa 25-30° a circa 40°, cui corrisponde il succedersi di diversi stili nello *stacking pattern* (Fig. 74): una prima fase di aggradazione è seguita da un breve intervallo nettamente progradante, ed infine da una potente successione aggradante/progradante, cui corrispondono le ripide facies di scarpata clinostratificate ed un approfondimento del bacino, che rimane in condizioni di sottoalimentazione. L'esportazione di sedimento grossolano in bacino è infatti piuttosto limitata (Par. 4.5), e le sezioni più distali (Tamar) evidenziano un continuo approfondimento, cui si accompagnano sovente condizioni disossiche sui fondali.

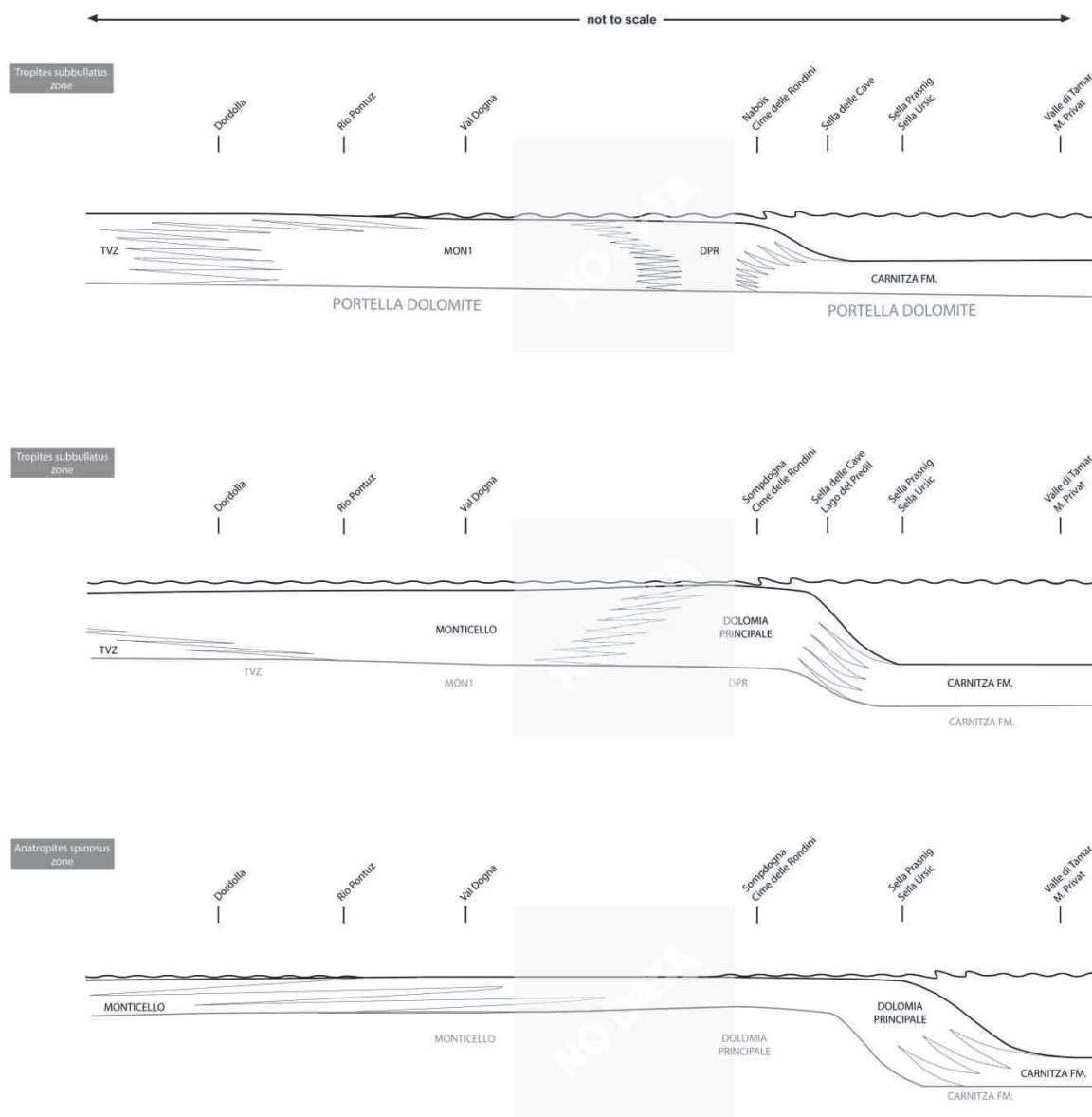
Sebbene le facies di scarpata e margine non siano direttamente analizzabili, e per la forte dolomitizzazione che oblitera le strutture primarie, e per l'inaccessibilità degli affioramenti, molte informazioni sulla *carbonate factory* possono essere ricavate dal detrito imballato nei sedimenti di *toe-of-the-slope* e bacino prossimale, nonché dall'analisi delle geometrie deposizionali. L'aumento dell'angolo d'inclinazione delle clinoforni e la sottoalimentazione del bacino suggeriscono infatti la presenza di processi e/o organismi in grado sia di trattenere il materiale proveniente dalle aree interne, sia di fornire un'importante coesione al detrito sedimentato in scarpata, tanto meno di provvedere una struttura rigida capace di innalzarsi in risposta ad un aumento del livello relativo del mare.

Il ritrovamento nei livelli più grossolani di *floatstone- rudstone* di fondo scarpata di croste microbiali, *Tubiphytes* ed altri organismi incrostanti *Microproblematica*, talvolta in clasti imballati in un materiale bioclastico dominato da bivalvi ed echinodermi, sembra confermare questa ipotesi. In alcuni casi sono anche presenti frammenti di *grainstone* peloidali con *clotted peloids* e grani rivestiti (Sella Prasnig), in altri clasti calcitici attribuibili dubitativamente a frammenti di spugne calcaree, talora a blocchi di cemento marino precoce ricristallizzati. Sebbene non sia possibile stabilire se i clasti provengano da ambienti di scarpata medio- superiore o margine, va sottolineato come i componenti richiamino in parte quelli identificati nell'area di margine da (Gianolla et al., 2003). Tuttavia, non sono mai stati rilevati frammenti attribuibili con certezza a *bafflestone* a serpulidi e coralli, ed è possibile che tali organismi costituissero solo un componente accessorio (*patch reef?*) nelle associazioni di biocostruttori, insieme a cianobatteri, solenoporacee e briozoi. Lo stesso margine è suddivisibile (Fig. 75) in una zona più esterna, limitata in estensione a poche decine di metri (cf. Par. 4.5-4.7) e prevalentemente in condizioni subtidali, dominata dalle suddette facies massicce ad incrostanti e *framestone* microbiali, ed un'area interna, relativamente più riparata, caratterizzata da livelli ad oncoidi di dimensioni centimetriche e bioclasti (bivalvi, crinoidi, foraminiferi ed alghe dasicladali) talvolta fissati da croste microbiali, *Tubiphytes* e cianobatteri.

Le alternanze dei livelli oncoidali ed intervalli a cementi vadosi, *fenestrate* e paleosuoli rilevati nell'area del Lago del Predil (Par. 4.6, 4.7) rappresentano facies di transizione verso aree ancor più riparate e superficiali, ad inquinamento terrigeno fine, occasionalmente esposte a diagenesi subaerea anche per periodi prolungati.

Nei settori occidentali (Val Dogna), in posizione retrostante rispetto alla suddetta fascia a sedimentazione peritidale, tendono invece a prevalere ambienti interni protetti (mancano del tutto facies ad alta energia), prevalentemente subtidali. Tuttavia, l'ampiezza dell'area di transizione non è quantificabile per via della mancanza di affioramenti, sebbene possa essere comunque considerata inferiore al km. I fondali fangosi, talvolta esposti per brevi periodi a condizioni subaeree, presentano condizioni di parziale anossia, un discreto contenuto in materia organica ed un consistente inquinamento terrigeno fine, andando a costituire il substrato ottimale per il proliferare dell'attività microbiale e risultando invece sfavorevoli ai grandi organismi infaunali/semi-infaunali tipici di ambienti lagunari (es. megalodonti). L'apporto di materiale silicoclastico risulta ancor più marcato nei settori

Figura 74 – Rappresentazione schematica delle prime fasi evolutive del sistema deposizionale di piattaforma e posizionamento delle sezioni analizzate lungo il profilo ideale. Sono evidenziate anche le principali eteropie tra le unità listostratigrafiche, parzialmente corrispondenti a diversi ambienti deposizionali. Abbreviazioni: DPR= Dolomia Principale; MON1= Mb. del Monticello, parte basale; TVZ= Fm. di



sudoccidentali (Rio Pontuz), dove prevalgono condizioni di laguna asfittica a bassa profondità e sedimentazione mista, prossimi ad una *mudflat* costiera, con un intervallo distintamente evaporitico (Dordolla) nella parte inferiore della successione.

La parte marginale del sistema di piattaforma delineato, presenta una strutturazione e attributi sedimentologici che richiamano particolarmente le piattaforme ad alto rilievo del Triassico Medio o del Permiano Superiore (cf. Flügel, 2002). Una caratteristica comune è la presenza di batteri solforiduttori in grado di indurre la precipitazione di calcite ed originare incrostazioni capaci di fornire una struttura rigida alle facies di margine e scarpata (Kenter et al., 2005; Riding, 2000, 2011a, b), originando *boundstone* microbiali ritrovati anche a profondità di oltre 300 m (cf. Della Porta et al., 2003).

La presenza di croste o *mound* microbiali in ambienti di margine e scarpata superiore è riportata anche in diversi *reef* del Triassico Superiore (es. Berra and Jadoul, 1996; Cozzi, 2002; Senowbari-Daryan & Bernecker, 2009), seppur in contesti e con associazioni di biocostruttori differenti. La strutturazione dell'area di margine presenta una particolare analogia con la piattaforma medio- triassica del Latemar (Marangon et al., 2011), dove è possibile distinguere una "piattaforma esterna" caratterizzata dagli stessi elementi, con *boundstone* a microbialiti ed organismi incrostanti (prevalentemente *Tubiphytes*, *Microproblematica* e spugne calcaree mal preservate), e livelli ruditici oncoidali ad intraclasti, foraminiferi e *clotted peloids*. In base a tale analogia, è possibile presupporre che anche i cementi precoci formati in ambiente diagenetico freatico marino, la cui presenza è solo deducibile ma non direttamente osservabile a causa della forte dolomitizzazione, rappresentino un'importante percentuale nella composizione della scarpata superiore e abbiano contribuito notevolmente a fornire un'impalcatura rigida alle facies clinostratificate. Inoltre, anche nelle scarpate superiori anisiche, i coralli compaiono come costituente accessorio (Emmerich et al., 2005), mentre mancano incrostazioni a serpulidi; la loro occorrenza come biocostruttore primario in ambienti ad alta energia, fronteggianti un bacino pelagico, è messa in discussione dall'impossibilità nella ritenzione delle larve necessaria per una forte aggregazione (Bosence, 1979).

La precipitazione di microsparite nei processi organici ed inorganici, strettamente legata alla condizione di ipersaturazione in CaCO_3 degli oceani, torna dunque ad avere un ruolo fondamentale nei meccanismi di *reef building*, dopo la drastica diminuzione seguita alla perturbazione geochemica del CPE ed all'innalzamento della CCD (carbonate compensation depth; cf. Rigo et al., 2007b). Nuove condizioni di sovrasaturazione, ottimali per lo sviluppo di una *carbonate factory* microbiale, sono state ipotizzate anche da (Preto et al., 2012) per spiegare il *bloom* del nannoplancton calcareo nel Carnico Superiore, con l'aumento temporaneo dell'alcalinità dell'acqua marina interpretato come il risultato dell'apporto di biocarbonato dai fiumi, e l'incapacità di sequestrare il carbonio in eccesso da parte dei sistemi di rampa impostatisi nello Julico superiore, successivamente alla perturbazione climatica.

Al contempo, la torbidità dell'acqua legata ad un costante apporto terrigeno dai settori meridionali potrebbe aver avuto un ruolo determinante nel creare condizioni sfavorevoli all'impostazione di veri e propri *reef*, mentre le condizioni di circolazione parzialmente euxinica riscontrate dall'analisi dei sedimenti pelagici, potrebbero avere portato locali

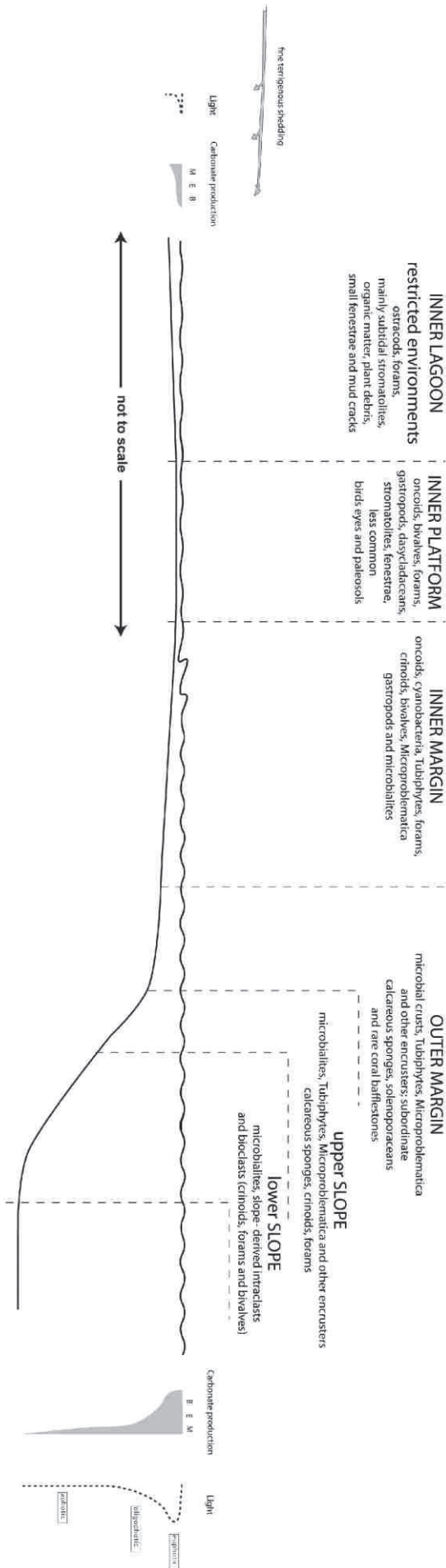


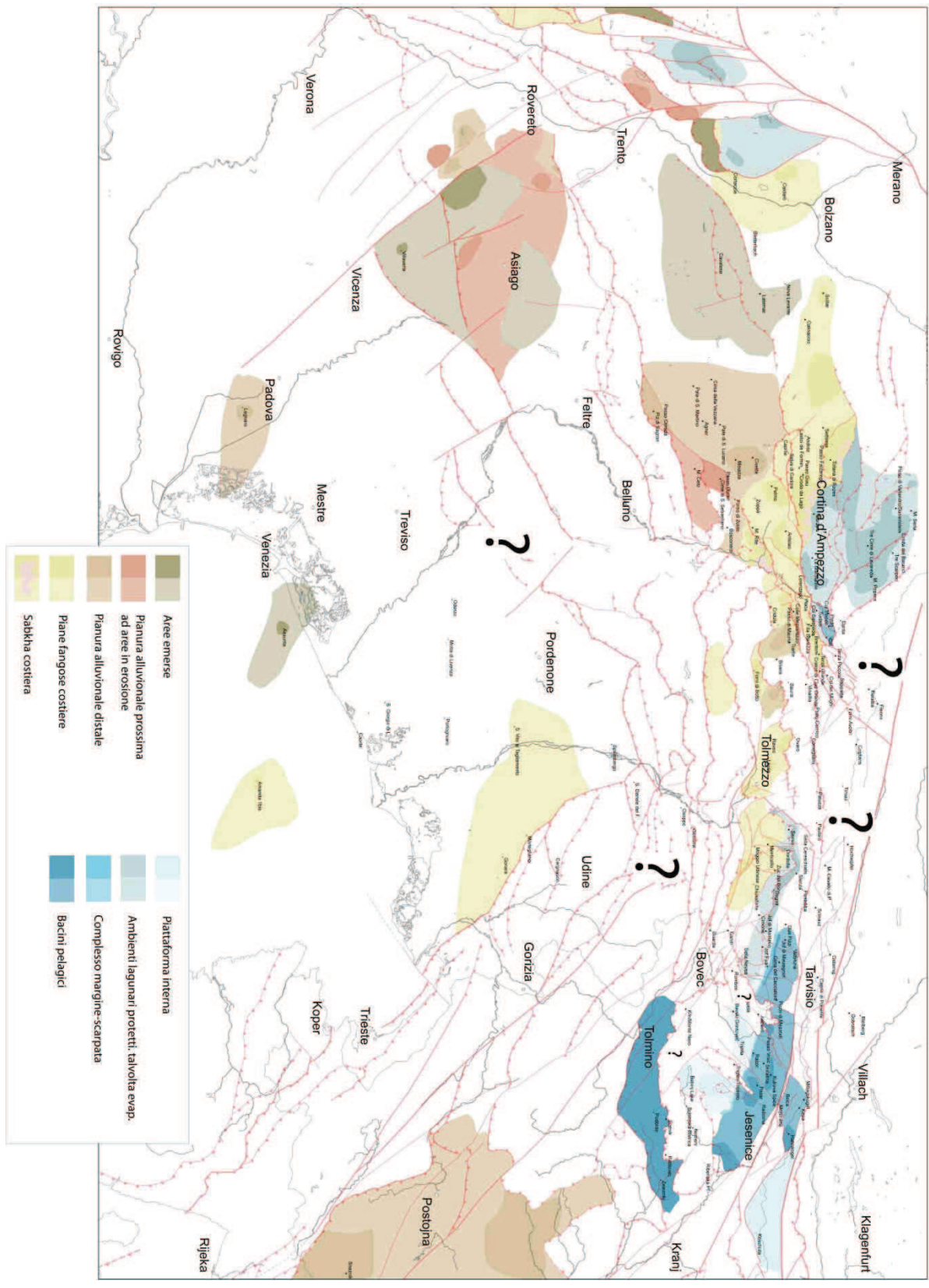
Figura 75 (pagina precedente) - Modello deposizionale schematizzato per la piattaforma nel suo stadio evolutivo prevalentemente aggradante databile alla zona a Subbullatus. Sono evidenziate le principali associazioni di facies e biocostruttori si tenga però conto che il modello è idealizzato, e possono essere in realtà presenti associazioni con caratteri intermedi. Alle estremità laterali è mostrata la variazione delle *carbonate factory* in relazione con la luminosità e la profondità. M= *c.f.* dominata da microbialiti, B= *Benthic c.f.*, (*sensu* Schlager, 2003) E= *c.f.* dominata da organismi incrostanti.

contesti anaerobici in ambiente di scarpata, ulteriormente vantaggiosi per lo sviluppo di facies a *clotted peloids* e croste microbiali (cf. Tosti et al., 2014).

Lo stesso sviluppo di tappeti microbiali nei settori lagunari sudoccidentali può essere imputato ad una maggiore torbidità dell'acqua, legato all'apporto di materiale terrigeno fine dalle aree fangose costiere; ciò avrebbe contribuito a sviluppare condizioni oligofotiche anche a ridotte profondità, riducendo il numero degli organismi competitori e permettendo la putrefazione di fanghi organici sui fondali, capace di consumare l'ossigeno disponibile (cf. Ziegler et al., 2003) e creare condizioni disossiche.

La configurazione del sistema interno costiero richiama fortemente quello descritto per il Tuvalico superiore delle Dolomiti nord-orientali da (Breda & Preto, 2011). In generale, l'intero sistema deposizionale rientra in un più ampio panorama regionale, caratterizzato da fasce paleoambientali allungate in senso WNW-ESE. Le condizioni prettamente pelagiche che contraddistinguono l'area a nord di Sompdogna fino alla valle di Tamar (Fm. di Carnitza), si ritrovano nell'unità di Hahnkogel in Karawanken Meridionali (Krystyn et al., 1994; Schlaf, 1996); considerando un dislocamento destro di circa 20 km (Jamšek Rupnik et al., 2012), esse rappresentano una continuazione settentrionale dell'area bacinale. A sudovest invece, gli ambienti di laguna superficiale a sedimentazione mista costituiscono una fascia che si estende anche a tetto del piano di scollamento del Sernio (cf. Carulli et al., 1987), e passa a meridione a lagune evaporitiche connesse irregolarmente a piane fangose costiere (Oseacco e Val Resia; cf. Fm. di Travenanzes in Zanferrari et al., 2013). Tale quadro paleoambientale si ripete in Carnia centro- occidentale, dove facies di *coastal mudflat* (Passo Mauria, Ampezzo) sfrangiano lateralmente a contesti di pianura alluvionale distale arida (Forni di Sopra, Colle Mezzarazzo; cf. Carloni & Ghiretti, 1965; Braga et al., 1971a), attraversata irregolarmente da torrenti effimeri che si chiudono spesso in *terminal fan* senza raggiungere le aree lagunari (cf. Braga et al., 1971a; Venturini et al., 2006). Ancora più ad ovest, nel complicato quadro strutturale della Giunzione Cadorina, compaiono ambienti di *sabkha* costiera (Perarolo, versante settentrionale della Cridola; cf. Semenza, 1965) che interrompono senza ordine un più ampio contesto di piana fangosa. Tale situazione è ravvisabile anche tra Lorenzago ed il M. Terza Grande (cf. Geyer, 1902; Carloni & Ghiretti, 1965; Largaiolli & Semenza, 1966), ed in Dolomiti va a costituire una fascia continua disposta circa WNE-ESE (Sella, Passo di Valparola, Rif. Dibona, Cortina, Rif. S. Marco; cf. Brandner et al., 2006; Breda & Preto, 2011), che collega una

Figura 76 - Ricostruzione della distribuzione dei paleoambienti (non palinspastica) per il Sudalpino centro- orientale nel Tuvalico superiore (zona a Subbullatus), ottenuta elaborando i dati (di campagna e da letteratura precedente) tramite *software* GIS. I colori marcati rappresentano aree con supporto di dati di campagna, i colori più tenui indicano paleoambienti ipotizzati. La larghezza della fascia di margine e scarpata è stata esagerata per poter essere cartografata.



pianura alluvionale meridionale ad un'area lagunare a bassa profondità, nel settore dolomitico nordorientale (Altipiani Ampezzani, Tre Cime di Lavaredo, M. Popera, Braies; cf. Pia, 1936; Casati et al., 1982; Breda & Preto, 2011), con caratteristiche simili a quelle descritte per il Tarvisiano. In Dolomiti centrali, si assiste invece alla graduale transizione da pianure a bassa inclinazione, occasionalmente attraversate da canali meandriformi, ad ambienti di pianura alluvionale prossima ad aree in erosione, spesso con sequenze di *red beds* a riempimento di valli incise (Gianolla et al., 1988; Breda & Preto, 2011). Tuttavia, non è più presente una fascia continua in erosione come nel Tuvalico inferiore (Brusca et al., 1981), ma le aree in esposizione subaerea sono distribuite irregolarmente, presenti tanto a sud (Recoaro), quanto ad ovest (Val d'Adige). Talvolta i paleoambienti risultano differenziati in breve spazio, e sussistono variazioni laterali verso ristrette piane alluvionali (cf.; De Zanche & Mietto, 1975, 1985; Gennaro, 2007; Avanzini et al., 2013b) a loro volta eteropiche a zone lagunari a sedimentazione terrigeno- carbonatica (cf. De Zanche & Mietto, 1975; Avanzini et al., 2013a; Battocletti, 2013). La stessa configurazione emerge dall'analisi dei dati di pozzo dell'Avampaese Adriatico, con aree in erosione (pozzi Villaverla e Assunta I), piane alluvionali od ambienti fangosi costieri (pozzi Legnaro I, Amanda I bis e Cargnacco). Il quadro paleogeografico raffigura nell'insieme un sistema di piattaforma "*attached*", con i settori centro- meridionali che richiamano parzialmente il contesto attuale di alcune aree del Golfo Persico (cf. Evans et al., 1969; Schreiber & El Tabakh, 2000; Alsharhan & Kendall, 2003), ed una transizione a nordest verso contesti marini marginali, fino ad arrivare ad ambienti francamenti pelagici. Valutando l'orientazione delle suddette fasce paleoambientali, sembra infatti plausibile la presenza di un margine di piattaforma anche in Alpi Carniche occidentali, dove mancano però successioni carnico- noriche. Tuttavia, le facies francamente pelagiche rilevate nella scaglia a nord della Linea del M. Col (cf. Par. 4.10) testimoniano l'occorrenza di un bacino settentrionale, traslato a meridione dalla tettonica polifasica alpina. Si andrebbe così a delineare un braccio di mare che connetterebbe le successioni bacinali del Tarvisiano ad aree poste a nord (od in corrispondenza) dell'attuale Linea Insubrica. Il maggior apporto terrigeno rispetto all'area friulana, può essere interpretato come frutto del *bypass* dell'area di margine meridionale da parte di bocche tidali che collegavano direttamente le aree interne, piuttosto che espressione di un *input* terrigeno proveniente da regioni settentrionali.

Le Alpi Giulie orientali continuano a rappresentare un contesto parzialmente isolato, seppure non siano desumibili sostanziali differenze con le serie del Tarvisiano: la porzione inferiore dei Calcari del Martuljek costituisce infatti una successione moderatamente condensata, che evidenzia condizioni di sottoalimentazione del bacino simili a quelle riscontrate per la Fm. di Carnitza. La mancanza di intercalazioni di materiale silicoclastico può essere interpretata come il risultato di una localizzazione originaria della regione più esterna, aperta e relativamente vicina ai domini oceanici, contraddistinta da correnti di fondo in grado di spazzare saltuariamente i fondali. Una conformazione peninsulare sembra essere anche suggerita dalla distribuzione degli ambienti carbonatici pelagici, bordanti la piattaforma sia a nord (valli della Vrata e Radovna; Ramovš, 1987; Sattler, 1999; Schlaf, 1999) che ad est (bacino di Bled, Pokljuka Fm.; cf. Buser, 1986).

5.3 La piattaforma epicontinentale

Il *trend* fortemente progradante evidenziato sulla parete occidentale del M. Guarda (Cave del Predil; Par. 4.7) dal netto spostamento del *platform break* verso nord, segna la transizione ad una nuova fase evolutiva della piattaforma, riferibile al Tuvalico sommitale (zona a *Spinosus*). Sebbene l'estensione laterale dell'area massiccia marginale rimanga ristretta a poche decine di metri, le clinoforni mostrano un'inclinazione originale minore (circa 30°) ed una maggiore prevalenza di livelli a brecce e megabrecce, che vanno spesso ad erodere gli stessi livelli lenticolari intercalati nella Fm. di Carnitza. Anche se dall'analisi delle facies di piede scarpata è deducibile una *carbonate factory* sostanzialmente simile a quella descritta per la fase precedente, i livelli ruditici indicano una maggior instabilità delle aree di margine e scarpata (blocchi e *slump scars*), nonché una maggiore esportazione di carbonato in bacino. Ciò può essere in parte spiegato con una diminuzione delle microbialiti nella composizione percentuale dei biocostruttori, tale da conferire una minore capacità legante all'intera *carbonate factory*. Ad esso potrebbe essersi accompagnato un relativo aumento dei *bafflestone* (spugne calcaree e coralli?) che, soggetti a maggior erosione da parte del moto ondoso, avrebbero potuto costituire un ulteriore sorgente di detrito bioclastico.

Le cause della diminuzione nella precipitazione di CaCO₃ indotta da organismi microbici possono essere ricercate nella variazione di una serie di parametri, tra cui la drastica diminuzione dell'*input* terrigeno e la conseguente variazione nella torbidità delle acque. Contemporaneamente, la mancanza di indicatori di circolazione euxinica nelle facies bacinali suggerisce un abbassamento della zona di minimo d'ossigeno, ed una conseguente maggiore differenziazione dei biocostruttori in ambiente di scarpata. Altrettanto, può avere giocato un ruolo importante anche la graduale desaturazione in CaCO₃ degli oceani, correlata al continuo incremento di plancton e nannoplancton calcareo (cf. Gardin et al., 2012; Preto et al., 2012; Preto et al., 2013).

In Alpi Giulie orientali, la mancanza di dolomitizzazione ha permesso di identificare per le facies di scarpata e margine una *carbonate factory* contraddistinta da *boundstone* a coralli, poriferi, incrostanti (*Tubiphytes*, solenoporacee) e microbialiti (Par. 4.9; Celarc & Kolar-Jurkovšek, 2008). Analogamente al contesto del Tarvisiano, le clinoforni evidenziano un *trend* fortemente progradante, seppur l'angolo d'inclinazione sia leggermente inferiore (circa 25°). Ciò è prevalentemente ascrivibile al ruolo preponderante dei coralli ed alla minore capacità legante delle associazioni di margine e scarpata, legato probabilmente al posizionamento dell'area nel contesto paleogeografico generale, con ambienti più aperti e correnti capaci di fornire una maggior ossigenazione delle acque, nonché di abbassare il termoclino a maggiori profondità e sfavorire l'attività microbica (cf. Kenter et al., 2005).

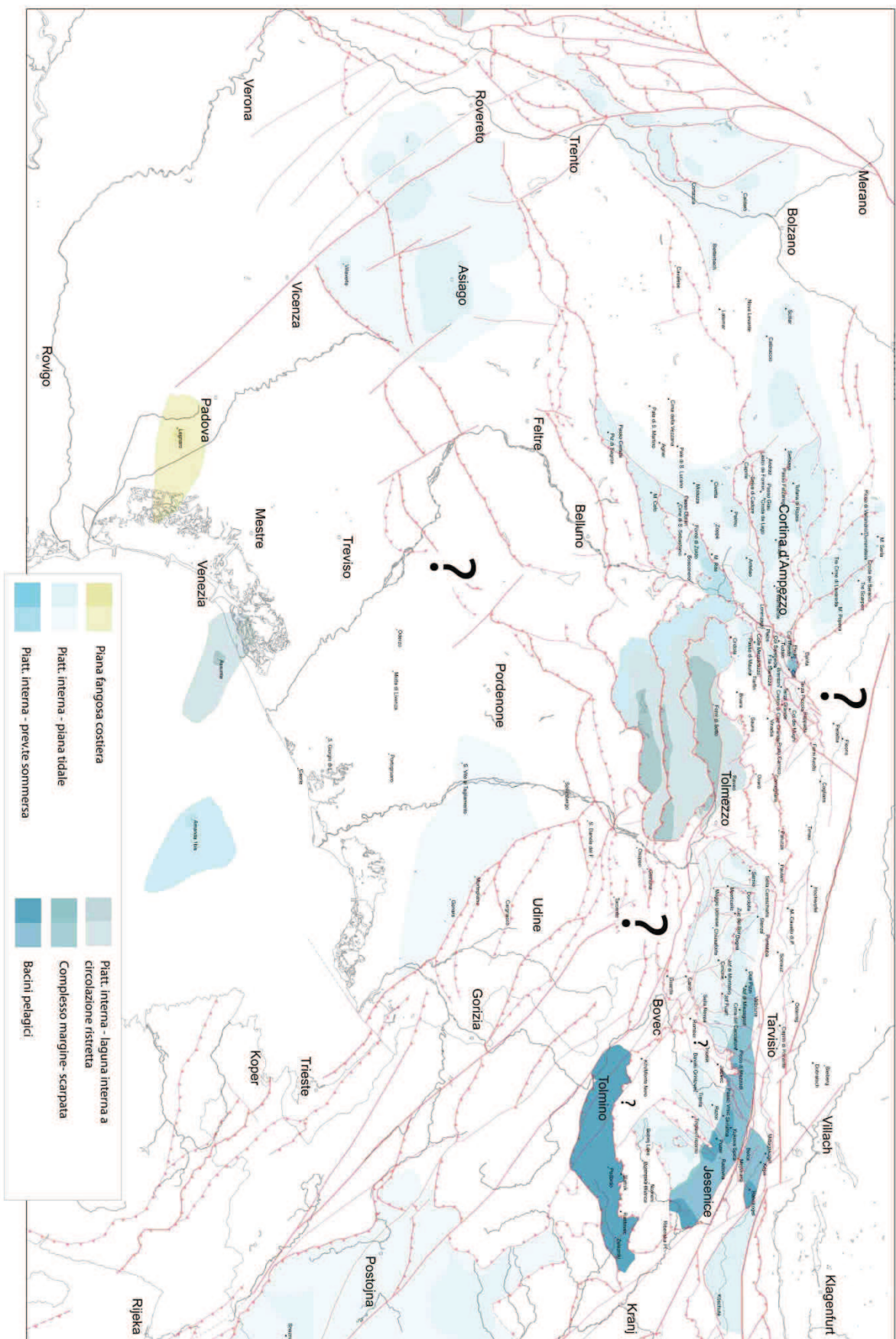
Al cambiamento nello *stacking pattern* delle facies marginali corrisponde una variazione nello stile deposizionale delle aree di piattaforma interna. L'arrangiamento ciclico mostra infatti un'inversione di tendenza verso un'organizzazione *shallowing upward* delle facies peritidali, caratterizzata dalla comparsa a tetto di orizzonti sopratidali, con frequenti livelli a *birds eyes* e *tee-pee* (Jof di Sompdogna, Lago del Predil), ed un contenuto terrigeno fine

ridotto a sottili intercalazioni fino alla definitiva scomparsa. Le stesse aree lagunari meridionali (Rio Pontuz), passano gradualmente ad ambienti di piana tidale prevalentemente carbonatici, mentre solo nei settori più subsidenti della Carnia occidentale rimane nel Tuvalico sommitale un'eteropia con le facies prevalentemente subtidali del Mb. di Monticello (Carulli et al., 1998), contraddistinte comunque da una marcata riduzione della componente terrigena fine.

Più in generale, a scala dell'intero Sudalpino orientale (Fig. 77), la parte finale del Carnico è caratterizzata da una progressiva retrogradazione delle fasce paleoambientali continentali, e dal successivo affermarsi di ambienti di piana tidale su gran parte della regione (cf. Breda & Preto, 2011), con una prevalente produzione carbonatica favorita da condizioni meno stressanti dovute alla scomparsa dell'inquinamento terrigeno. Anche nelle aree precedentemente emerse del Recoarese e dell'Avampaese Adriatico, sorgenti di *input* silicoclastico, va infatti a delinearsi uno scenario caratterizzato da piane tidali (pozzi Villaverla, Assunta I, Cargnacco) spazianti lateralmente a zone prevalentemente sommerse a bassa profondità e sedimentazione carbonatica (Amanda I bis), mentre i contesti lagunari rimangono limitati ai settori più subsidenti, come nel caso delle Prealpi Carniche (parte alta del Mb. del Monticello; cf. Carulli et al., 1997; Carulli et al., 1998) e del Trentino sudoccidentale (Mb. di Valvestino; cf. Castellarin et al., 2005b; Berra et al., 2007).

Nell'unità strutturale del M. Col ed agli estremi nordorientali della regione (Valle di Tamar, Karawanken) continuano invece a persistere condizioni pelagiche; in particolare, le aree orientali mancano completamente di intercalazioni terrigene e sono caratterizzate da un relativo approfondimento dei fondali (batimetrie superiori ai 400 m), espresso dalle facies selcifere della Fm. di Carnitza e della Bača (cf. Par. 4.8). Lo stesso settore delle Alpi Giulie orientali mantiene una condizione peninsulare, tale da giustificare nelle aree interne la mancanza di ambienti iperalini e di intercalazioni terrigene fini (Jurkovsek, 1987; Celarc & Kolar-Jurkovšek, 2008), così come una maggiore circolazione delle acque. In questo modo può essere infatti spiegata sia la maggiore biodiversità che la mancata dolomitizzazione precoce del sedimento (per concentrazione capillare e pompaggio evaporitico; cf. Swart and Melim, 2000; Machel, 2004; Frisia, 2009), che diventa invece sempre più marcata spostandosi verso ovest. Considerazioni analoghe possono essere fatte anche per l'unità di Košuta nelle Karawanken Meridionali (cf. Buser, 1980), anche se la mancanza di geometrie preservate ed il complesso quadro strutturale rendono estremamente difficile stabilire la provenienza dell'unità ed i rapporti originali con le aree meridionali.

Figura 77 (pagina seguente) - Ricostruzione della distribuzione dei paleoambienti (non palinospastica) per il Sudalpino centro- orientale nel Tuvalico sommitale (zona a Spinosus), ottenuta elaborando i dati (di campagna e da letteratura precedente) tramite *software* GIS. I colori marcati rappresentano aree con supporto di dati di campagna, i colori più tenui indicano paleoambienti ipotizzati.



Lo studio effettuato non ha invece permesso di ricavare sufficienti informazioni per delineare le fasi evolutive successive della piattaforma, sia per mancanza di affioramenti relativi a facies di margine e scarpata, sia per la paucità di dati significativi ottenibili dall'analisi della monotona successione peritidale della Dolomia Principale, comunque a luoghi inaccessibile. Tuttavia va notato come nella valle di Tamar ed in Karawanken Meridionali persistano per tutto il Norico caratteri bacinali, per cui è plausibile che la progradazione della piattaforma abbia subito un arresto già nel Lacio. Non è però possibile stabilire se ciò sia imputabile ad un cambiamento sostanziale nelle *carbonate factory* di margine, ad uno stile prevalentemente aggradazionale legato ad un costante innalzamento del livello relativo del mare, od all'interazione complementare di altri fattori (es. tettonica sindeposizionale, chimismo delle acque oceaniche).

5.4 Considerazioni stratigrafico- sequenziali

I dati biostratigrafici ad alta risoluzione (ammoniti e conodonti) sono prevalentemente confinati alle zone a sedimentazione pelagica o di mare aperto, ed in particolare per il Tuvalico superiore, l'individuazione dei *trend* stratigrafico- sequenziali diventa uno strumento di correlazione importante per le aree più interne, dove il dato biostratigrafico risulta meno significativo.

La successione carnico- norica analizzata in Alpi Giulie e della Carnia orientale riflette un'organizzazione sequenziale gerarchizzabile in diversi ordini. In particolare, lo *stacking pattern* sembra evidenziare sequenze di III ordine (0,5-3 Ma; Vail et al., 1991) correlabili ad oscillazioni del livello relativo del mare (*base level*; cf. Catuneanu, 2006), che si sovrappongono ad altre di rango inferiore, legate in parte a fattori locali. Il tutto va poi ad inserirsi nel più ampio quadro stratigrafico sequenziale di II ordine (3-50 Ma; Vail et al., 1991). Tuttavia, l'ampia differenziazione laterale, con variazione da sistemi misti a sistemi prevalentemente carbonatici, rende talvolta complessa la gerarchizzazione, la distinzione dei *trend* e dei singoli *system tract*. In particolare, la costante presenza a meridione di apparati deltizi prima (Julico superiore- Tuvalico inferiore) e di sistemi connessi ad una pianura alluvionale arida poi (Tuvalico superiore), può sovrapporre un'impronta dell'*input* terrigeno non strettamente connessa ad una curva di riferimento del *base level*, ma dipendente da un *forcing* esterno.

Nelle Alpi Giulie e nella Carnia orientale, la superficie stratigrafica più rilevante in questo intervallo temporale è sicuramente la *drowning unconformity* ben evidente in tutti i settori nordorientali a tetto della Dolomia della Portella (base Fm. di Carnitza). Essa costituisce la *sequence boundary* (SB) che separa le due sequenze deposizionali di III ordine (Car 2 e Car 3 in Stefani et al., 2010).

- Il SB alla base della sequenza Car 2 (Car 3 in Gianolla et al., 2003; Preto et al., 2005) è determinato in bacino dalla *correlative conformity* (*sensu* Posamentier et al., 1988) al limite tra il Calcare del Predil e la Fm. di Rio del Lago, nella parte basale della zona ad Austriacum. Il passaggio dall'unità inferiore, caratterizzata da fanghi carbonatici ed *input* grossolani provenienti da una o più adiacenti piattaforme attive (banco a coralli; cf. Par. 4.6, 4.7, Assereto et al., 1968), ad un intervallo marnoso essenzialmente sterile (*tauber Schiefer auct.*; cf. Assereto et al., 1968) e dominato dalla componente terrigena fine, è associabile alla dismissione dei sistemi di piattaforma. Sebbene risulti difficile discernere se questa sia imputabile preferenzialmente alla caduta del livello relativo del mare e predati la concomitante crisi climatica del CPE (cf. Par. 5.1), mancano le evidenze di superfici paleocarsiche a tetto della Dolomia ladinico- carnica che ci si aspetterebbe per *subaerial unconformity* in condizioni climatiche umide.
- FSST (*falling stage s.t.*); la caduta del livello relativo del mare provoca nei bacini julici in via di colmamento il brusco aumento della componente terrigena che caratterizza la base della Fm. di Rio del Lago nei settori orientali, e che costituisce dunque una *correlative conformity* (*sensu* Posamentier et al., 1988). Il FSST è

confinato in bacino e non sono state riconosciute evidenze di corpi in regressione forzata dalle scarpate delle piattaforme ad alto rilievo.

- LST (*lowstand s.t.*); lo stazionamento basso è caratterizzato dalla progradazione dei sistemi deposizionali clastici, che insieme all'aumento dell'apporto sedimentario legato alla variazione climatica del CPE, porta in quest'area, al riempimento degli spazi d'accomodamento ed al passaggio definitivo a geometrie di rampa terrigeno-carbonatica. L'organizzazione interna della successione mostra rapporti eteropici tra la Fm. di Rio del Lago (parte alta) e la Fm. di Conzen; la presenza di una o dell'altra unità dipende prevalentemente dall'assetto paleogeografico, e dalla posizione relativa rispetto all'*input* terrigeno; nelle aree meridionali prevalgono condizioni di sedimentazione mista, e solo nei settori distali nordorientali, questa evolve a condizioni peritidali carbonatiche.
- TST (*transgressive s.t.*); l'innalzamento del *base level* garantisce nuovo spazio d'accomodamento, e la contemporaneità dell'elevato *runoff* conseguente al CPE (Par. 5.1) comporta nella fase iniziale un sostanziale apporto terrigeno, rappresentato nei settori sudoccidentali dai corpi arenacei della Fm. di Dogna, mentre nelle aree nordorientali, esso risulta nelle intercalazioni terrigene nella porzione medio- superiore della Fm. di Conzen. Il *trend* trasgressivo è poi chiaramente espresso dalle sequenze ThU/FU della parte medio-inferiore della Fm. di Tor; le geometrie a basso angolo vengono in genere mantenute, e solo agli estremi sudoccidentali persiste una componente terrigena grossolana (arenarie ed areniti ibride);
- HST (*highstand s.t.*); la fase di stazionamento alto è caratterizzata dalla progressiva diminuzione delle paleoprofondità e dall'aumento delle granulometrie nella parte alta della Fm. di Tor (zona a Dilleri), a testimonianza della *normal regression* in un sistema generalizzato di rampa a sedimentazione mista. La transizione alla Dolomia della Portella, correlabile sempre ad ambienti di rampa interna, può essere interpretata come un'interruzione nell'apporto di materiale silicoclastico (Fig. 78), probabilmente legata a condizioni paleoclimatiche più aride. Infatti, anche nelle zone sudoccidentali prossime alla presunta linea di costa, l'unità carbonatica non presenta alcuna intercalazione terrigena.
- La sequenza superiore Car 3 (No 1, Car 3 in Gianolla et al., 2003; Preto et al., 2005) è marcata alla base dal SB posto in corrispondenza del tetto della Dolomia della Portella.
- FSST; la caduta del livello del mare in un paesaggio dominato da una paleotopografia ormai appiattita e con ambienti a bassa profondità, comporta lo spostamento della linea di costa per decine e decine di km. Sebbene non si trovino nell'area testimonianze di superfici incarsite o paleosuoli che confermino una prolungata emersione dei fondali, la forte dolomitizzazione che caratterizza il litosoma della Portella e ne oblitera le strutture sedimentarie, potrebbe essere in parte connessa a flussi diagenetici in ambiente costiero. È da notare che nell'unità di Hahnkogel, nelle Karawanken meridionali, sono riportati nella parte alta dell'unità delle strutture da sostituzione diagenetica associabili proprio ad ambienti

costieri evaporitici (Krystyn et al., 1994). Le stesse condizioni climatiche aride potrebbero in parte giustificare la mancanza di adeguati apporti fluviali in grado di garantire il continuo afflusso di materiale terrigeno;

- LST; lo spostamento della linea di costa per diverse decine di km verso aree nordorientali, quindi la mancanza di sezioni ove osservare lo *shelf-margin* e le traiettorie della linea di costa, rende difficile analizzare i corpi sedimentari associabili a questa fase. Tuttavia è possibile che parte dei livelli nodulari dolomitizzati, riscontrati in alcune sezioni sopra la Dolomia della Portella, alla base della Fm. di Carnitza, siano associabili ad ambienti di rampa carbonatica interna sviluppatasi durante lo stazionamento basso del livello del mare;

TST; il *system tract* è evidenziato alla base dalla superficie di annegamento che sovrimpone alla Dolomia della Portella i sedimenti bacinali della Fm. di Carnitza. Dove questa non è presente risulta invece più difficile distinguere un chiaro evento trasgressivo. Tuttavia va considerata l'impostazione del sistema di piattaforma che protegge le aree sud-occidentali dagli eventi ad alta energia, per cui la transizione ad ambienti a media- bassa energia a tetto del litosoma dolomitizzato nei settori sudoccidentali può essere letta ugualmente in chiave trasgressiva. Al contrario del *sequence boundary* basale, la superficie di massima trasgressione (*maximum flooding surface, mfs*) risulta di difficile individuazione e può essere definito solo un intervallo, nella Fm. di Carnitza (zona a *Subbullatus*), in cui prevalgono i litotipi fini, le condizioni disossiche sul fondale e livelli condensati (cf. Par 4.7). All'interno dello stesso *system tract*, è possibile riconoscere l'interferenza di un segnale distinto da quello delle sequenze di III ordine (IV ordine?; 0.1-0.5 Ma): il passaggio dal *trend* aggradante ad una netta progradazione evidenziato dallo spostamento del *platform break* nella fase iniziale di *start-up* (Par. 5.2), è correlabile nelle aree interne alla comparsa di facies evaporitiche e ad un relativo spostamento delle piane fangose costiere verso mare. Superiormente, è invece chiaro il *backstepping* ed il ritorno ad ambienti lagunari a bassa profondità e circolazione ristretta, le cui relative litofacies terrigeno- carbonatiche evidenziano un tasso di subsidenza che va aumentando verso i settori meridionali (Fig. 79);

- HST; la fase di stazionamento alto (zona a *Spinusus*- ?) è caratterizzata, nelle aree di margine, dal passaggio ad un netto stile progradante, cui sono correlabili nelle zone interne le facies peritidali della Dolomia Principale ed i cicli SU della parte medio- alta del Mb. di Monticello, caratterizzati dalla graduale diminuzione delle intercalazioni silicoclastiche fini (Fig. 79). Nelle aree di mare aperto, il tetto della sequenza (non analizzato in piattaforma), corrisponde probabilmente al passaggio dalla Fm. di Carnitza alla Fm. della Bača, datato ancora al Tuvalico (Par. 4.8).

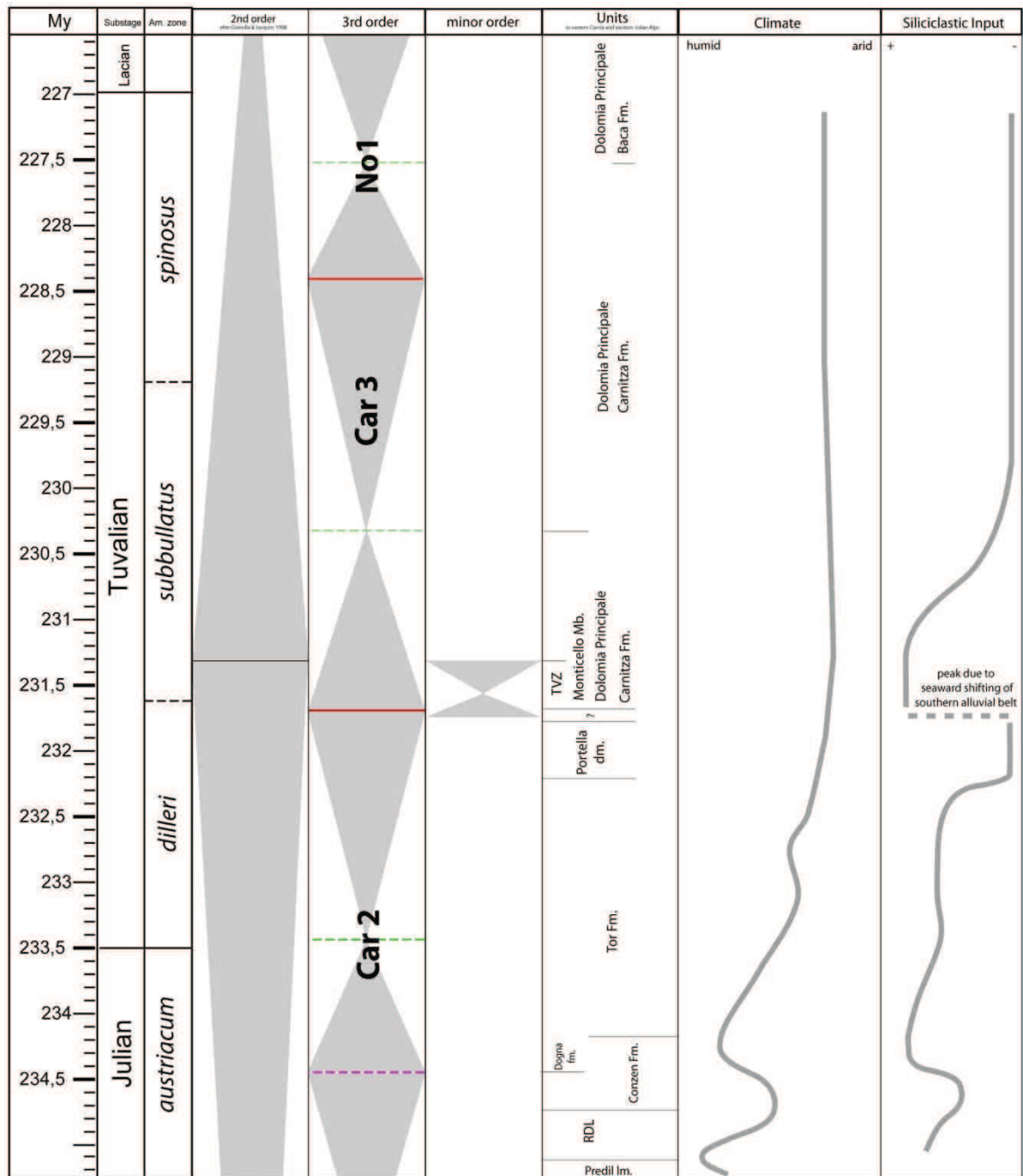
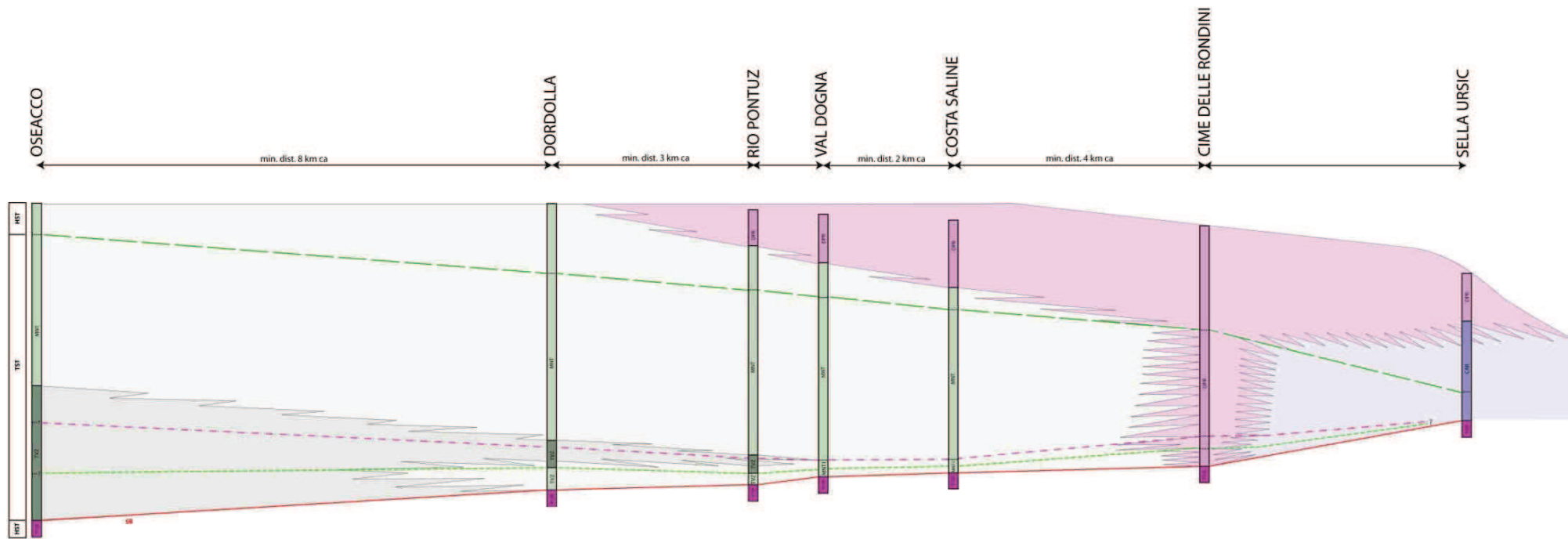


Figura 78 - Stili stratigrafico- sequenziali individuati per la Carnia orientale e le Alpi Giulie occidentali. Le linee continue rosse indicano i limiti di sequenza, le linee tratteggiate viola indicano le superfici di massima regressione, quelle tratteggiate verdi indicano le superfici di massima trasgressione. Le sequenze sono state tarate in base alle datazioni relative ad ammonoidi. Le età assolute a sinistra sono tratti da Cohen et al. (2013). Sulla destra sono illustrate, oltre alla distribuzione delle varie unità litostrofigrafiche, anche le fluttuazioni climatiche desunte dagli indicatori paleoambientali e la variazione nell'apporto silicoclastico.

Figura 79 - (pagina seguente) - correlazione stratigrafico- sequenziale per l'area della Carnia orientale e delle Alpi Giulie occidentali; alle sezioni analizzate è stata aggiunta anche la successione di Oseacco (Zanferrari et al., 2013). POR= Dolomia della Portella; CAR= Fm. di Carnitza; TVZ= Fm. di Travenanzes; MNT1= Mb. del Monticello, parte basale; MNT= Mb. del Monticello; DPR= Dolomia Principale. Le sezioni sono intervallate secondo le distanze originali minime stimate, secondo il profilo longitudinale piattaforma- bacino. Le linee verdi tratteggiate indicano le superfici di massima trasgressione, i tratteggi line-punto –linea viola indicano le superfici di massima regressione e le linee continue rosse i limiti di sequenza.



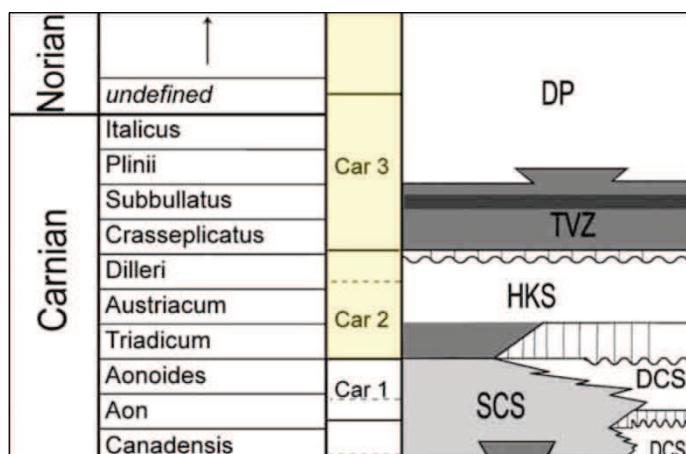


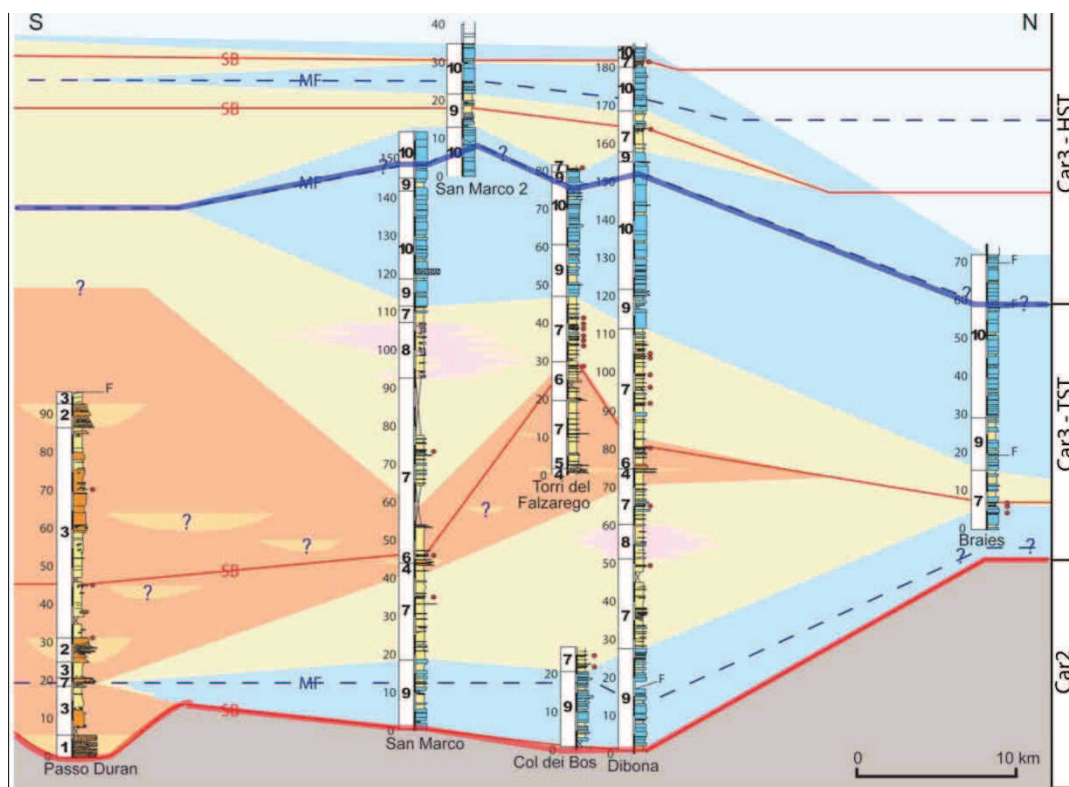
Figura 80 - Sequenze deposizionali di III ordine individuate per l'area delle Dolomiti. Da Stefani et al. (2010), modificato.

Le sequenze di III ordine individuate corrispondono in buona parte a quelle delineate per l'area delle Dolomiti (cf. Preto et al., 2005; Breda et al., 2009; Stefani et al., 2010; Fig. 78, 80) e differiscono prevalentemente nelle potenze delle successioni che individuano i diversi *system tract*. Una considerazione a parte va fatta per l'intervallo basale della sequenza Car 2, in cui è stata registrata l'escursione isotopica del carbonio connessa con il CPE (cf. Par. 5.1; Dal Corso et al., 2013). Essa infatti discosta da quanto riportato per le Dolomiti, dove il picco negativo nel $\delta^{13}\text{C}$ è segnalato nella Fm. di S. Cassiano, a tetto della sequenza precedente (Dal Corso et al., 2012). La discrepanza può essere interpretata come la registrazione di due escursioni temporalmente distinte (cf. Par. 5.1): verosimilmente, lo *shift* negativo corrispondente a quello registrato in Dolomiti sarebbe da ricercare nei livelli sommitali del Calcare del Predil. Alternativamente, se l'escursione isotopica rappresentasse un unico evento isocrono, sussisterebbe una divergenza nei caratteri sequenziali che potrebbe essere attribuita a dinamiche strutturali che interessano nello Julico medio- inferiore l'area del Friuli orientale, rendendo la regione un caso peculiare da un punto di vista stratigrafico sequenziale. A partire dal TST della sequenza Car 2, si nota comunque un manifesto parallelismo nei *system tracts* e nelle sequenze di III ordine. In particolare, viene riscontrata anche una forte similitudine negli episodi regressivi di rango inferiore che si sovrappongono al TST della sequenza Car 3 (Fig. 81; Breda & Preto, 2011).

Gli alti tassi di subsidenza che si registrano sostanzialmente su tutta l'area analizzata in corrispondenza della sequenza Car 3, possono essere associati alla sovrapposizione della parte trasgressiva di una sequenza T-R di II ordine (Fig. 78; cf. Gianolla and Jacquin, 1998). Sebbene una valutazione precisa dei tassi per ogni sezione analizzata non sia stimabile, vuoi per la difficile determinazione delle superfici stratigrafico sequenziali in alcune zone (sono individuabili solo degli intervalli-limite), vuoi per la mancanza di strumenti biostratigrafici ad alta risoluzione che permettano di assegnare un intervallo temporale ben definito ai *system tracts*, si osserva un aumento della potenza della successione tuvalica spostandosi verso sudovest (Fig. 79); considerando anche la maggior presenza di litologie terrigene fini, soggette a maggior compattazione, è evidente un incremento dei tassi di subsidenza in direzione sudoccidentale. Questo sembra protrarsi anche nella parte alta del Tuvalico, ed in particolare spiegherebbe l'eteropia degli ambienti lagunari a media-bassa profondità delle Prealpi Carniche (cf. Fm. di Monticello in Carulli

et al., 1998) con le piane tidali (Dolomia Principale) che caratterizzano invece l'intervallo temporale nelle sezioni studiate.

Figura 81 – *Trend* stratigrafico sequenziali individuati per le Dolomiti centro- orientali. Ambienti: azzurro chiaro= piana tidale; azzurro= laguna interna a bassa profondità, giallo= *mudflat* costiera, viola= *sabkha* costiera, rosso= pianura alluvionale. Si noti la presenza di un picco regressivo legato di gerarchia minore all'interno del sistema trasgressivo della sequenza di III ordine. Da Breda & Preto (2011), modificato.



5.5 Considerazioni paleogeografiche extra- regionali

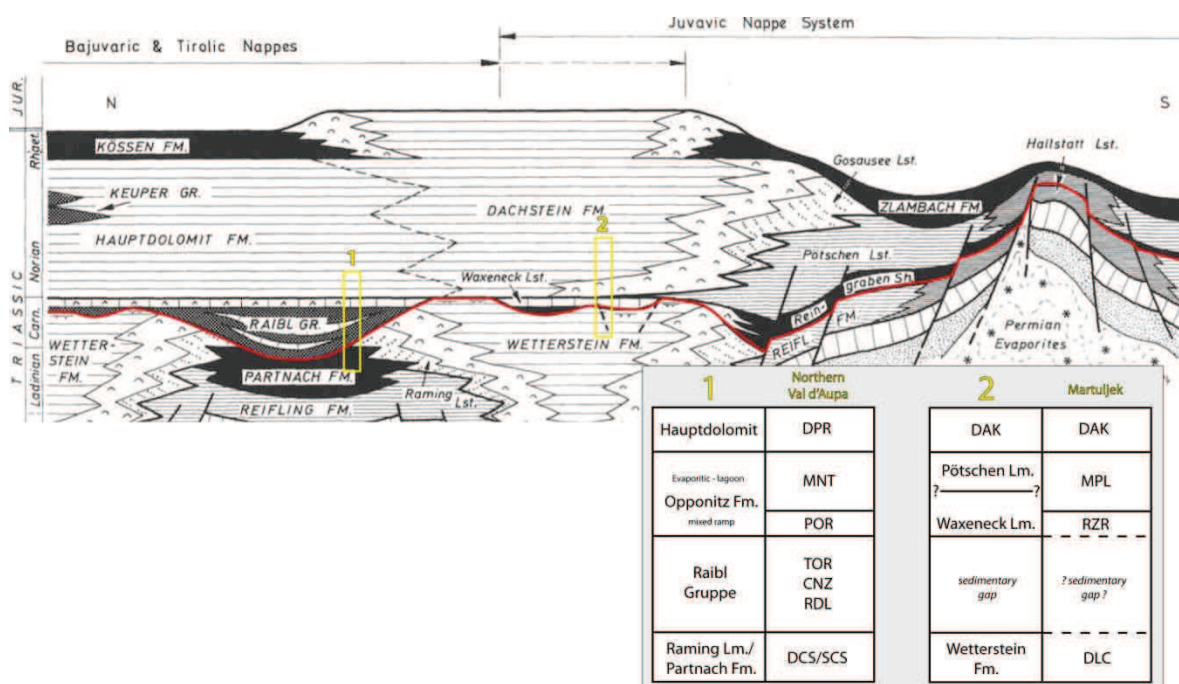
La configurazione dei sistemi deposizionali, il panorama paleogeografico e l'assetto stratigrafico- sequenziale delineati per il Sudalpino orientale nei paragrafi precedenti, portano ad una serie di considerazioni riguardo il significato e la posizione di certi elementi nel più ampio scenario carnico- norico della Tetide occidentale.

L'evento trasgressivo tuvalico è riconoscibile a scala extra-regionale (Gianolla & Jacquin, 1998), e mentre nelle aree continentali (facies/bacino Germanico *auct.*) porta alla momentanea transizione da sistemi silicoclastici fluviali e pianure alluvionali (Schilfsandstein; cf. Feist-Burkhardt et al., 2008), sviluppatasi in seguito alla fase regressiva medio- carnica ed al CPE, a contesti costieri o marini marginali (Upper Keuper; Beutler, 1998; Sues & Fraser, 2010), nelle aree di alto dei domini oceanici (facies/bacino Alpino *auct.*) si va ad impostare un'estesa piattaforma carbonatica epicontinentale, di cui lo stesso sistema della Dolomia Principale costituisce un tassello (Bosellini, 2004). Tuttavia, a causa dell'ampia complessità strutturale che caratterizza le regioni circum-tetidee, i rapporti originari tra le varie unità e micro-placche non sono del tutto chiari, tant'è che in letteratura sono presenti differenti ricostruzioni paleogeografiche a scala extra-regionale (cf. Dercourt et al., 1993; Haas, 2002; Stampfli and Borel, 2002; Barrier & Vrielynck, 2008; Schmid et al., 2008; Haas et al., 2009). Nel Carnico sommitale, gli ambienti di piattaforma interna sono diffusi nel Sudalpino centro- orientale, in buona parte del Sudalpino occidentale, in Appennino Settentrionale e nell'Avampaese Adriatico. Le estese aree di piana tidale sono intervallate talvolta da contesti di laguna superficiale a circolazione ristretta, spesso precursori di futuri intra- bacini norici (es. La Spezia, Valvestino; Gaetani et al., 1998; Ciarapica et al., 2005), e passano verso ovest ad aree emerse (cf. Berra et al., 2009) prossime a domini continentali. Ambienti tidali sono riconoscibili anche in gran parte delle Dinaridi Esterne (Adriatic Carbonate Platform; Vlahović et al., 2005) ed in Appennino Centrale (Bigozzi, 1990), dove i depositi carbonatici fanno transizione eteropica ad una potente serie evaporitica (Fm. di Burano; Petti & Falorni, 2007). La stessa fascia di laguna evaporitica e/o *sabkha* costiera si ritrova anche a sudest, in piattaforma Apula (Puglia, Dalmazia meridionale, Albania; cf. Cirilli & Montanari, 1994; Velaj, 2002; Karakitsios, 2013), mentre in Appennino Meridionale ritornano ambienti di piattaforma interna (Panormide, Trapanese- Saccense, P. Iblea, P. Campano- Lucana; Climaco et al., 1997; Zamparelli et al., 1999 e rif. cit.; Iannace et al., 2005). Tuttavia, l'area di piattaforma è dissezionata da una serie di propaggini bacinali che si ricollegano a domini oceanici esterni: nel complicato quadro orogenetico dell'Appennino Meridionale (Catalano et al., 1996; Ciarapica et al., 1987; Catalano et al., 2001; Iannace and Zamparelli, 2002; Passeri et al., 2005) si può delineare la presenza di uno o più bacini pelagici (Bacino Sicano, Imerese, Molisano), anche molto profondi e prossimi al ramo sudoccidentale della Neotetide (Bacino Lagonegrese; cf. Rigo et al., 2011), analogamente al contesto della catena dinarico- ellenica esterna, dove un'insenatura (Bacino di Budva, Krasta- Cukali, Gravovo- Tripoliza; cf. Meço, 1999; Muttoni et al.,

2005; Čadjenović et al., 2008) separa la piattaforma Apula dal promontorio meridionale della Piattaforma Adriatica (Albanian Alps; Meço, 1999; Elezaj, 2009).

Sebbene la Linea Insubrica possa costituire un elemento strutturale problematico per la ricostruzione dei rapporti paleogeografici con i domini settentrionali, le affinità stratigrafiche tra Sudalpino e blocco Alpino- Carpatico (falde Australpine e Transdanubian Range) suggeriscono un'originaria prossimità delle regioni, dislocate solo successivamente dalla tettonica compressiva e dai meccanismi d'estrusione legati all'orogenesi Alpina (Frisch et al., 1998; Frisch & Gawlick, 2003). Il tetto delle serie carniche è infatti contraddistinto anche qui dalla transizione ad un sistema di ampia piattaforma carbonatica, rappresentato in parte dalla Dolomia Principale (Hauptdolomit, Födolomit *auct.*) ed in parte dal Calcarea del Dachstein. L'assetto stratigrafico tuvalico delle falde Australpine Superiori evidenzia anche in questo caso differenziazioni da ambienti prossimi ad aree continentali ad ambienti di bacino oceanico. Nel Drau Range ed in Karawanken Settentrionali, il passaggio da ambienti di rampa carbonatica ad alta energia a depositi lagunari evaporitici (terzo livello terrigeno dei Raibler Schichten; Hagemeister & Kling, 1988; Placer et al., 2002) ed infine ai cicli peritidali della Hauptdolomit (cf. Kessler, 1985), richiamano in parte l'evoluzione delineata per alcune aree del Sudalpino centro- orientale. La stessa transizione ad ambienti lagunari protetti, talvolta evaporitici (parte medio- alta della Fm. di Opponitz; cf. Krystyn, 1991; Piller et al., 2004), e poi a cicli di piattaforma più o meno dolomitizzati (Hauptdolomit, Calcarea del Dachstein), è delineabile nelle serie tuvaliche delle falde Bajuvarica e Tirolica (Alpi Calcareae Settentrionali; Fig. 82). In tal caso è anche evidente una variazione laterale da ambienti prossimi ad aree continentali

Figura 82 - Ricostruzione dei rapporti tra le diverse successioni julico-noriche delle differenti falde delle Alpi Calcareae Settentrionali. La linea rossa indica il limite tra i sistemi dello Julico inferiore e gli apporti silicoclastici connessi all'onset del CPE. Il riquadro sulla destra è riferito agli assetti stratigrafici individuati nelle due colonnine gialle, rispettivamente per la falda Bajuvarica e Juvavica, coparati con le successioni coeve rilevate in Alpi Giulie. Da Mandl (2000), modificato.



emerse (cf. Fruth & Scherreiks, 1984), ad aree distali, ben ossigenate, caratterizzate da influssi pelagici sin dal Tuvalico inferiore e contraddistinte nel Norico dai classici cicli lagunari del Calcarea del Dachstein (Mandl, 2000). Il passaggio da questi settori ad aree francamente bacinali è rappresentato, nella falda Juvavica (Alpi Calcareae Settentrionali), dal sistema di scogliera del Calcarea del Dachstein, fronteggiante bacini profondi ed altofondi pelagici (Pötschen Limestone, Hallstatt facies *auct.*) direttamente connessi con le aree oceaniche orientali (Meliata; Kozur, 1991; Channell & Kozur, 1997).

La configurazione stratigrafica tuvalica del Transdanubian Range richiama in parte i caratteri delle falde Australpine, con rampe carbonatiche (Ederics mb., Sedvolgy mb.; cf. Haas, 2012) passanti lateralmente ad ambienti ristretti, di intrabacino a bassa profondità (Sandoreghy Fm.; Haas, 2002), dove successioni calcareo- marnose vanno a riempire lo spazio d'accomodamento, culminando con termini dolomitici. Il completo *flattening* della paleotopografia raggiunto nel Tuvalico superiore, costituisce la base per l'impostazione dell'esteso paesaggio di piana tidale della Födolomit (Dolomia Principale; cf. Budai et al., 2008), che varia solo agli estremi orientali verso aree subtidali oncoidali, seguite da margini biocostruiti a spugne e coralli (Dachstein Limestone; Buda Mts.) prospicienti bacini profondi, contraddistinti da facies pelagiche selcifere per l'intero Triassico Superiore (Csövár Fm; Haas, 2002; Karadi et al., 2013).

Seppur con spessori differenti ed un *timing* leggermente differente (cf. Gianolla & Jacquin, 1998; Ruffer & Bechstädt, 1998), le successioni del Transdanubian Range e delle falde australpine superiori (ed in particolare di quelle Bajuvarica e Juvavica) richiamano sistemi deposizionali ed una configurazione paleogeografica parzialmente simile a quella ipotizzata nei capitoli precedenti per le Alpi Giulie, con la transizione dagli ambienti ristretti occidentali alle aree orientali più sciacquate ed ossigenate. In particolare, va notato come nelle falde australpine superiori siano presenti aree caratterizzate dalla totale assenza delle intercalazioni terrigene medio- carnice (Reingraben Shales), e dal passaggio talvolta diretto, talora con corpi di rampa carbonatica interposti (Waxeneck Limstone), dai massicci carbonatici ladinico- carnici alle facies lagunari del Calcarea del Dachstein, analogamente a quanto riscontrato in Alpi Giulie orientali (Par. 4.9). In quest'ultimo caso, è ipotizzabile che l'area costituisse nel Carnico una zona di paleoalto che, unitamente ad una situazione di (parziale?) isolamento, garantisse sia la mancanza di spazio d'accomodamento per l'accumulo del materiale silicoclastico, sia condizioni di maggiore ossigenazione delle acque, che avrebbero potuto favorire già dallo Julico inferiore associazioni di biocostruttori diverse (spugne e coralli; cf. Razor reef limestone in Ramovs, 1987) e relativamente meno suscettibili alla crisi dei calcificatori.

Va invece riscontrata l'assenza, nel blocco alpino- carpatico, di facies di margine direttamente antistanti gli ambienti lagunari ristretti o le piane tidali della Dolomia Principale, così come determinato per il Tarvisiano. Nel contesto paleogeografico generale, la presenza del braccio di mare identificato a nord del Sudalpino orientale non può essere tuttavia ignorata e può assumere un'importanza rilevante: è verosimile che, analogamente al Bacino Sloveno, esso rappresentasse un'insenatura collegata ad oriente con l'oceano di Meliata-Hallstatt, inserita tra il blocco transdanubiano- australpino ed il Sudalpino orientale (Fig. 83). È dunque possibile che gli stessi margini descritti per le Alpi Giulie

bordassero specularmente i lembi settentrionali del bacino, con transizione da associazioni differenziate tipo- Dachstein reef nelle aree orientali, a margini dominati da microbialiti ed incrostanti nelle aree interne dell'insenatura, caratterizzate da circolazione relativamente ristretta ed apporto di materiale silicoclastico crescente verso ovest. La mancanza di ritrovamenti di sistemi margine-scarpata attribuibili alla Dolomia Principale/Hauptdolomit nelle falde australpine e nel Transdanubian Range, potrebbe essere prevalentemente imputabile all'elisione tettonica ed alla forte deformazione che hanno interessato i lembi settentrionali del bacino durante i movimenti compressivi orogenetici: l'interposizione laterale di una ridotta serie bacinale tra due potenti successioni carbonatiche (spesso superiori a 1000 m) è infatti verosimilmente andata a costituire un orizzonte preferenziale per l'impostazione di importanti piani di deformazione alpini.

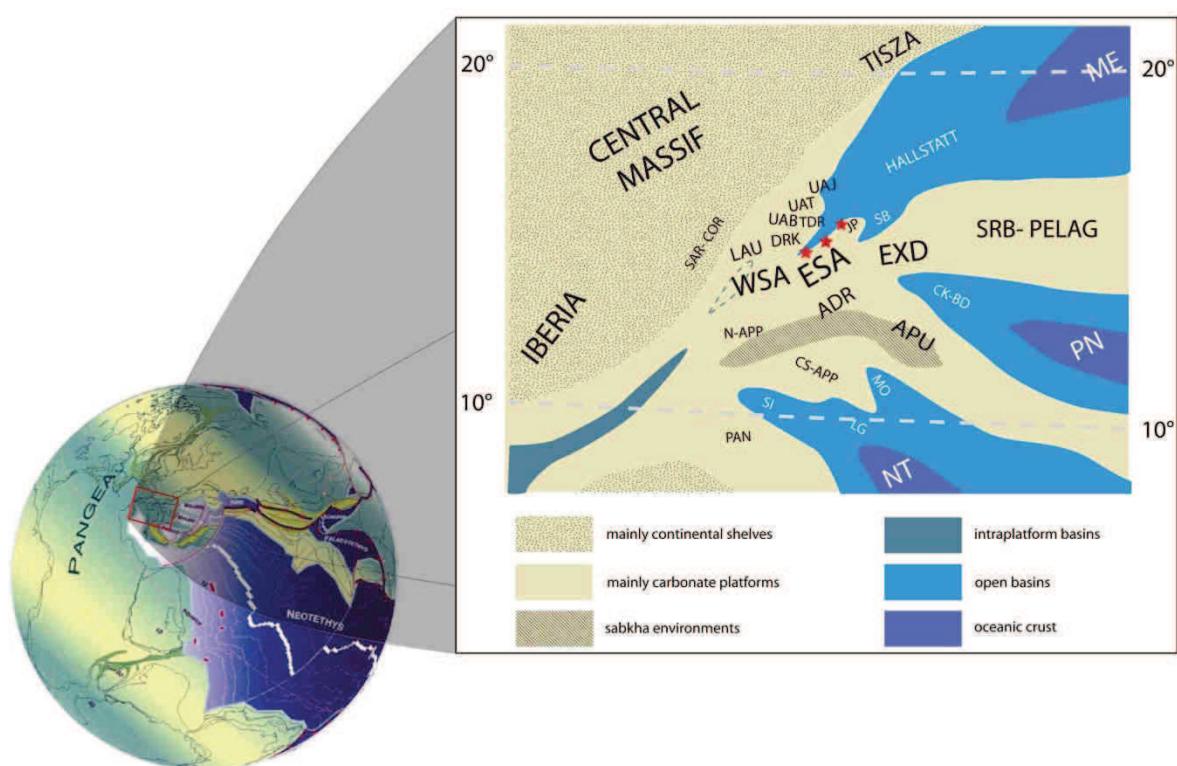


Figura 83 – Tentativo di ricostruzione schematica paleogeografica per la Tetide occidentale al limite Carnico- Norico. ADR= Avampaese Adriatico; APU= Piattaforma Apula; CS-APP= Appennino centro-meridionale; CK-BD= Bacino di Budva-Krasta Cukali; DRK= Drau Range e Karawanken Settentrionali; ESA= Sudalpino centro- orientale; EXD= Dinaridi Esterne; JP= Alpi Giulie orientali; LAU= Austroalpino Inferiore; LG= Bacino lagonegrese; ME= Oceano di Maliac-Meliata; MO= Bacino molisano; N-APP= Appennino Settentrionale; NT= propaggine occidentale della Neotetide; PAN= Panormide; PN= Bacino di Pindos; SI= Bacino sicano-imerese; SAR-COR= Blocco Sardo-Corso; SRB-PELAG= Blocco serbo-pelagoniano; SB= Bacino sloveno, TDR= Transdanubian Range, UAB= Australpino Sup. falda Bajuvarica; UAJ= Australpino Sup., falda Juvavica; UAT= Australpino Sup., falda Tirolica; WSA= Sudalpino occidentale. Le stelline rosse indicano la posizione dell'area di S. Stefano di C. (1), del Tarvisiano (2) e del gruppo del Martuljek (3). Da Dercourt et al. (1993), Stampfli & Borel (2002), Stampfli (2005), Haas et al. (2010), modificato.

6 Conclusioni

L'integrazione dei dati pregressi con quelli ottenuti dalle analisi di campagna ha portato ad un miglioramento delle conoscenze sull'assetto stratigrafico- strutturale delle Alpi Giulie occidentali e della Carnia orientale. In particolare, nel corso delle indagini la successione julica del Tarvisiano è stata parzialmente rivista, mettendo in luce le relazioni eteropiche ed i rapporti geometrici tra le varie unità litostratigrafiche, nonché rivalutando in alcuni casi la loro estensione temporale. Inoltre, è stato valorizzato il significato di alcune strutture tettoniche e la loro importanza nel quadro regionale; tra queste, il piano di faglia della Val Coritena, che separa due aree ad evoluzione stratigrafica parzialmente differente. Il rilevamento di campagna effettuato su un'area di circa 250 km², ha quindi fornito le basi per la produzione di una cartografia di dettaglio (1:10000) del settore Tarvisiano e della Val Dogna (per tale area sono pubblicate solo carte obsolete a grande scala).

Le serie tuvaliche ed il sistema deposizionale alla base della Dolomia Principale sono state studiate attraverso la misura di 10 sezioni distinte, dislocate sul territorio italo- sloveno. L'analisi multidisciplinare ha incluso, tra l'altro, l'interpretazione delle geometrie e dell'organizzazione spazio temporale dei sistemi deposizionali carbonatici e terrigeno carbonatici, all'interno di un *framework* stratigrafico sequenziale ad alta risoluzione. Questa analisi ha portato a riconoscere e gerarchizzare le sequenze deposizionali e le superfici che le delimitano. Quest'indagine è stata fatta unitamente all'analisi delle micro- e macro-facies ed allo studio biostratigrafico, ciò ha permesso di correlare le sezioni ed ottenere un quadro d'insieme relativo alla messa in posto della piattaforma della Dolomia Principale.

I risultati ottenuti per le aree studiate, sono poi stati inseriti nel più ampio contesto regionale del Sudalpino centro- orientale. Per fare questo ci si è avvalsi della creazione di un database bibliografico georeferenziato, all'interno del quale sono stati inseriti tutti i dati cartografici, stratigrafici e biostratigrafici presenti nell'odierna letteratura, opportunamente rivisti e reinterpretati. Nonostante l'assetto tettonico si presentasse a tratti particolarmente complesso, è stato possibile effettuare correlazioni a grande scala per le successioni julico-tuvaliche, coadiuvandosi anche in questo caso col riconoscimento di analogie stratigrafico-sequenziali (Dolomiti). Grazie al prodotto di questa ricerca, è stato poi possibile ricostruire la distribuzione dei diversi paleoambienti a scala regionale per tre scenari distinti nel Carnico Superiore, indispensabile per la comprensione dell'intero sistema deposizionale della piattaforma carbonatica in oggetto, talvolta raggiungendo anche un discreto dettaglio. Tuttavia, l'impossibilità per certi lineamenti strutturali di determinare la corretta storia cinematica, ed ottenere sezioni perfettamente bilanciate, ha costituito un ostacolo per la realizzazione di carte palinspastiche.

L'elaborazione ed interpretazione dei dati delle analisi multidisciplinari ha inoltre fornito le basi per il modellamento della distribuzione delle facies e la caratterizzazione del sistema deposizionale della piattaforma carbonatica nei suoi primi stadi evolutivi. Sono

stati evidenziati i meccanismi di *onlap* costiero, l'attecchimento del sistema di margine e lo sviluppo di una retrostante area prevalentemente subtidale a bassa profondità e circolazione ristretta, collegata alla terraferma tramite una fascia fangoso- evaporitica costiera, e la successiva messa in posto a scala regionale di estesi ambienti di piana tidale. Relativamente alle aree marginali, lo studio ha evidenziato come la piattaforma rappresenti un ulteriore *case history* di piattaforma *steep- slope* del Permo- Mesozoico, con una *carbonate factory* dominata da microbialiti ed organismi incrostanti distribuita dal margine agli ambienti di scarpata medio- superiore. La ripresa della *M-factory* (*sensu* Schlager, 2003) dopo l'interruzione dello Julico, connessa con la crisi dei sistemi carbonatici associata al CPE, è stata la chiave che ha permesso all'intero sistema di aggradare in risposta alla trasgressione del Tuvalico superiore. Al tempo stesso, la perturbazione climatica carnica ha giocato un ruolo fondamentale nel *flattening* della paleotopografia, garantendo le basi per l'impostazione su vasta area di ambienti protetti di piattaforma interna.

La riscontrata presenza di un'area a sedimentazione bacinale continua per l'intervallo Carnico- Norico, estesa dalla porzione settentrionale delle Alpi Giulie alle Karawanken Meridionali, e rilevata in Cadore orientale, unitamente alla distribuzione delle fasce paleoambientali del Tuvalico superiore, lascia presupporre l'occorrenza di un'insenatura pelagica connessa con i domini oceanici orientali ed interposta tra il Sudalpino centro-orientale e le falde Australpine. Ancora, nel contesto paleogeografico tetideo occidentale, le Alpi Giulie orientali (Julian Platform *auct.*) sono state interpretate come propaggine orientale della stessa piattaforma della Dolomia Principale, in condizioni peninsulari che hanno permesso lo sviluppo di facies parzialmente differenti.

Oltre ai risultati ottenuti, il lavoro di tesi ha anche messo in luce una serie di aspetti che necessitano di ulteriori indagini. Tra questi, la comprensione dei meccanismi che hanno permesso l'instaurarsi di ambienti deposizionali peculiari in Carnia ed in Alpi Giulie (es. Dolomia di Rio Terra Rossa), ed il loro significato nel quadro evolutivo sedimentologico-stratigrafico del Carnico Inferiore.

La conoscenza sulle associazioni di biocostruttori di margine e scarpata dei primi stadi evolutivi della piattaforma della Dolomia Principale può essere implementata sia tramite la continua ricerca di nuovi affioramenti non dolomitizzati accessibili, sia tramite la realizzazione di ulteriori analisi specifiche sui campioni collezionati (es. studio della epi/catodoluminescenza, analisi dei fanghi bacinali tramite SEM).

Infine, uno studio dettagliato della successione tuvalica dell'area carnica centro-occidentale e l'individuazione dei *trend* stratigrafico-sequenziali a scala inferiore del III ordine può fornire un utile strumento per la precisa correlazione della regione con i settori nordorientali delle Alpi Giulie, procurando nel contempo le basi per una corretta analisi dei tassi di subsidenza (e della loro variazione areale) dell'intervallo Carnico-Norico.

Ringraziamenti

Il primo ringraziamento va al mio tutore, Piero, per avermi insegnato ad affrontare la ricerca col giusto spirito, fornendomi sempre un esempio di scienza ed intraprendenza, ma anche di grande umanità, oltre che per avere accompagnato le escursioni con ottimi vini d'annata.

Un "hvala" particolare anche al Dott. Bogomir Celarc, al Dott. Luka Gale ed alla Prof. Tea Kolar-Jurkovšek del Geološki zavod Slovenije per la piacevole collaborazione intrapresa e per aver fornito un contributo fondamentale nello sviluppo del progetto di ricerca.

Allo stesso modo sono riconoscente al gruppo di ricerca di Padova (Dip.to di Geoscienze), per aver provveduto preziose collaborazioni/discussioni/informazioni: Dott. Giovanni Gattolin, Dott. Manuel Rigo, Dott. Jacopo Dal Corso, Dott. Guido Roghi e Prof. Paolo Mietto.

Gli utili suggerimenti del Prof. Robert Riding (University of Tennessee) e della Prof.ssa Michaela Bernecker (FAU/GeoZentrum NordBayern) sono stati non di meno apprezzati.

I ragazzi ed i professori del "piano blu" del Dip.to di Fisica e Scienze della Terra dell'Università di Ferrara hanno sempre costituito una solida base con cui confrontarsi, discutere e da cui trarre prezioso aiuto. In particolare un "grazie" a Stefano e Tom, non solo per l'amicizia che ci lega, ma per aver sempre trovato tempo anche quando non c'era, per discutere e dibattere sugli argomenti di studio.

Non mancherò di ringraziare anche il Corpo Forestale dello Stato (uff. Tarvisio) e la Comunità Montana di Pontebba, per avermi fornito in più occasioni alloggio e permessi di transito, il Parco Internazionale Geominerario di Raibl (Pamela) e la mitica barista di Cave del Predil, per aver allietato i faticosi rientri da escursioni in luoghi impervi con ottime birre e noccioline.

L'ultimo, ma più caloroso, ringraziamento va alla mia famiglia: a Dorina per avermi su(o)pportato per tutti gli anni del Corso di Dottorato e per la tesi, ad Ester per i suoi sorrisi che mi hanno donato felicità anche nei momenti più bui, ed ai miei genitori per l'aiuto imprescindibile che sempre hanno saputo darmi.

Sicuramente ho dimenticato qualcuno, ma saprà senz'altro perdonarmi.

7 Bibliografia

- Allasinaz, A., 1964, Sulla nomenclatura stratigrafica del carnico: *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 72, p. 609-752.
- Allasinaz, A., 1966, La fauna a lamellibranchi dello Julico (Carnico medio): *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 72, p. 609-752.
- Allasinaz, A., 1968, Il Trias in Lombardia, XVIII: Cefalopodi e gasteropodi dello Julico in Lombardia: *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 74, p. 327-400.
- Alsharhan, A.S., and Kendall, C.G.S.C., 2003, Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues: *Earth-Science Reviews*, v. 61, p. 191-243.
- Andreetta, R., 2005, Analisi e caratterizzazione della piattaforma carbonatica dello Sciliar (Triassico, Dolomiti) [Master Degree Thesis thesis]: Ferrara, Università degli Studi di Ferrara.
- Assereto, R., Brusca, C., Gaetani, M., and Jadoul, F., 1977, Le mineralizzazioni Pb-Zn nel Triassico delle Dolomiti. Quadro geologico ed interpretazione genetica: *L'Industria Mineraria*, v. 28, p. 367 - 402.
- Assereto, R., and Casati, P., 1965, Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia): *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 71, p. 999-1097.
- Assereto, R., Desio, A., Di Colbertaldo, D., and Passeri, L.D., 1968, Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 14, Tarvisio, Servizio Geologico d'Italia, p. 1-70.
- Avanzini, M., Bargossi, G.M., Borsato, A., Castiglioni, G.B., Cucato, M., Morelli, C., Prosser, G., and Sapelza, A., 2007, Note Illustrative - Foglio 026 Appiano, Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50000: Roma, ISPRA, p. 184.
- Avanzini, M., Bargossi, G.M., Borsato, A., Cucato, M., Morelli, C., Picotti, V., and Selli, L., 2013a, Note Illustrative - Foglio 043 Mezzolombardo, Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50000: Padova e Treviso, ISPRA, p. 250.
- Avanzini, M., Bargossi, G.M., Borsato, A., and Selli, L., 2013b, Note Illustrative - Foglio 060 Trento, Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50000: Roma, ISPRA, p. 244.
- Avanzini, M., Dalla Vecchia, F.M., De Zanche, V., Mietto, P., Preto, N., and Roghi, G., 2000, Aspetti stratigrafici relativi alla presenza di tetrapodi nelle piattaforme carbonatiche mesozoiche del Sudalpino: *Accad. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena*, coll. st., v. 21, p. 15-20.
- Bajc, J., Aoudia, A., Sarao, A., and Suhadolc, P., 2001, The 1998 Bovec-Krn mountain (Slovenia) earthquake sequence: *Geophysical Research Letters*, v. 28, p. 1839-1842.
- Balini, M., Lucas, S.G., Jenks, J.F., and Spielmann, J.A., 2010, Triassic ammonoid biostratigraphy: an overview: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 334, p. 221-262.

- Barbieri, G., Grandesso, P., De Zanche, V., Gianolla, P., Roghi, G., Zampieri, D., Zanferrari, A., Cucato, M., Del Piero, W., Mietto, P., Schiavon, E., Stefani, C., and Visonà, D., 2007, Note Illustrative - Foglio 082 Asiago, Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50000: Firenze, APAT, p. 135.
- Barrier, E., and Vrielynck, B., 2008, Palaeotectonic maps of the Middle East. Tectono-sedimentary-palinspastic maps from Late Norian to Pliocene., CGMW/CCGM: Paris.
- Battocletti, G., 2013, Analisi stratigrafica e valutazione del potenziale geoturistico dei siti "Miniera S. Romedio" e "Bus de la Pegola" (Val di Non, Trentino). [Master Degree Thesis thesis]: Ferrara, Università degli Studi di Ferrara.
- Belvedere, M., Avanzini, M., Mietto, P., and Rigo, M., 2008, Norian dinosaur footprints from the "Strada delle Gallerie" (Monte Pasubio, NE Italy): Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geol., v. 83, p. 267-275.
- Bernardi, M., Petti, F.M., and Avanzini, M., 2010, A webbed Archosaur footprint from the Upper Triassic (Carnian) of the Italian Southern Alps, in Milàn, J., Lucas, S.G., Lockley, M.G., and Spielmann, J.A., eds., Crocodyle tracks and traces, Volume 51, New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin, p. 65-68.
- Bernardi, M., Petti, F.M., D'Orazi Porchetti, S., and Avanzini, M., 2013, Large tridactyl footprints associated with a diverse ichnofauna from the Carnian of the Southern Alps, in Tanner, L.H., Spielmann, J.A., and Lucas, S.G., eds., The Triassic System, Volume 61, New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin, p. 48-54.
- Bernecker, M., 1996, Upper Triassic reefs of the Oman Mountains: Data from the South Tethyan margin: Facies, v. 34, p. 41-76.
- Berra, F., Delfrati, L., and Ponton, M., 2007, Carta Geologica D'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali: Dolomia Principale, Quaderni, serie III, Volume 7, Fascicolo VI: Roma, A.P.A.T. Dipartimento di Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia, p. 63-72.
- Berra, F., Galli, M.T., Reghellin, F., Torricelli, S., and Fantoni, R., 2009, Stratigraphic evolution of the Triassic-Jurassic succession in the Western Southern Alps (Italy): the record of the two-stage rifting on the distal passive margin of Adria: Basin Research, v. 21, p. 335-353.
- Berra, F., and Jadoul, F., 1996, Norian serpulid and microbial bioconstructions: Implication for the platform evolution in the Lombardy Basin (Southern Alps, Italy): Facies, v. 35, p. 143-162.
- Berra, F., and Jadoul, F., 2002, Evidence of a "mid- Carnian" transgression in the Western Southern Alps (Lombardy, Italy): stratigraphic and paleogeographic implications: Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, v. 108, p. 23.
- Berra, F., Jadoul, F., and Anelli, A., 2010, Environmental control on the end of the Dolomia Principale/Hauptdolomit depositional system in the central Alps: Coupling sea-level and climate changes: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 290, p. 138-150.
- Bertotti, G., Picotti, V., Bernoulli, D., and Castellarin, A., 1993, From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous: Sedimentary Geology, v. 83, p. 53-76.

- Beutler, G., 1998, Keuper: Hallesches Jahrb. Geowiss., v. B, p. 45-58.
- Bigozzi, A., 1990, Cyclic stratigraphy of the Upper Triassic-Lower Liassic sequence of Corno Grande (Central Apennine): *Memorie della Società Geologica Italiana*, v. 45, p. 709-721.
- Bittner, A., 1885, Zur Stellung der Raibler Schichten: *Verhandlungen der K.K. geologischen Reichsanstalt*, v. 3, p. 59-70.
- Bizzarrini, F., and Braga, G.P., 1987, Considerazioni bio- e litostratigrafiche sulla Formazione di San Cassiano (Dolomiti Nord-orientali, Italia): *Studi Trentini di Scienze Naturali*, v. 64, p. 39-56.
- Bizzarrini, F., Laghi, G., Nicosia, U., and Russo, F., 1989, Distribuzione stratigrafica dei microcrinoidi (Echinodermata) nella Formazione di San Cassiano (Triassico superiore, Dolomiti): studio preliminare: *Atti Soc. Nat. Mat. Modena*, v. 120, p. 1-14.
- Bizzarrini, F., Laghi, G., Russo, F., and Urlichs, M., 1986, Preliminary biostratigraphic correlation between Ampezzo basin section and the Cordevolian stratotype (Late Triassic, Italian Dolomites): *Lavori Soc. Veneta di Sc. Naturali*, v. 11, p. 151-158.
- Bosellini, A., 1967, La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete): *Bollettino della Società Geologica Italiana*, v. 86, p. 133-169.
- Bosellini, A., 1984, Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites, northern Italy: *Sedimentology*, v. 31, p. 1-24.
- Bosellini, A., 2004, The western passive margin of Adria and its carbonate platforms: *Bollettino della Società Geologica Italiana*, v. Special Volume - IGC 32 Florence-2004, p. 79-92.
- Bosellini, A., and Doglioni, C., 1986, Inherited structures in the hangingwall of the Valsugana Overthrust (Southern Alps, Northern Italy): *Journal of Structural Geology*, v. 8, p. 581-583.
- Bosellini, A., Gianolla, P., and Stefani, M., 2003, Geology of the Dolomites: Episodes, v. 26, p. 181-185.
- Bosellini, A., and Hardie, L.A., 1985, Facies e cicli della Dolomia principale delle Prealpi venete: *Memorie della Società Geologica Italiana*, v. 30, p. 245-266.
- Bosence, D.W.J., 1979, The factors leading to aggregation and reef formation in *Serpula vermicularis* L., in Larwood, G., and Rosen, B.R., eds., *Biology and systematic of colonial organisms*, Volume 11, Sys. Assoc. Spec. Publ., p. 299-318.
- Braga, G., Carloni, G.V., Colantoni, P., Corsi, M., Cremonini, G., Frascari, F., Locatelli, D., Monesi, A., Pisa, G., Sassi, F.P., Selli, R., Vai, G.B., and Zirpoli, G., 1971a, Fogli 4c-13 Monte Cavallino- Ampezzo, Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100000, Servizio Geologico d'Italia, p. 109.
- Braga, G., Gatto, G.O., Gatto, P., Gregnanin, F., Massari, F., Medizza, F., Nardin, M., Perna, G., Rossi, D., Sacerdoti, M., Semenza, E., Somlavilla, E., Zirpoli, G., and Zulian, T., 1971b, Foglio 22 Feltre, Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100000, Servizio Geologico d'Italia, p. 150.

- Brandner, R., Gruber, A., Gruber, J., and L., K., 2006, Geologische Karte der Westlichen Dolomiten, Autonome Provinz Bozen - Autonoma Provincia di Bolzano.
- Brandner, R., Krainer, K., Mair, V., and Baumgarten, V., 2007, Exkursionführer, Sediment 2007 Conference, Volume 4: Innsbruck - Bozen, Geo.Alp.
- Breda, A., and Preto, N., 2008, A continental/siliciclastic to shallow-marine/carbonate system in the Upper Triassic of Dolomites (Travenanzes Formation, N Italy): Rendiconti online della Società Geologica Italiana, v. 2, p. 51-56.
- Breda, A., and Preto, N., 2011, Anatomy of an Upper Triassic continental to marginal-marine system: the mixed siliciclastic-carbonate Travenanzes Formation (Dolomites, Northern Italy): Sedimentology, v. 58, p. 1613-1647.
- Breda, A., Preto, N., Roghi, G., Furin, S., Meneguolo, R., Ragazzi, E., Fedele, P., and Gianolla, P., 2009, The Carnian Pluvial Event in the Tofane area (Cortina d'Ampezzo, Dolomites, Italy): Geo.Alp, v. 6, p. 80-115.
- Bressan, G., Snidarcig, A., and Venturini, C., 1998, Present state of tectonic stress of the Friuli area (eastern Southern Alps): Tectonophysics, v. 292, p. 211-227.
- Broglio Loriga, C., Cirilli, S., Zanche, V.D., Bari, D.D., Gianolla, P., Laghi, G.F., Lowrie, W., Manfrin, S., Mastandrea, A., Mietto, P., Muttoni, G., Neri, C., Posenato, R., Rechichi, M., Rettori, R., and Roghi, G., 1999, The "Prati di Stuores" section (Dolomites, Italy): A GSSP Candidate for the Base of the Carnian (Late Triassic): RIVISTA ITALIANA DI PALEONTOLOGIA E STRATIGRAFIA, v. 105, p. 37 - 78.
- Brusca, C., Gaetani, M., Jadoul, F., and Viel, G., 1981, Paleogeografia Ladino- Carnica e metallogenese nel Sudalpino: Memorie della Società Geologica Italiana, v. 22, p. 65-82.
- Budai, T., Haas, J., Konrad, G., and Sebe, K., 2008, Geological excursions in the Alpine and Germanic Triassic facies areas of Hungary - Field guide, Triassic Workshop 2008, Hungary, p. 50.
- Budković, T., 1999, Geology of the Slovene Part of the Karavanke Road Tunnel: Abhandlungen der Geologische Bundesanstalt, v. 56, p. 35-48.
- Budković, T., 1978, The stratigraphic sequence of the Bohinj Valley: Geologija, v. 21, p. 239-244.
- Buser, S., 1980, Tolmač za list Celovec (Klagenfurt). Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000: Beograd, Zvezni geološki zavod, p. 62.
- Buser, S., 1986, Tolmač za list Tolmin in Videm (Udine). Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000: Beograd, Zvezni geološki zavod, p. 103.
- Buser, S., Kolar-Jurkovšek, T., and Jurkovšek, B., 2007, Triassic conodonts of the Slovenian Basin: Geologija, v. 50, p. 19-28.
- Buser, S., Ramovš, A., and Turnšek, D., 1982, Triassic reefs in Slovenia: Facies, v. 6, p. 15-23.
- Čadjenović, D., Kilibarda, Z., and Radulović, N., 2008, Late Triassic to Late Jurassic evolution of the Adriatic Carbonate Platform and Budva Basin, Southern Montenegro: Sedimentary Geology, v. 204, p. 1-17.

- Caggiati, M., 2007, Rilevamento geologico-strutturale dei thrust compresi tra il Piz di Sagron ed il Pass de Mura (Gruppo del Cimònega, provincia di TN e BL) [Bachelor Degree Thesis thesis]: Bologna, Università degli Studi di Bologna.
- Calamelli, F.M., 2001, Rilevamento geologico dell'area M. Col- Crode di Mezzo (S. Stefano di Cadore, BL) [Annex to Master Degree thesis]: Padova, Università degli Studi di Padova.
- Caputo, R., Poli, M.E., and Zanferrari, A., 2010, Neogene-Quaternary tectonic stratigraphy of the eastern Southern Alps, NE Italy: *Journal of Structural Geology*, v. 32, p. 1009-1027.
- Čar, J., Skaberne, D., Ogorelec, B., Turnšek, D., and Placer, L., 1981, Sedimentological characteristics of Upper Triassic (Cordevolian) circular quiet water coral bioherms in Western Slovenia, Northeastern Yugoslavia, in Toomey, D.F., ed., *European Fossil Reef Models*, Volume 30, SEPM Special Publications, p. 233-240.
- Carlone, G.C., and Ghiretti, N., 1965, Geologia della Valle del Piova (Cadore): *Giornale di Geologia*, v. 32, p. 569-593.
- Carulli, G.B., Cozzi, A., Longo Salvador, G., Pernarcic, E., Podda, F., and Ponton, M., 2000, Note Illustrative alla Carta Geologica delle Prealpi Carniche: Edizioni del Museo Friulano di Storia Naturale, p. 2-10.
- Carulli, G.B., Della Vedova, B., Podda, F., Slejko, D., and Zanolla, C., 2006, Carta Geologica del Friuli Venezia Giulia alla scala 1:150000. Note Illustrative, Selca, 44 p.
- Carulli, G.B., Fantoni, R., Masetti, D., Ponton, M., Trincianti, E., Trombetta, G.L., and Venturini, S., 1998, Analisi di facies e proposta di revisione stratigrafica del Triassico Superiore del Sudalpino orientale: *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, v. 7, p. 159-183.
- Carulli, G.B., Frascari, F., and Semenza, E., 1982, Geologia della Alpi Tolmezzine (Carnia), in Castellarin, A., and Vai, G.B., eds., *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*: Bologna, Guide Geologiche Regionali della S.G.I., p. 337-348.
- Carulli, G.B., Frizzo, P., Longo Salvador, G., Semenza, E., Bianchin, G., Mantovani, F., and Mezzacasa, G., 1987, La geologia della zona tra il T. Chiarzò e il F. Fella (Alpi Carniche): *Giornale di Geologia*, v. 49, p. 1-32.
- Carulli, G.B., Longo Salvador, G., Ponton, M., and Podda, F., 1997, La dolomia di Forni: evoluzione di un bacino euxinico tardo-triassico nelle Prealpi Carniche: *Bollettino della Società Geologica Italiana*, v. 116, p. 95-107.
- Casati, P., Jadoul, F., Nicora, A., Marinelli, M., Fantini Sestini, N., and Fois, E., 1982, Geologia della Valle dell'Ansiei e dei gruppi M. Popera- Tre Cime di Lavaredo: *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 87, p. 371-498.
- Cassinis, G., and Cantaluppi, G., 1967, Nuovi dati paleontologici per una più approfondita conoscenza del limite cronologico superiore della "Corna" di Botticino (Brescia): *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, v. 18, p. 51-64.
- Castellarin, A., 1972, Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite fra "Piattaforma veneta" e "Bacino lombardo" a nord di Riva del Garda: *Giornale di Geologia*, v. 38, p. 11-212.

- Castellarin, A., and Cantelli, L., 2000, Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps: *Journal of Geodynamics*, v. 30, p. 251-274.
- Castellarin, A., Dal Piaz, G.V., Picotti, V., Selli, L., Cantelli, L., Martin, S., Montresor, L., Rigatti, G., Prosser, G., Bollettinari, G., Carton, A., Pellegrini, G.B., and Nardin, M., 2005a, Note Illustrative - Foglio 059 Tione di Trento, Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50000: Firenze, SELCA, p. 159.
- Castellarin, A., Nicolich, R., Fantoni, R., Cantelli, L., Sella, M., and Selli, L., 2006a, Structure of the lithosphere beneath the Eastern Alps (southern sector of the TRANSALP transect): *Tectonophysics*, v. 414, p. 259-282.
- Castellarin, A., Picotti, V., Cantelli, L., Claps, M., Trombetta, L., Selli, L., Carton, A., Borsato, A., Daminato, F., Nardin, M., Santuliana, E., Veronesi, L., and Bollettinari, G., 2005b, Note Illustrative - Foglio 080 Riva, Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50000: Firenze, Litografia Artistica Cartografica, p. 148.
- Castellarin, A., and Pisa, G., 1973, Le vuleaniti Ladiniche di Forni di Sopra (carnia occidentale): *Mem. Museo Trident. Sc. Nat.*, v. 20, p. 99-136.
- Castellarin, A., Vai, G.B., and Cantelli, L., 2006b, The Alpine evolution of the Southern Alps around the Giudicarie faults: A Late Cretaceous to Early Eocene transfer zone: *Tectonophysics*, v. 414, p. 203-223.
- Catalano, R., Di Stefano, P., Sulli, A., and Vitale, F.P., 1996, Paleogeography and structure of the central Mediterranean: Sicily and its offshore area: *Tectonophysics* v. 260, p. 291-323.
- Catalano, R., Doglioni, C., and Merlini, S., 2001, On the Mesozoic Ionian Basin: *Geophysical Journal International*, v. 144, p. 49-64.
- Cati, A., Fichera, R., and Cappelli, V., 1989, Northeastern Italy. Integrated processing of geophysical and geological data: *Memorie della Società Geologica Italiana*, v. 40, p. 273-288.
- Cati, A., Sartorio, D., and Venturini, S., 1987, Carbonate platforms in the subsurface of the Northern Adriatic Area: *Memorie della Società Geologica Italiana*, v. 40, p. 295-308.
- Catuneanu, O., 2006, *Principles of Sequence Stratigraphy*, Elsevier, 375 p.
- Celarc, B., 2004, Problematika »cordevolskih« apnencev in dolomitov v slovenskih Južnih Alps: *Geologija*, v. 47, p. 139-149.
- Celarc, B., 2008, Carnian bauxite horizon on the Kopitov gri~ near Borovnica (Slovenia) – is there a »forgotten« stratigraphic gap in its footwall?: *Geologija*, v. 51, p. 147-152.
- Celarc, B., and Kolar-Jurkovšek, T., 2008, The Carnian- Norian basin- platform system of the Martuljek Mountain Group (Julian Alps, Slovenia): progradation of the Dachstein carbonate platform: *Geologica Carpathica*, v. 59, p. 211-224.
- Cerrato, P., 1984, *Geologia del settore meridionale del giacimento a Piombo e Zinco di Raibl (Udine) [Master Degree Thesis thesis]: Ferrara, Università degli Studi di Ferrara.*
- Cerretti, E., 1965, La geologia del gruppo del M. Plauris (Carnia): *Giornale di Geologia*, v. 33, p. 1-38.

- Channell, J.E.T., and Kozur, H.W., 1997, How many oceans? Meliata, Vardar and Pindos oceans in Mesozoic Alpine paleogeography: *Geology*, v. 25, p. 183-186.
- Ciarapica, G., Cirilli, S., D'Argenio, B., Marsella, E., Passeri, L., and Zaninetti, L., 1987, Late Triassic open and euxinic basins in Italy: *Rendiconti della Società Geologica Italiana*, v. 9, p. 9.
- Ciarapica, G., and Passeri, L., 1990, The Dachstein limestone of the M. Canin (Julian Alps) and its paleogeographical meaning: *Bollettino della Società Geologica Italiana*, v. 109, p. 239-247.
- Ciarapica, G., Passeri, L., and Anonymous, 2005, Late Triassic and Early Jurassic sedimentary evolution of the Northern Apennines; an overview: *Bollettino della Società Geologica Italiana*, v. 124, p. 189-201.
- Cirilli, S., 2010, Upper Triassic–lowermost Jurassic palynology and palynostratigraphy: a review: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 334, p. 285-314.
- Cirilli, S., Galli, M.T., Jadoul, F., Rettori, R., and Spina, A., 2000, Implicazioni stratigrafico-paleoclimatiche ed evoluzione paleogeografica della successione Retico-Hettangiano del M. Albenza (Prealpi Bergamasche), in Cherchi, A., and Corradini, C., eds., *Crisi biologiche, radiazioni adattative e dinamica delle piattaforme carbonatiche*, Volume 21: Modena, Acc. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena, p. 79-85.
- Cirilli, S., and Montanari, L., 1994, The Carnian evaporite succession of Bistrița river (Southern Albany): *Palaeopelagos*, v. 4, p. 107-118.
- Claps, M., Trombetta, G.L., and Picotti, V., 1996, Il Bioerma del Monte Zenone (Norico, Prealpi Bresciane): facies, geometria e ambiente deposizionale: *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, v. 4, p. 3-18.
- Climaco, A., Boni, M., Iannace, A., and Zamparelli, V., 1997, Platform margins, microbial/serpulids bioconstructions and slope-to-basin sediments in the Upper Triassic of the 'Verbicaro Unit' (Lucania and Calabria, southern Italy): *Facies*, v. 36, p. 37-56.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., and Fan, J.-X., 2013, The ICS International Chronostratigraphic Chart: *Episodes*, v. 36, p. 199-204.
- Cozzi, A., 2002, Facies Patterns of a Tectonically-Controlled Upper Triassic Platform-Slope Carbonate Depositional System (Carnian Prealps, Northeastern Italy): *Facies*, v. 47, p. 151-178.
- Cozzi, A., and Hardie, L.A., 2003, Third-order depositional sequences controlled by synsedimentary extensional tectonics: evidence from Upper Triassic carbonates of the Carnian Prealps (NE Italy): *Terra Nova*, v. 15, p. 40-45.
- Cozzi, A., Hinnov, L.A., and Hardie, L.A., 2005, Orbitally forced Lofer cycles in the Dachstein Limestone of the Julian Alps (Northeastern Italy): *Geology*, v. 33, p. 789-792.
- Cozzi, A., and Podda, F., 1998, A platform to basin transition in the Dolomia Principale of the M. Pramaggiore area, Carnian Prealps, northern Italy.: *Memorie della Società Geologica Italiana*, v. 53.
- Dal Corso, J., Mietto, P., Newton, R.J., Pancost, R.D., Preto, N., Roghi, G., and Wignall, P.B., 2012, Discovery of a major negative $\delta^{13}\text{C}$ spike in the Carnian (Late

- Triassic) linked to the eruption of Wrangellia flood basalts: *Geology*, v. 40, p. 79-82.
- Dal Corso, J., Roghi, G., Rigo, M., Gianolla, P., Caggiati, M., Gattolin, G., Newton, J.R., Jenkins, H.C., and Preto, N., 2013, The Carnian Pluvial Event negative CIE at Cave del Predil (early Late Triassic, Italy): a new link to Wrangellia volcanism, *Goldschmidt2013: Firenze*, p. 938.
- Dal Corso, J., Roghi, G., Gianolla, P., Caggiati, M., Preto, N., in preparazione - The Carnian Pluvial Event negative CIE in the Western Tethys; correlation through eastern Southern Alps, Northern Calcareous Alps and Transdanubian Range.
- Dal Piaz, G.V., Castellarin, A., Martin, S., Selli, L., Carton, A., Pellegrini, G.B., Casolari, E., Daminato, F., Montresor, L., Picotti, V., Prosser, G., Santuliana, E., and Cantelli, L., 2007, Note Illustrative - Foglio 042 Malè, Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50000: Roma, ISPRA, p. 144.
- Dalla Vecchia, F.M., 1998, Relazione sullo studio preliminare delle impronte di dinosauro del Parco delle Dolomiti Friulane: Cimolais, Parco Dolomiti Friulane, p. 17.
- Dalla Vecchia, F.M., 2006, The Tetrapod fossil record from the Norian-Rhaetian of Friuli (northeastern Italy), *in Harris et al., ed., The Triassic-Jurassic Terrestrial Transition; New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin, Volume 37*, p. 432-444.
- Dalla Vecchia, F.M., and Mietto, P., 1998, Impronte rettili terrestri nella Dolomia Principale (Triassico Superiore) delle Prealpi Carniche (Pordenone, Friuli): *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, v. 7, p. 87-107.
- De Zanche, V., Gianolla, P., and Roghi, G., 2000, Carnian stratigraphy in the Raibl/Cave del Predil area (Julian Alps, Italy): *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 93, p. 331-347.
- De Zanche, V., and Mietto, P., 1975, Il Carnico nelle Prealpi Vicentine: *Bollettino della Società Geologica Italiana*, v. 94, p. 1573-1593.
- De Zanche, V., and Mietto, P., 1985, Il Gruppo di Raibl in Valsugana e nei dintorni di Trento: *Memorie della Società Geologica Italiana*, v. 30, p. 293-299.
- Delfrati, L., Falorni, P., Groppelli, G., and Pampaloni, R., 2000, Carta Geologica D'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità validate, Quaderni, serie III, Volume 7, Fascicolo I: Roma, Servizio Geologico d'Italia, p. 228.
- Della Porta, G., Kenter, J.M., Bahamonde, J., Immenhauser, A., and Villa, E., 2003, Microbial boundstone dominated carbonate slope (Upper Carboniferous, N Spain): Microfacies, lithofacies distribution and stratal geometry: *Facies*, v. 49, p. 175-207.
- Demico, R.V., and Hardie, L.A., 1994, Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits, *SEPM*, 265 p.
- Dercourt, J., Ricou, L.E., and Vrielynck, B., 1993, Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps: Explanatory Notes: Paris, Gauthier-Villars, 150 p.
- Diener, C., 1884, Beitrag zur Geologie des Zentralstockes der julischen Alpen: *Jahrbuch K.K. Geologischen Reichsanstalt*, v. 34, p. 659-706.

- Dobruskina, A., Jurkovšek, B., and Kolar-Jurkovšek, T., 2001, Upper Triassic flora from »Raibl beds« of Julian Alps (Italy) and Karavanke Mts. (Slovenia): *Geologija*, v. 44, p. 263-290.
- Dogliani, C., 1987a, Note sull'evoluzione strutturale della zona di Raibl, Relazione conclusiva della convenzione SAMIM- AGIP- Istituto di Geologia dell'Università di Ferrara, Istituto di Geologia dell'Università di Ferrara, p. 19.
- Dogliani, C., 1987b, Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy): *Journal of Structural Geology*, v. 9, p. 181-193.
- Dogliani, C., 1988, Examples of strike- slip tectonics on platform- basin margins: *Tectonophysics*, v. 156, p. 293-302.
- Dogliani, C., 1992, Relationships between Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and Alpine inversion in the Southern Alps: *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. 85, p. 105-126.
- Dogliani, C., and Carminati, E., 2008, Structural styles & Dolomites field trip, Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia, Volume LXXXII, APAT, p. 295.
- Dommergues, J., Meister, C., and Schirolli, P., 1997, Les successions des ammonites du Sinémurien supérieur au Toarcien basal dans les Préalpes de Brescia (Italie): *Memorie di Scienze Geologiche*, v. 49, p. 1-26.
- Dozet, S., and Buser, S., 2009, Triassic, in Pleničar, M., Ogorelec, B., and Novak, M., eds., *The geology of Slovenia: Lubiana*, Geološki Zavod Slovenije, p. 161-214.
- Elezaj, Z., 2009, Geodynamic evolution of Kosovo during the Triassic and Jurassic: *Yerbilimleri*, v. 30, p. 13.
- Emmerich, A., Zamparelli, V., Bechstädt, T., and Zühlke, R., 2005, The reefal margin and slope of a Middle Triassic carbonate platform: the Latemar (Dolomites, Italy): *Facies*, v. 50, p. 573-614.
- Evans, G., Schmidt, V., Bush, P., and Nelson, H., 1969, STRATIGRAPHY AND GEOLOGIC HISTORY OF THE SABKHA, ABU DHABI, PERSIAN GULF: *Sedimentology*, v. 12, p. 145-159.
- Fantoni, R., Longo Salvador, G., Podda, F., Ponton, M., and Scotti, P., 1998, L'unità a laminiti organiche nel Norico del Rio Resartico (Val Resia, Prealpi Giulie): *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, v. 7, p. 109-123.
- Farabegoli, E., and Levanti, D., 1982, Triassic stratigraphy and microfacies of the Monte Pleros (Western Camia, Italy): *Facies*, v. 6, p. 37-57.
- Fattorel, S., 1996, Rilevamento geologico del versante destro della media Val Cellina (Valli Chialledina, Prescudin e Pentina) [Master Degree Thesis thesis]: Ferrara, Università degli Studi di Ferrara.
- Feist-Burkhardt, S., Götz, A., and Szulc, J., 2008, Triassic, in McCann, T., ed., *The Geology of Central Europe, Volume 2*: London, Geological Society, , p. 749-821.
- Flügel, E., 2002, Triassic Reef Patterns, in Kiessling, W., Flügel, E., and Golonka, J., eds., *Phanerozoic Reef Patterns, Volume 72*, p. 391-463.
- Flügel, H., and Ramovš, A., 1970, Zur Kenntnis der Amphiclinen-Schichten Sloweniens: *Geol. vj.*, v. 23, p. 21-36.

- Fodor, L., Jelen, B., Márton, E., Skaberne, D., Car, J., and Vrabc, M., 1998, Miocene-Pliocene tectonic evolution of the Slovenian Periadriatic fault: Implications for Alpine-Carpathian extrusion models: *Tectonics*, v. 17, p. 690-709.
- Fois, E., and Gaetani, M., 1982, The northern margin of the Civetta buildup. Evolution during the Ladinian and the Carnian: *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 86, p. 469-542.
- Frascati, F., 1982, Stratigrafia, paleotettonica e assetto strutturale della zona mediana carnica, *in* Castellarin, A., and Vai, G.B., eds., *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*: Bologna, Guide Geologiche Regionali della S.G.I., p. 329-335.
- Frisch, W., and Gawlick, H.J., 2003, The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion—a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps: *International Journal of Earth Sciences*, v. 92, p. 712-727.
- Frisch, W., Kuhlemann, J., Dunkl, I., and Brugel, A., 1998, Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion: *Tectonophysics*, v. 297, p. 1-15.
- Frisia, S., 2009, Mechanisms of Complete Dolomitization in a Carbonate Shelf: Comparison between the Norian Dolomia Principale (Italy) and the Holocene of Abu Dhabi Sabkha, *Dolomites*, Blackwell Publishing Ltd., p. 55-74.
- Fruth, I., and Scherreiks, R., 1984, Hauptdolomit - Sedimentary and Paleogeographic Models (Norian, Northern Calcareous Alps): *Geologische Rundschau*, v. 73, p. 305-319.
- Furin, S., 2007, Temporal constraints to major events of the Triassic of the Dolomites (Southern Alps, Italy) [PhD thesis]: Ferrara, Università di Ferrara.
- Furin, S., Preto, N., Rigo, M., Roghi, G., Gianolla, P., Crowley, J.L., and Bowring, S.A., 2006, High-precision U-Pb zircon age from the Triassic of Italy: Implications for the Triassic time scale and the Carnian origin of calcareous nannoplankton and dinosaurs: *Geology*, v. 34, p. 1009-1012.
- Fürsich, F.T., and Wendt, J., 1977, Biostratinomy and palaeoecology of the cassian formation (Triassic) of the Southern Alps: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 22, p. 257-323.
- Gaetani, M., 1970, Faune hettangiane della parte orientale della provincia di Bergamo: *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 76, p. 355-442.
- Gaetani, M., 2010, From Permian to Cretaceous: Adria as pivotal between extensions and rotations of Tethys and Atlantic Oceans, *in* Beltrando, M., Peccerillo, A., Mattei, M., Conticelli, S., and Doglioni, C., eds., *The Geology of Italy: tectonics and life along plate margins*, Volume 36/6: *Journal of the Virtual Explorer*, p. 46.
- Gaetani, M., Gnaccolini, M., Jadoul, F., and Garzanti, E., 1998, Multiorder sequence stratigraphy in the Triassic system of the Western Southern Alps, *in* de Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R., and Ulmer-Scholle, D., eds., *Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, Volume 60, *SEPM Special Publications*, p. 701-717.

- Galadini, F., Poli, M.E., and Zanferrari, A., 2005, Seismogenic sources potentially responsible for earthquakes with $M \geq 6$ in the eastern Southern Alps (Thiene–Udine sector, NE Italy): *Geophysical Journal International*, v. 161, p. 739-762.
- Galamini, G., 2013, Analisi Stratigrafica Della Successione Affiorante A Sud Di S. Stefano Di Cadore (BL) [Bachelor Degree Thesis thesis]: Ferrara, Università degli Studi di Ferrara.
- Gale, L., 2010, Microfacies analysis of the Upper Triassic (Norian) “Bača Dolomite”: early evolution of the western Slovenian Basin (eastern Southern Alps, western Slovenia): *Geologica Carpathica*, v. 61, p. 293-308.
- Gale, L., 2012, Rhaetian foraminiferal assemblage from the Dachstein Limestone of Mt. Begunjščica (Košuta Unit, eastern Southern Alps): *Geologija*, v. 55, p. 17-44.
- Gale, L., Kolar-Jurkovšek, T., Smuc, A., and Rozic, B., 2012, Integrated Rhaetian foraminiferal and conodont biostratigraphy from the Slovenian Basin, eastern Southern Alps: *Swiss Journal of Geosciences*, v. 105, p. 435-462.
- Gale, L., Celarc, B., Caggiati, M., Kolar-Jurkovšek, T., Jurkovšek, B., Gianolla, P., in preparazione, Development and paleogeographic meaning of the Late Triassic basin in the Tamar Valley, northern Julian Alps, Slovenia.
- Galli, M.T., 2002, Il limite Triassico-Giurassico nelle Prealpi Bergamasche: un approccio stratigrafico integrato [PhD thesis]: Milano, Università degli Studi di Milano.
- Gardin, S., Krystyn, L., Richoz, S., Bartolini, A., and Galbrun, B., 2012, Where and when the earliest coccolithophores?: *Lethaia*, v. 45, p. 507-523.
- Garzanti, E., Gnaccolini, M., and Jadoul, F., 1995, Anatomy of a semiarid coastal system: the Upper Carnian of Lombardy (Italy): *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 101, p. 17-36.
- Gattolin, G., Breda, A., and Preto, N., 2013, Demise of Late Triassic carbonate platforms triggered the onset of a tide-dominated depositional system in the Dolomites, Northern Italy: *Sedimentary Geology*, v. 297, p. 38-49.
- Gennaro, M., 2007, The “Raibl Group” alongside Adige Valley [Master Degree Thesis thesis]: Padova, Università degli Studi di Padova.
- Geyer, G., 1900a, Ueber die Verbreitung und stratigraphische Stellung der schwarzen Tropites-Kalke bei Sau Stefano in Cadore: *Verhandlungen der k.k. Geologischen Reichsanstalt*, v. 15-16, p. 355-370.
- Geyer, G., 1900b, Zur Kenntnis der Triasbildungen von Sappada, San Stefano und Auronzo in Cadore: *Verhandlungen der k.k. Geologischen Reichsanstalt*, p. 119-141.
- Geyer, G., 1902, SW-Gruppe Nr. 70 Sillian und St. Stefano del Comelico, Erläuterungen Geologischen Karte der im Reichsratbe vertretenen Königreiche und Länder der Oesterr.- ungar. Monarchie: Wien, p. 50.
- Gianolla, P., De Zanche, V., and Mietto, P., 1998a, Triassic Sequence Stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution, *in* de Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R., and Ulmer-Scholle, D., eds., *Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, Volume 60, SEPM Special Publications, p. 723-751.

- Gianolla, P., De Zanche, V., and Roghi, G., 2003, An Upper Tuvallian (Triassic) Platform-Basin System in the Julian Alps: the Start-up of the Dolomia Principale (Southern Alps, Italy): *Facies*, v. 49, p. 135-150.
- Gianolla, P., and Jacquin, T., 1998, Triassic sequence stratigraphic framework of Western European Basins, *in* de Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R., and Ulmer-Scholle, D., eds., *Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, Volume 60, SEPM Special Publications, p. 643-650.
- Gianolla, P., Mietto, P., Rigo, M., Roghi, G., and De Zanche, V., 2010, Carnian-Norian paleogeography in the eastern Southern Alps: *Albertiana*, v. 39, p. 67-68.
- Gianolla, P., and Neri, C., 2007, Formazione di Wengen, *in* Cita Sironi, M.B., Abbate, E., Balini, M., Conti, M.A., Falorni, P., Germani, D., Groppelli, G., Manetti, P., and Petti, F.M., eds., *Carta Geologica D'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali, Quaderni, serie III, Volume 7, Fascicolo VII Roma, A.P.A.T. Dipartimento di Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia.*, p. 111-124.
- Gianolla, P., Prosser, G., and Siorpaes, C., 1988, La successione terrigena ladinico-carnica di Passo Duran (Dolomiti, Belluno): un'ipotesi di lavoro: *Rendiconti della Società Geologica Italiana*, v. 11, p. 217-220.
- Gianolla, P., Ragazzi, E., and Roghi, G., 1998b, Upper Triassic amber from the Dolomites (Northern Italy) : a paleoclimatic indicator?: *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 104, p. 381-390.
- Gianolla, P., Preto, N., Caggiati, M., Dal Corso, J., Roghi, G., Rigo, M., Mietto, P., *in* preparazione, Retuning the Carnian biostratigraphy: new ammonoids, conodonts and palynomorphs from Cave del Predil (Julian Alps, Northern Italy).
- Gnaccolini, M., 1965, Il Trias in Lombardia. Studi geologici e paleontologici - XV - Calcare di Zu e Argillite di Riva di Solto: due Formazioni del Retico: *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 71, p. 1044-1121.
- Gorican, S., Kosir, A., Rozic, B., Smuc, A., Gale, L., Kukoc, D., Celarc, B., Crne, A.E., Jurkovšek, T.K., Placer, L., and Skaberne, D., 2012, Mesozoic deep-water basins of the eastern Southern Alps (NW Slovenia): *Journal of Alpine Geology*, v. 54, p. 101-143.
- Gortani, M., and Desio, A., 1927, Note Illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio Pontebba: Padova, p. 86.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., and Ogg, G., 2012, *The Geologic Time Scale 2012*, Elsevier, 690 p.
- Guembel, C.W., 1857, Untersuchungen in den bayerischen Alpen zwischen Isar und Salzach: *Jahrbuch K.K. Geologischen Reichsanstalt*, v. 7, p. 146-151.
- Haas, J., 2002, Origin and evolution of Late Triassic backplatform and intraplatform basins in the Transdanubian Range, *in* Michalík, J., Šimon, L., and Vozár, J., eds., *Proceedings of XVII. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association*, Volume 53: Bratislava, VEDA-Publishing House of the Slovak Academy of Sciences, p. 7.
- Haas, J., 2012, *Geology of Hungary*, *Regional Geology Reviews*, Springer, p. 244.

- Haas, J., Götz, A.E., and Pálffy, J., 2010, Late Triassic to Early Jurassic palaeogeography and eustatic history in the NW Tethyan realm: New insights from sedimentary and organic facies of the Csóvár Basin (Hungary): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 291, p. 456-468.
- Haas, J., Pomoni-Papaioannou, F., and Kostopoulou, V., 2009, Comparison of the Late Triassic carbonate platform evolution and Lofer cyclicity in the Transdanubian Range, Hungary and Pelagonian Zone, Greece: *Central European Geology*, v. 52, p. 153-184.
- Hagemeister, A., and Kling, K., 1988, Zyklische Sedimentation auf einer stabilen Karbonatplattform: Die Raibler Schichten (Karn) des Drauzuges/Kärnten (Österreich): *Facies*, v. 18, p. 83-121.
- Hornung, T., and Brandner, R., 2005, Biochronostratigraphy of the Reingraben Turnover (Hallstatt Facies Belt): Local black shale events controlled by regional tectonics, climatic change and plate tectonics: *Facies*, v. 51, p. 460-479.
- Hornung, T., Brandner, R., Krystyn, L., Joachimski, M.M., and Keim, L., 2007a, Multistratigraphic Constraints on the NW Tethyan "Carnian Crisis", in Lucas, S.G., and Spielmann, J.A., eds., *The Global Triassic*, Volume 41, New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin.
- Hornung, T., Krystyn, L., and Brandner, R., 2007b, A Tethys-wide mid-Carnian (Upper Triassic) carbonate productivity crisis: Evidence for the Alpine Reingraben Event from Spiti (Indian Himalaya)?: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 30, p. 285-302.
- Iannace, A., Parente, M., Zamparelli, V., and Anonymous, 2005, The Upper Triassic platform margin facies of Southern Apennines and their Jurassic fate; state of the art: *Bollettino della Società Geologica Italiana*, v. 124, p. 203-214.
- Iannace, A., and Zamparelli, V., 2002, Upper Triassic platform margin biofacies and the paleogeography of Southern Apennines: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 179, p. 18.
- Irmis, R.B., Nesbitt, S.J., and Sues, H.-D., 2013, *Early Crocodylomorpha*: Geological Society, London, Special Publications, v. 379, p. 275-302.
- Jacobshagen, V., 1961, Zur Gliederung der mediterranen Trias. I. Die Grenze Ladin/Karn: *N. Jb. Geol. Paläont.*, p. 447-483.
- Jadoul, F., Berra, F., and Frisia, S., 1992, Stratigraphic and paleogeographic evolution of a carbonate platform in an extensional tectonic regime: the example of the Dolomia Principale in Lombardy: *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 98, p. 29-44.
- Jadoul, F., Berra, F., Frisia, S., Ricchiuto, T., and Ronchi, P., 1991, Stratigraphy, paleogeography and genetic model of Late Carnian carbonate breccias (Castro Formation, Lombardy, Italy): *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 97, p. 355-392.
- Jadoul, F., Cirilli, S., Masetti, D., Berra, F., Claps, M., and Frisia, S., 1994, Norian-Rhaetian stratigraphy and paleogeographic evolution of the Lombardy Basin (Bergamasc Alps), *Field Trip Guide Book, 15th Regional Meeting IAS, Ischia*, p. 35.

- Jadoul, F., Galli, M.T., Berra, F., Cirilli, S., Ronchi, P., and Paganoni, A., 2004, The Late Triassic-Early Jurassic of the Lombardy Basin: Stratigraphy, Palaeogeography and Palaeontology, 32 IGC Florence August 20-28 2004, Excursion Guide book, Volume 68, p. 36.
- Jadoul, F., and Nicora, A., 1979, L'assetto stratigrafico-paleogeografico del Trias Medio-Superiore della Val d'Aupa (Carnia orientale): *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 85, p. 1-30.
- Jadoul, F., and Nicora, A., 1986, Stratigrafia e paleogeografia ladinico-carnica delle Alpi Carniche orientali (versante nord della Val Canale, Friuli): *Rivista italiana di paleontologia e stratigrafia*, v. 91, p. 201-238.
- Jadoul, F., Nicora, A., and Ortenzi, A., 1995, Il Ladinico superiore-Carnico in Val D'Aupa e Alpi Giulie: prospettive di studio per il limite Ladinico-Carnico: *Annali dell'Università di Ferrara*, v. 5, p. 85-90.
- Jadoul, F., Nicora, A., Ortenzi, A., and Pohar, C., 2002, Ladinian Stratigraphy and Paleogeography of the Southern Val Canale (Pontebban-Tarvisiano, Julian Alps, Italy): *Memorie della Società Geologica Italiana*, v. 57, p. 29 - 43.
- Jamšek Rupnik, P., Benedetti, L., Bavec, M., and Vrabec, M., 2012, Geomorphic indicators of Quaternary activity of the Sava fault between Golnik and Preddvor: *RMZ – Material and Geoenvironment*, v. 59, p. 299-314.
- Jurkovsek, B., 1987, Listov Belijak in Ponteba - Explanatory notes, *Osnovna Geološka Karta 1:100 000 na Socialistična Federativna Republika Jugoslavija*: Beograd.
- Jurkovšek, B., Ogorelec, B., Kolar-Jurkovšek, T., B., B.J., Sribar, L., and Stojanovic, B., 1984, The geological structure of the area South of Vrsic with special regard to the development of Camian Beds: *RMZ - Min. Metal. Quart.*, v. 31, p. 301-334.
- Karadi, V., Kozur, H.W., and Görög, A., 2013, Stratigraphically important Lower Norian conodonts from the Csövár borehole (CSV-1), Hungary - Comparison with the conodont succession of the Norian GSSP candidate Pizzo Mondello (Sicily, Italy), in Tanner, L.H., Spielmann, J.A., and Lucas, S.G., eds., *The Triassic System*, Volume 61, New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin, p. 284-295.
- Karakitsios, V., 2013, Western Greece and Ionian Sea petroleum systems: *AAPG Bulletin*, v. 97, p. 1567-1595.
- Keim, L., Brandner, R., Krystyn, L., and Mette, W., 2001, Termination of carbonate slope progradation: an example from the Carnian of the Dolomites, Northern Italy: *Sedimentary Geology*, v. 143, p. 303-323.
- Keim, L., and Neri, C., 2005a, Dolomia Cassiana, in Cita Sironi, M.B., Abbate, E., Balini, M., Conti, M.A., Falorni, P., Germani, D., Gropelli, G., Manetti, P., and Petti, F.M., eds., *Carta Geologica d'Italia – 1:50.000. Catalogo delle Formazioni. Unità tradizionali.*, Volume Quaderni SGN, serie III, 7, fasc. VI, : Roma, APAT - Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia., p. 56-62.
- Keim, L., and Neri, C., 2005b, Formazione di S. Cassiano, in Cita Sironi, M.B., Abbate, E., Balini, M., Conti, M.A., Falorni, P., Germani, D., Gropelli, G., Manetti, P., and Petti, F.M., eds., *Carta Geologica d'Italia – 1:50.000. Catalogo delle Formazioni. Unità tradizionali.*, Volume Quaderni SGN, serie III, 7, fasc. VI, : Roma, APAT - Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia., p. 49-55.

- Keim, L., and Schlager, W., 1999, Automicrite facies on steep slopes (Triassic, Dolomites, Italy): *Facies*, v. 41, p. 15-25.
- Keim, L., Spotl, C., and Brandner, R., 2006, The aftermath of the Carnian carbonate platform demise: a basinal perspective (Dolomites, Southern Alps): *Sedimentology*, v. 53, p. 361–386.
- Kenter, J.A.M., Harris, P.M., and Della Porta, G., 2005, Steep microbial boundstone-dominated platform margins—examples and implications: *Sedimentary Geology*, v. 178, p. 5-30.
- Kessler, F., 1985, Fazieszyklen und Subsidenz auf einem evaporitischen Schelf. Die Raibler Schichten Westtirols und Südbayerns (Alpine Trias, Karn, Nördliche Kalkalpen) [PhD thesis]: Freiburg, Univ. Freiburg.
- Kolar-Jurkovšek, T., 1982, Conodonts from Amphiclina beds and Baca dolomite: *Geologja*, v. 25, p. 167-188.
- Kolar-Jurkovšek, T., 1983, Srednjetriasni konodonti Slovenije Rudarsko-Metalurski Zbornik, v. 30, p. 323-364.
- Kolar-Jurkovšek, T., 1990, Microfauna of Middle and Upper Triassic in Slovenia and its biostratigraphic significance: *Geologja*, v. 33, p. 21-170.
- Kolar-Jurkovšek, T., Gazdzicki, A., and Jurkovšek, B., 2005, Conodonts and foraminifera from the “Raibl Beds” (Carnian) of the Karavanke Mountains, Slovenia: stratigraphical and palaeobiological implications: *Geological Quarterly*, p. 429–438.
- Kolar-Jurkovšek, T., and Jurkovšek, B., 2003, *Clypeina besici* Pantiaë (Chlorophyta, Dasycladales) from the “Raibl Beds” of the western Karavanke Mountains, Slovenia: *Geologica Carpathica*, v. 54, p. 237-242.
- Kolar, T., 1979, Konodonti V škofjeloškem apnenu na Smarjetni gori = Conodonts from the Skofja Loka limestone of Smarjetna Gora: *Geologja*, v. 22, p. 309-325.
- Kossmat, F., 1906, Das Gebiet zwischen dem Karst und dem Zuge der Julischen Alpen: *Jahrbuch K.K. Geologischen Reichsanstalt*, v. 56, p. 259-276.
- Kossmat, F., 1910, Erläuterungen zur Geologischen Karte. SW-Oruppe Nr. 91 Bischoflack und Idria: Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, p. 101.
- Kozur, H., 1991, The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 87, p. 109-135.
- Kozur, H., 2003, Integrated ammonoid-, conodont and radiolarian zonation of the Triassic: *Hallesches Jahrb. Geowiss.*, v. 25, p. 49-79.
- Krystyn, L., 1978, Eine neue Zonengliederung im alpin-mediterranen Unterkarn, *Schriftenreihe Erdwissenschaftlichen Kommissionen, Volume 4, Osterreichische Akademie Wissenschaften*, p. 37-75.
- Krystyn, L., 1991, *Die Fossilagerstätten der alpinen Trias: Exkursionsführer*, Universität Wien, p. 61.
- Krystyn, L., 2008, An ammonoid-calibrated tethyan conodont time scale of the late Upper Triassic: *Berichte Geol. B.-A.*, v. 76, p. 9-11.

- Krystyn, L., Bouquerel, H., Kurschner, W.M., Richoz, S., and Gallet, Y., 2007a, Proposal for a candidate GSSP for the base of the Rhaetian stage: The Global Triassic. *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin*, v. 41, p. 164-173.
- Krystyn, L., Gallet, Y., Besse, J., and Marcoux, J., 2002, Integrated Upper Carnian to Lower Norian biochronology and implications for the Upper Triassic magnetic polarity time scale: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 203, p. 343-351.
- Krystyn, L., Lein, R., Schlaf, J., and Bauer, F.K., 1994, Über ein neues obertriadisch-jurassisches Intraplattformbecken in den Südkarawanken *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich - Ungarn* v. 2, p. 409-416.
- Krystyn, L., Richoz, S., Gallet, Y., Bouquerel, H., Kurschner, W.M., and Spotl, C., 2007b, Updated bio- and magnetostratigraphy from Steinbergkogel (Austria), candidate GSSP for the base of the Rhaetian stage: *Albertiana*, v. 36, p. 164-173.
- Kürschner, W.M., and Herengreen, G.F.W., 2010, Triassic palynology of central and northwestern Europe: a review of palynofloral diversity patterns and biostratigraphic subdivisions: Geological Society, London, Special Publications, v. 334, p. 263-283.
- Largaiolli, T., and Semenza, E., 1966, Studi geologici sulla zona della Giunzione Cadorina (Cadore orientale): *Studi Trentini di Scienze Naturali*, v. 43, p. 157-199.
- Lein, R., Schlaf, J., Müller, P.J., Krystyn, L., and Jesinger, D., 1995, Neue daten zur geologie des Karawanken-Strassentunnels: *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, v. 20, p. 371-387.
- Lepsius, R., 1876, Einteilung der alpinen Trias und ihr Verhältnis zur Ausseralpinen: *N. Jb. Min. Geol. Paläont.*, p. 742-744.
- Lieberman, H., 1978a, Das Raibler Becken: eine paläogeographische Rekonstruktion aus dem südalpinen Karn von Raibl (Cave del Predil, Italien): *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, v. 7, p. 7-20.
- Lieberman, H., 1979, Die Bivalven- und Ostracodenfauna von Raibl und ihr stratigraphischer Wert: *Verh. Geol. B.-A.*, v. 2, p. 85—131.
- Lieberman, H.M., 1978b, Carnitza Formation: *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, v. 25, p. 35-60.
- Lieberman, H.M., 1980, The suitability of the Raibl sequence as a stratotype for the Carnian Stage and the Julian Substage of the Triassic: *News. Stratigr.*, v. 9, p. 35-42.
- Machel, H.G., 2004, Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal: Geological Society, London, Special Publications, v. 235, p. 7-63.
- Mandl, G.W., 2000, The Alpine sector of the Tethyan shelf - Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps: *Mitt. Osterr. Geol. Ges.*, v. 92, p. 61-77.
- Marangon, A., Gattolin, G., Della Porta, G., and Preto, N., 2011, The Latemar: A flat-topped, steep fronted platform dominated by microbialites and symsedimentary cements: *Sedimentary Geology*, v. 240, p. 97-114.

- Marinelli, M., 1980, Triassic stratigraphy of Piova Valley (Eastern Cadore- Western Carnia): *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 85, p. 937-952.
- Masè, V., Avanzini, M., Tomasoni, R., and Zampedri, G., 2007, Adamello Brenta Geopark, Dossier di candidatura del territorio di riferimento del Parco Naturale Adamello Brenta come European e Global UNEASCO Geopark, p. 37.
- Masetti, D., and Bianchin, G., 1987, Geologia del Gruppo della Schiara (Dolomiti Bellunesi): *Memorie di Scienze Geologiche*, v. 39, p. 187-212.
- Masetti, D., Fantoni, R., Romano, R., Sartorio, D., and Trevisani, E., 2012, Tectonostratigraphic evolution of the Jurassic extensional basins of the eastern Southern Alps and Adriatic foreland based on an integrated study of surface and subsurface data: *AAPG Bulletin*, v. XX, p. 1-25.
- Masetti, D., Neri, C., and Bosellini, A., 1991, Deep-water asymmetric cycles and progradation of carbonate platforms governed by high-frequency eustatic oscillations (Triassic of the Dolomites, Italy): *Geology*, v. 19, p. 336-339.
- Masetti, D., Neri, C., Stefani, M., and Zanella, R., 1985, Cicli e tempesti nel Retico delle Dolomiti di Brenta: *Memorie della Società Geologica Italiana* v. 30, p. 267-283.
- Massironi, M., Zampieri, D., and Caporali, A., 2006, Miocene to present major fault linkages through the Adriatic indenter and the Austroalpine-Penninic collisional wedge (Alps of NE Italy): *Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa*, v. 262, p. 245-258.
- Mazza, M., Rigo, M., and Gullo, M., 2012, Taxonomy and biostratigraphic record of the Upper Triassic conodonts of the Pizzo Mondello section (western Sicily, Italy), GSSP candidate for the base of the Norian: *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 118, p. 85-130.
- Meço, S., 1999, Conodont biostratigraphy of triassic pelagic strata, Albania: *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 105, p. 251-266.
- Merlini, S., Doglioni, C., Fantoni, R., and Ponton, M., 2002, Analisi strutturale lungo un profilo geologico tra la linea Fella-Sava e l'avampaese adriatico (Friuli Venezia Giulia-Italia): *Memorie della Società Geologica Italiana*, v. 57, p. 293-300.
- Mietto, P., 1977, Considerazioni stratigrafiche e paleontologiche sulla Dolomia Principale nell'area di Recoaro (Vicenza): *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 83, p. 9.
- Mietto, P., 1985, Piste di dinosauri nella Dolomia Principale (Triassico superiore) del Monte Pelmetto (Cadore). *Memorie della Società Geologica Italiana*, v. 30, p. 307-310.
- Mietto, P., and Manfrin, S., 1995, A high resolution Middle Triassic ammonoid standard scale in Tethys Realm. A preliminary report: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 166, p. 25.
- Mietto, P., Manfrin, S., Preto, N., and Gianolla, P., 2008, Selected ammonoid fauna from Prati di Stuares/Stuares Wiesen and related sections across the Ladinian-Carnian boundary (Southern Alps): *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 114, p. 377-429.
- Mietto, P., Manfrin, S., Preto, N., Rigo, M., Roghi, G., Furin, S., Gianolla, P., Posenato, R., Muttoni, G., Nicora, A., Buratti, N., Cirilli, S., Spötl, C., Ramezani, J., and Bowring, S.A., 2012, The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the

- Carnian Stage (Late Triassic) at Prati di Stuoress/Stuoress Wiesen Section (Southern Alps, NE Italy): *Episodes*, v. 35, p. 414-430.
- Mioc, P., 1997, Tectonic Structures Along the Periadriatic Lineament in Slovenia: *Geologica Croatica*, v. 50, p. 251-260.
- Missoni, S., Gawlick, H.-J., Dumitrica, P., Krystyn, L., and Lein, R., 2008, Late Triassic mass-flow deposits in hemipelagic „Slovenian Trough“-like sediments in the Karavank Mountains (Austria) triggered by Late Triassic strike-slip movements: *Journal of Alpine Geology*, v. 49, p. 71.
- Mojsisovics, E., 1878, Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien : Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen: Wien, Hölder.
- Mojsisovics, E.v., 1869, Ueber die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen: *Jahrbuch K.K. Geologischen Reichsanstalt*, v. 19, p. 91-150.
- Montanari, A., 2012, Revisione stratigrafica del "Gruppo di Raibl" nella sua area tipo (Cave del Predil, Alpi Giulie) [Master Degree Thesis thesis]: Ferrara, Università di Ferrara.
- Mundil, R., Pálffy, J., Renne, P., and Brack, P., 2010, The Triassic time scale: new constraints and a review of geochronological data, *in* Lucas, S.G., ed., *The Triassic Timescale*, Volume 334 Special Publications: London, Geological Society.
- Muttoni, G., Kent, D.V., Di Stefano, P., Gullo, M., Nicora, A., Tait, J., and Lowrie, W., 2001, Magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Carnian/Norian boundary interval from the Pizzo Mondello section (Sicani Mountains, Sicily): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 166, p. 383-399.
- Muttoni, G., Meço, S., and Gaetani, M., 2005, Magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Late Triassic Guri Zi section, Albania: Constraint on the age of the Carnian- Norian boundary: *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 111, p. 22.
- Neri, C., Gianolla, P., Furlanis, S., Caputo, R., and Bosellini, A., 2007a, Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000, Foglio 29 Cortina d'Ampezzo, APAT.
- Neri, C., Gianolla, P., Furlanis, S., Caputo, R., and Bosellini, A., 2007b, Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000, Foglio 29 Cortina d'Ampezzo: Roma, APAT, p. 202.
- Nicora, A., 1980, *Pseudofurnischi* *murcianus* van den Boogaard in the Upper Triassic of Southern Alps and Turchy: *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 86, p. 1-9.
- Nicora, A., and Rizzi, E., 1998, Stop 1.1 - Conodonts from the Ladinian-Carnian succession of Val d'Aupa (Western Carnia, Northern Italy) *Giornale di geologia*, v. 60, p. 128-137.
- Ogorelec, B., and Buser, S., 1996, Dachstein Limestone from Krn in Julian Alps (Slovenia): *Geologija*, v. 39, p. 133-157.
- Ogorelec, B., Jurkovšek, B., Šrihar, L., Jelen, B., Stojanovič, B., and Mišič, M., 1984, Karnijske plasti v Tamarju in pri Logu pod Mangartom = Carnian beds at Tamar and at Log pod Mangartom: *Geologija*, v. 27, p. 107-158.

- Ogorelec, B., Orehek, S., and Budković, T., 1999, Lithostratigraphy of the Slovenian Part of the Karavanke Road Tunnel: *Abhandlungen der Geologische Bundesanstalt*, v. 56, p. 99-112.
- Oprčkal, P., Gale, L., Jurkovšek, T.K., and Rožic, B., 2012, Outcrop-scale evidence for the Norian-Rhaetian extensional tectonics in the Slovenian Basin (Southern Alps): *Geologija*, v. 55, p. 45-56.
- Orchard, M.J., 2010, Triassic conodonts and their role in stage boundary definition: Geological Society, London, Special Publications, v. 334, p. 139-161.
- Passeri, L., Bertinelli, A., and Ciarapica, G., 2005, Paleogeographic meaning of the Late Triassic-Early Jurassic Lagonegro units: *Bollettino della Società Geologica Italiana*, v. 124, p. 231-245.
- Pernarcic, E., 2000, Le breccie dolomitiche al tetto della Dolomia Principale: evidenze di tettonica sinsedimentaria intrapiattaforma, *in* Carulli, G.B., ed., Guida alle escursioni della 80° Riunione Estiva S.G.I., Trieste, 6-8 settembre 2000: Trieste, Edizioni Università di Trieste, p. 128-130.
- Petti, F.M., and Falorni, P., 2007, Anidriti di Burano, *in* Cita Sironi, M.B., Abbate, E., Balini, M., Conti, M.A., Falorni, P., Germani, D., Groppelli, G., Manetti, P., and Petti, F.M., eds., Carta Geologica D'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali, Quaderni, serie III, Volume 7, Fascicolo VII Roma, A.P.A.T. Dipartimento di Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia., p. 188-193.
- Pia, J., 1936, Geologische Karte der Pragser Dolomiten.
- Picotti, V., 2003, Note Illustrative Tavola 80 IV, Roncone, Carta geologica della Provincia di Trento, scala 1:25.000: Firenze, SELCA, p. 105.
- Picotti, V., and Pini, G.A., 1988, Tettonica sinsedimentaria norica nel settore compreso fra il Lago d'Idro e il Lago di Garda: *Rendiconti della Società Geologica Italiana*, v. 11, p. 6.
- Picotti, V., and Prosser, G., 1987, Studio geologico dell'area compresa tra Lozzo di Cadore e il gruppo delle Marmarole (Dolomiti, Alpi Meridionali): *Giornale di Geologia*, v. 49, p. 33-50.
- Piller, W.E., Egger, H., Erhart, C.W., Gross, M., Harzhauser, M., Hubmann, B., van Husen, D., Krenmayr, H.-G., Krystyn, L., Lein, R., Lukeneder, A., Mandl, G.W., Rögl, F., Roetzel, R., Rupp, C., Schnabel, W., Schönlaub, H.P., Summesberger, H., Wagneich, M., and Wessely, G., 2004, Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). : Wien, Österreichische Akademie der Wissenschaften.
- Pisa, G., 1972, Geologia dei monti a nord di Forni di Sotto (Carnia Occidentale): *Giornale di Geologia*, v. 38, p. 543-688.
- Pisa, G., 1974, Tentativo di ricostruzione paleoambientale e paleostrutturale dei depositi di piattaforma carbonatica medio triassica delle Alpi Carniche sud-occidentali: *Memorie della Società Geologica Italiana*, v. 13, p. 35-83.
- Pisa, G., Marinelli, M., and Viel, G., 1980, Infraraibl group: a proposal (Southern Calcareous Alps, Italy): *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 85, p. 983-1002.
- Placer, L., 2008, Principles of the tectonic subdivision of Slovenia: *Geologija*, v. 51, p. 205-217.

- Placer, L., Vrabec, M., and Celarc, B., 2010, The bases for understanding of the NW Dinarides and Istria Peninsula tectonics: *Geologja*, v. 53, p. 55-86.
- Placer, L., Vrabec, M., and Trajanova, M., 2002, Kratek pregled geologije okolice Mežice, in Horvat, A., Košir, A., Vreča, P., and Brenečič, M., eds., *Vodnik po ekskurzijah*, 1. slovenski geološki kongres, črna na Koroškem, 3-14., p. 3-14.
- Poltnig, W., Herlec, U., Štrucl, S.F., Bedjanič, M., Rojs, L., Hartmann, G., Vodovnik, P., Vernik, M., and Achatz-Riepl, H., 2010, Full geological description of Geopark Karavanke, 208 p.
- Pomar, L., and Kendall, C.G.S., 2007, Architecture of carbonate platforms: a response to hydrodynamics and evolving ecology: *SEPM Special Publications*, v. 89, p. 187-214.
- Ponton, M., 2010, *Architettura delle Alpi Friulane*: Udine, Museo Friulano St. Nat., 80 p.
- Ponton, M., and Podda, F., 1995, Un esempio di scarpata di piattaforma norica lungo la linea M. Dof - M. Auda (Prealpi Carniche): *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, v. Serie Speciale 3, p. 11-19.
- Ponton, M., Posenato, R., Cozzi, A., and Pernarcic, E., 2000a, Il Gruppo del M. Canin: successione stratigrafica, assetto strutturale, carsismo di alta quota e glacialismo, in Carulli, G.B., ed., *Guida alle escursioni della 80° Riunione Estiva S.G.I.*, Trieste, 6-8 settembre 2000: Trieste, Edizioni Università di Trieste, p. 74-82.
- Ponton, M., Scotti, P., Fantoni, R., and Simonetto, L., 2000b, Rio Resartico: Formazione del Monticello e unità a laminiti organiche, in Carulli, G.B., ed., *Guida alle escursioni della 80° Riunione Estiva S.G.I.*, Trieste, 6-8 settembre 2000: Trieste, Edizioni Università di Trieste, p. 151-159.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., and Vail, P.R., 1988, Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework, in Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.S., Posamentier, H.W., Ross, C.A., and Van Wagoner, J.C., eds., *Sea Level Changes - An Integrated Approach Volume 42*, *SEPM Special Publications*, p. 110-124.
- Preto, N., 2001, Ambiente deposizionale, ciclicità e climatologia della Formazione di Durrenstein (Trias superiore, Dolomiti) [PhD thesis]: Padova, Università degli Studi di Padova.
- Preto, N., Agnini, C., Rigo, M., Sprovieri, M., and Westphal, H., 2013, The calcareous nannofossil *Prinsiosphaera* achieved rock-forming abundances in the latest Triassic of western Tethys: consequences for the $\delta^{13}\text{C}$ of bulk carbonate: *Bioesciences*, v. 10, p. 6053-6068.
- Preto, N., and Hinnov, L.A., 2003, Unraveling the origin of carbonate platform cyclothems in the Upper Triassic Dürrenstein Formation (Dolomites, Italy): *Journal of Sedimentary Research*, v. 73, p. 774-789.
- Preto, N., Kustatscher, E., and Wignall, P.B., 2010, Triassic climates — State of the art and perspectives: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 290, p. 1-10.

- Preto, N., Roghi, G., and Gianolla, P., 2005, Carnian stratigraphy of the Dogna area (Julian Alps, northern Italy): tessera of a complex palaeogeography: *Bollettino della Società Geologica Italiana*, v. 124, p. 269-279.
- Preto, N., Willems, H., Guaiumi, C., and Westphal, H., 2012, Onset of significant pelagic carbonate accumulation after the Carnian Pluvial Event (CPE) in the western Tethys: *Facies*, v. 59, p. 891-914.
- Rakovec, I., 1950, O nastanku in pomenu psevdoziljskih skladov: *Geogr. vestnik*, v. 22, p. 191-214.
- Ramovš, A., 1978, Zgomjekarnijski in spodnjenoriški konodonti v okolici Mirne na Dolenjskem = Upper Carnian and Lower Norian conodonts from Mirna in Lower Carniola: *Geologija*, v. 22, p. 47-60.
- Ramovš, A., 1986, Paläontologisch bewiesene Karn/Nor-Grenze in den Julischen Alpen: *Newsletters on Stratigraphy*, v. 16, p. 133-138.
- Ramovš, A., 1987, Ausbildung der Karn-Stufe im östlichen Teil der nördlichen Julischen Alpen: *Geologija*, v. 30, p. 67-82.
- Ramovš, A., 1993a, *Epigondolella abneptis* and *E. spatulata* in the Lower Norian in the central Kamnik Alps, Slovenia: *Geologija*, v. 36, p. 69-74.
- Ramovš, A., 1993b, Stratigrafski razvoj triasa v severnih Julijskih Alpah in zahodnih Karavankah-korelacija - II Del, Zgornji trias: *Rudarsko-metalurški zbornik*, v. 40, p. 103-114.
- Ramovš, A., 1994, Eine Obertrias-Conodontenfauna (Karnium) aus dem unteren Abschnitt der „Kalke und Dolomite von Zelezniki“ (Eisern, West-Slowenien): *Abh.Geol.B.-A.*, v. 50, p. 381-385.
- Ramovš, A., 1997a, Conodonten-Stratigraphie der Obertrias von Slowenien. Ergebnisse eigener Untersuchungen: *Geologija*, v. 40, p. 223-232.
- Ramovš, A., 1997b, *Epigondolella pseudodiebeli* (Kozur, 1972) (Conodonta) aus den oberen Amphiclinen-Schichten oberhalb Poče, Westslowenien: *Geologija*, v. 40, p. 103-107.
- Ramovš, A., and Kristan-Tollmann, E., 1967, Die Lias-Schichten von Stol (Karawanken): *Geol. Vjesnik*, v. 20, p. 57-62.
- Ramovš, A., and Šribar, L., 1992, The Cordevolian reef on the Menina, Kamnik-Savinja Alps, Slovenia: *Geologija*, v. 35, p. 73-80.
- Ramovš, A., and Turnšek, D., 1987, Upper Triassic (Norian-Rhaetian) reef buildups in the northern Julian Alps (NW Yugoslavia): *Razprave IV. razr. SAZU*, v. 28, p. 27-67.
- Rettori, R., Loriga, C., and Neri, C., 1998, Lower Carnian foraminifers from the type locality of the Calcare del Predil (Raibl Group, Northeastern Italy): *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 104, p. 369-380.
- Riding, R., 2000, Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial algal-mats and biofilms: *Sedimentology*, v. 47, p. 179-214.
- Riding, R., 2011a, Calcified cyanobacteria, *in* Reitner, J., and Thiel, V., eds., *Encyclopedia of Geobiology*: Heidelberg, Springer, p. 211-223.
- Riding, R., 2011b, Reefal microbial crusts, *in* Hopley, D., ed., *Encyclopedia of Modern Coral Reefs*: Heidelberg, Springer, p. 911-915.

- Rigo, M., Galli, M.T., and Jadoul, F., 2009, Late Triassic biostratigraphic constraints in the Imagna Valley (western Bergamasc Alps, Italy): *Albertiana*, v. 37, p. 39-42.
- Rigo, M., and Joachimski, M.M., 2010, Palaeoecology of Late Triassic conodonts: Constraints from oxygen isotopes in biogenic apatite: *Acta Palaeontologica Polonica*, v. 55, p. 471-478.
- Rigo, M., Ponton, M., and Roghi, G., 2007a, The coeval anoxic basin with the Dolomia Principale in the Eastern Southern Alps: What conodonts tell us about paleogeography., *Epitome*, Volume 2: Rimini, p. 168-169.
- Rigo, M., Preto, N., Franceschi, M., and Guaiumi, C., 2011, Stratigraphy of the Carnian - Norian Calcarei con Selce Formation in the Lagonegro Basin, Southern Apennines: *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 118, p. 143-154.
- Rigo, M., Preto, N., Roghi, G., Tateo, F., and Mietto, P., 2007b, A rise in the Carbonate Compensation Depth of western Tethys in the Carnian (Late Triassic): Deep-water evidence for the Carnian Pluvial Event: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 246, p. 188-205.
- Rigo, M., Trotter, J.A., Preto, N., and Williams, I.S., 2012, Oxygen isotopic evidence for Late Triassic monsoonal upwelling in the northwestern Tethys: *Geology*, v. 40, p. 515-518.
- Rinaldo, M., and Jadoul, F., 1994, La successione anisico superiore-carnica delle Dolomiti di Brenta (Trentino occidentale). *Studi Trentini di Scienze Naturali*, v. 69, p. 93-118.
- Roghi, G., 2004, Palynological investigations in the Carnian of the Cave del Predil area (Julian Alps, NE Italy): *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 132, p. 1-35.
- Roghi, G., and Dalla Vecchia, F.M., 1997, The palynology and palaeoenvironment of the Upper Triassic dolomitic-marly sequence of Dogna valley (Udine, Friuli-Venezia Giulia, NE Italy) with reptile trackways: *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 103, p. 183-192.
- Roghi, G., Gianolla, P., Minarelli, L., Pilati, C., and Preto, N., 2010, Palynological correlation of Carnian humid pulses throughout western Tethys: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 290, p. 89-106.
- Roghi, G., Mietto, P., and Dalla Vecchia, F.M., 1995, Contribution to the Conodont Biostratigraphy of the Dolomia dei Forni (Upper Triassic, Carnia, Italy): *Memorie di Scienze Geologiche*, v. 47, p. 125-133.
- Roghi, G., Ragazzi, E., and Gianolla, P., 2006, Triassic Amber of the Southern Alps (Italy): *Palaios*, v. 21, p. 143-154.
- Rostási, Á., Raucsik, B., and Varga, A., 2011, Palaeoenvironmental controls on the clay mineralogy of Carnian sections from the Transdanubian Range (Hungary): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 300, p. 101-112.
- Rožič, B., 2008, Upper Triassic and Lower Jurassic limestones from Mt Kobra in the northern Tolmin Basin: tectonically repeated or continuous succession?: *RMZ – Materials and Geoenvironment*, v. 55, p. 345-362.
- Rožič, B., Kolar-Jurkovšek, T., and Šmuc, A., 2008, Late Triassic sedimentary evolution of Slovenian Basin (eastern Southern Alps): description and correlation of the Slatnik Formation: *Facies*, v. 55, p. 137-155.

- Rüffer, T., and Bechstädt, T., 1998, Triassic sequence stratigraphy in the western part of the Northern Calcareous Alps, *in* de Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R., and Ulmer-Scholle, D., eds., *Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, Volume 60, SEPM Special Publications, p. 751-761.
- Russo, F., Neri, C., Mastandrea, A., and Baracca, A., 1997, The mud mound nature of the Cassian Platform Margins of the Dolomites A case history: the Cipit boulders from Punta Grohmann (Sasso Piatto Massif, northern Italy): *Facies*, v. 36, p. 25-36.
- Russo, F., Neri, C., Mastandrea, A., and Laghi, G., 1991, Depositional and diagenetic history of the Alpe di Specie (Seelandalpe) fauna (Carnian, Northeastern Dolomites): *Facies*, v. 25, p. 187-210.
- Ruvineti, R., 2004, Molluschi bentonici e brachiopodi nell'evoluzione paleoambientale e paleoclimatica del Carnico medio del Sudalpino orientale [PhD thesis]: Ferrara, Università degli Studi di Ferrara.
- Sattler, U., 1999, Sedimentologie, Mikrofazies und Sequenzstratigraphie einer obertriadischen, ertrunkenen Karbonatplattform und Kartierung des Razor-Bovški Gamsovec Massivs in den Julischen Alpen Sloweniens [Specialist Degree thesis]: Wien, Uni Wien.
- Schirolli, P., 2007, Carta Geologica D'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali: Corna, Quaderni, serie III, Volume 7, Fascicolo VI: Roma, A.P.A.T. Dipartimento di Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia, p. 73-78.
- Schlaf, J., 1996, Ein obertriadisches Intraplattformbecken aus den Südkarawanken (Kärnten, ÖsterrEICH(Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., v. 39/40, p. 1-14.
- Schlaf, J., 1999, Muschelschille auf einem Obertriadischen vorriffhang (Julische Alpen, Slowenien) und ihre fazielle aussagekraft: *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, v. 24, p. 79-98.
- Schlaf, J., Lein, R., and Krystyn, L., 1997, Sequence stratigraphy of Upper Triassic carbonate platform margins in the Julian Alps (Slovenia) – an example for tectonic control on the development of systems tracts: *Gaea heidelbergensis*, v. 3, p. 303-304.
- Schlager, W., 2003, Benthic carbonate factories of the Phanerozoic: *International Journal of Earth Sciences*, v. 92, p. 445-464.
- Schlager, W., and Schollnberger, W., 1974, Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen: *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, v. 66-67, p. 165-193.
- Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M., and Ustaszewski, K., 2008, The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units: *Swiss Journal of Geosciences*, v. 101, p. 139–183.
- Schreiber, B.C., and El Tabakh, M., 2000, Deposition and early alteration of evaporites: *Sedimentology*, v. 47, p. 215-238.
- Selli, L., 1998, Il lineamento della Valsugana fra Trento e Cima d'Asta: cinematica neogenica ed eredità strutturali permo-mesozoiche nel quadro evolutivo del

- Sudalpino Orientale (NE-Italia): Memorie della Società Geologica Italiana, v. 53, p. 503-541.
- Selli, R., 1963, Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali: *Giornale di Geologia*, v. 30, p. 1-121.
- Semenza, E., 1965, La tettonica del fianco sinistro della Valle del Piave fra Lozzo e Pieve di Cadore: *Memorie Geopaleontologiche dell'Università di Ferrara*, v. 1, p. 113-145.
- Senowbari-Daryan, B., and Bernecker, M., 2009, Carnian (Upper Triassic) reef biota from limestone blocks of different tectonic settings in the Oman Mountains: *Beringeria*, v. 40, p. 3-53.
- Senowbary-Daryan, B., 1981, Zur Paläontologie des Riffes innerhalb der Amphyclinen-Schichten bei Hudajužna, Slowenien: *Razprave SAZU*, v. 22.
- Simms, M.J., and Ruffell, A.H., 1989, Synchronicity of climatic change and extinctions in the Late Triassic: *Geology*, v. 17, p. 265-268.
- Siorpaes, C., 1990, Evoluzione strutturale degli Altipiani Ampezzani (Dolomiti Orientali): Padova, Università di Padova.
- Siorpaes, C., and Gianolla, P., 1991, Stratigrafia triassica del versante settentrionale delle cime di San Sebastiano (Dolomiti orientali): *Rendiconti della Società Geologica Italiana*, v. 114, p. 155-156.
- Smuc, A., 2005, Jurassic and Cretaceous stratigraphy and sedimentary evolution of the Julian Alps, NW Slovenia: Ljubljana, Založba ZRC, 98 p.
- Stampfli, G.M., and Borel, G.D., 2002, A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 196, p. 17-33.
- Stampfli, G.M., 2005, Plate Tectonics of the Apulia-Adria Microcontinents, *in* Finetti, I.R., ed., *CROP Project: Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy*, p. 747-766.
- Stampfli, G.M., and Borel, G.D., 2002, A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 196, p. 17-33.
- Stefani, M., Furin, S., and Gianolla, P., 2010, The changing climate framework and depositional dynamics of Triassic carbonate platforms from the Dolomites: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 290, p. 43-57.
- Stefani, M., and Golfieri, A., 1989, Sedimentologia e stratigrafia delle successioni retiche al confine fra Lombardia e Trentino: *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 95, p. 29-55.
- Stur, D., 1868, V. Beiträge zur Kenntniss der geologischen Verhältnisse der Umgegend von Raibl und Kaltwasser: *Jahrbuch K.K. Geologischen Reichsanstalt*, v. 18, p. 71-122.
- Stúr, D., 1858, Das Isonzo-Thal von Flitsch abwärts bis Görz, die Umgebungen von Wippach, Adelsberg, Planina und die Wochein: *Jahrbuch K.K. Geologischen Reichsanstalt*, v. 9, p. 324-366.
- Sues, H.-D., and Fraser, N.C., 2010, *Triassic Life on Land: The Great Transition*, Columbia University Press, 236 p.

- Sueß, E., and Mojsisovics, E.v., 1867, Studien über die Gliederung der Trias- und Jura-Bildungen in den östlichen Alpen: Jahrbuch K.K. Geologischen Reichsanstalt, v. 17, p. 554-574.
- Swart, P.K., and Melim, L.A., 2000, The Origin of Dolomites in Tertiary Sediments from the Margin of Great Bahama Bank: *Journal of Sedimentary Research*, v. 70, p. 738-748.
- Teller, F., 1896, Erläuterungen zur Geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen): Verlag der k.k. Geologischen Reichsanstalt, p. 262.
- Tintori, A., 1995, The Norian (late Triassic) Calcare di Zorzino fauna from Lombardy (N. Italy): the state of the art, II International Symposium on Lithographic Limestones: Cuenca, p. 139-142.
- Tosti, F., Mastandrea, A., Guido, A., Demasi, F., Russo, F., and Riding, R., 2014, Biogeochemical and redox record of mid-late Triassic reef evolution in the Italian Dolomites: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 399, p. 52-66.
- Tozer, E.T., 1967, A Standard for Triassic Time: *Geological Survey of Canada Bulletin*, v. 156, p. 103.
- Trombetta, G.L., and Claps, M., 1995, Sedimentology and depositional evolution of a platform-basin system: the example of the Ledro Valley intra-platform basin (Norian-Rhaetian, southern Alps): *Memorie di scienze geologiche*, v. 47, p. 31-44.
- Turnsek, D., 1997, Mesozoic corals of Slovenia = Mezozojske korale Slovenije: Ljubljana, Znanstvenoraziskovalni Center SAZU, 470 p.
- Turnšek, D., and Buser, S., 1989, The Carnian reef complex on the Pokljuka (NW Yugoslavia): *Razprave IV. razr. SAZU*, v. 30, p. 75-127.
- Turnsek, D., Buser, S., and Ogorelec, B., 1987, Upper Carnian reef limestone in clastic beds at Perbla near Tolmin (NW Yugoslavia) = Zgornjekarnijski grebenski apnenec v klastičnih plasteh pri Perbli nad Tolminom: *Razprave 4 razr. SAZU*, v. 27, p. 37-64.
- Turnšek, D., Buser, S., and Ogorelec, B., 1982, Carnian coral-sponge reef in the Amphiclina beds between Hudajužna and Zakriž (western Slovenia): *Razprave 4. razr. SAZU*, v. 24, p. 5-48.
- Urlichs, M., 1974, Zur Stratigraphie und Ammonitenfauna der Cassianer Schichten von Cassian (Dolomiten, Italien). *Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias*, Volume 2: *Erwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.: Wien*, p. 207-222.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., and Perez-Cruz, C., 1991, The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology—an overview, *in* Einsele, G., Ricken, W., and Seilacher, A., eds., *Cycles and Events in Stratigraphy*: Berlin, Springer-Verlag, p. 617-659.
- Velaj, T., 2002, Evaporites in Albania and their impact on the thrusting processes: *Carbonates and Evaporites*, v. 17, p. 68-78.
- Venturini, C., 1990, *Geologia delle Alpi Carniche centro-orientali*: Udine, 220 p.

- Venturini, C., 2002a, Carta geologica delle Alpi Carniche: Udine, Museo Friul. di Storia Nat.
- Venturini, C., Spalletta, C., Vai, G.B., Pondrelli, M., Fontana, C., Delzotto, S., Longo Salvador, G., and Carulli, G.B., 2006, Foglio 031 Ampezzo, Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Servizio Geologico d'Italia, p. 232.
- Venturini, S., 2002b, Il pozzo Cargnacco 1: un punto di taratura stratigrafica nella pianura friulana: Memorie della Società Geologica Italiana, v. 57, p. 11-18.
- Vlahović, I., Tišljarić, J., Velić, I., and Matičec, D., 2005, Evolution of the Adriatic Carbonate Platform: Palaeogeography, main events and depositional dynamics.: Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, v. 220, p. 333-360.
- von Hauer, F., 1857, Ein Beitrag zur Kenntniss der Raibler Schichten: Sitzungsber. k. Ak. Wiss. Wien. Math.-Nat. Kl., v. 24, p. 537-566.
- Voros, A., 1991, Hierlatzkalk - a Peculiar Austro-Hungarian Jurassic Facies: Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich - Ungarn, v. 1, p. 145-154.
- Vrabec, M., and Fodor, L., 2006, Late Cenozoic tectonics of Slovenia: structural styles at the northeastern corner of the Adriatic microplate, *in* Pinter et al., N., ed., The Adria microplate: GPS Geodesy, Tectonics & Hazards, Springer, p. 151-168.
- Vrabec, M., Preseren, P.P., and Stopar, B., 2006, GPS study (1996-2002) of active deformation along the Periadriatic fault system in northeastern Slovenia: tectonic model: Geologica Carpathica, v. 57, p. 57-65.
- Wendt, J., and Fürsich, F.T., 1980, Facies analysis and palaeogeography of the Cassian Formation, Triassic, Southern Alps: Rivista italiana di paleontologia e stratigrafia, p. 1003-1026.
- Winterer, E.L., and Bosellini, A., 1981, Subsidence and Sedimentation on Jurassic Passive Continental Margin, Southern Alps, Italy, American association of petroleum geologists.
- Wöhrmann, S., 1893, Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna: Jahrbuch K.K. Geologischen Reichsanstalt, v. 43, p. 617-768.
- Zamparelli, V., Cirilli, S., Iannace, A., and Jadoul, F., 1999, Paleotectonic and paleoceanographic controls on microbial-serpulid communities in the Norian-Rhaetian carbonates of Italy: a synthesis: Palaeopelagos Special Publication, v. 3, p. 7-84.
- Zampieri, D., 2000, Segmentation and linkage of the Lessini Mountains normal faults, Southern Alps, Italy: Tectonophysics, v. 319, p. 19-31.
- Zanferrari, A., Masetti, D., Monegato, G., and Poli, M.E., 2013, Note Illustrative - Foglio 049 Gemona del Friuli, Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50000: Udine, ISPRA, p. 262.
- Zanferrari, A., Monegato, G., Podda, F., Poli, M.E., Russo, S., Toffolon, G., and Ponton, M., 2012, Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000, Foglio 49 Gemona del Friuli, APAT.

Ziegler, A., Eshel, G., Rees, P.M., Rothfus, T., Rowley, D., and Sunderlin, D., 2003, Tracing the tropics across land and sea: Permian to present: *Lethaia*, v. 36, p. 227-254.

8. Appendice: descrizione delle sezioni misurate

A.1 Dordolla

Sezione Torrente Aupa

Fm. di Tor

- 73 cm – Sequenza TU di calcareniti ibride (*packstone*) bioclastiche, grigie ad alterazione marrone, in strati decimetrici (8-20 cm) a giunti ondulati, debolmente dolomitizzate, alternati ad interstrati centimetrici (3-5 cm) di peliti nerastre. All'interno dei litotipi carbonatici, la frazione terrigena più fine è confinata in laminazioni pelitiche ondulate. Negli strati più potenti sono presenti cavità da dissoluzione. Al microscopio (TA01) è evidente una tessitura *wackestone/packstone* dominata da bivalvi (anche costati) e gasteropodi fluttuanti in una matrice micritica-siltosa. Si riconoscono inoltre frammenti di echinidi, foraminiferi bentonici, frustoli vegetali e piccoli grani (talvolta grani aggregati) rivestiti da un bordo micritico scuro;
- 49 cm – Strati amalgamati di calcareniti ibride bioclastiche, grigio scure ad alterazione marrone, con laminazioni pelitiche ondulate;
- 6 cm – Livelli centimetrici di calcari scuri (*wackestone- packstone*) a giunti piano- paralleli, laminati nella parte alta, ed intercalazioni pelitiche scure;
- 11 cm – Strati amalgamati di calcareniti ibride bioclastiche (bivalvi di dimensioni medio-grandi e gasteropodi) grigie scure, a giunti ondulati, con laminazioni argillose ondulate;
- 5 cm – Livelli centimetrici di calcari scuri a giunti piano- paralleli, laminati nella parte alta, ed intercalazioni pelitiche scure;
- 71 cm – Banchi decimetrici di strati amalgamati di calcareniti ibride bioclastiche, grigie ad alterazione giallastra, con bivalvi ben evidenti sulla superficie alterata;
- 17 cm – Calcarenite siltosa grigio scura, nodulare, con cavità geopetali visibili in superficie;
- 1,65 m – Banchi di circa 80 cm di strati amalgamati di calcareniti ibride grossolane con bivalvi allineati in livelli tempestici di circa 8 cm;
- 29 cm – Strati centimetrici di calcari dolomitizzati (*wackestone-packstone*) bioclastici, marroni, a giunti piano- paralleli. In sezione sottile (TA02) si notano intraclasti micritici scuri, frammenti litici e stiloliti scure. Alcuni grani micritici mostrano una struttura interna scura e contorni calcitici più chiari. La leggera embricatura dei grani più allungati evidenzia micro-laminazioni incrociate sormontate da livelli clastici più grossolani;
- 34 cm - Strati amalgamati di calcareniti ibride bioclastiche, grigie ad alterazione giallastra, con giunti ondulati;
- 74 cm – Areniti ibride grigio scure, bioclastiche, a cemento calcareo, con giunti piano- paralleli;
- 22 cm – Marne scure debolmente ondulate;
- 5 cm – Peliti nerastre;
- 22 cm - Calcare marnoso-siltoso (*packstone*), grigio scuro, a giunti ondulati;
- 14 cm – Peliti siltose scure ad alterazione rossastra;
- 53 cm – Strati decimetrici di calcareniti giallo-biancastre, con patine marnoso-siltose rossastre, dolomitizzate, con cavità da dissoluzione. Sono presenti fantasmi di bioclasti (bivalvi) ed intraclasti piatti;

- 47 cm – Strati amalgamati di dolomie grigio-rosate bioclastiche, talvolta con laminazioni ondulate a marcare giunti pelitici ondulati che poi si perdono lateralmente. L'analisi delle microfacies (TA03) è resa impossibile sia dalla forte dolomitizzazione che ha obliterato le strutture primarie, sia dalla struttura cataclastica che si presenta al microscopio;
- 2,4 m – Strati amalgamati di dolomie saccaroidi, talvolta con stiloliti ad evidenziare originari strati di 10 cm, talora con fantasmi di bioclasti e cavità da dissoluzione. Lateralmente (200 m circa) il bancone si connette a più livelli dolomitizzati, submetrici, a giunti piano-paralleli, capeggiati da intervalli marnosi centimetrici;
- 1,72 m - Strati amalgamati di dolomie massicce cristalline. Lateralmente (200 m circa) il bancone si connette a più livelli dolomitizzati, submetrici, a giunti piano-paralleli, capeggiati da intervalli marnosi centimetrici;

Fm. di Tor - ?

- 80 cm – Banco di dolomia nocciola chiaro, saccaroide, con laminazioni millimetriche ondulate di calcite (TA04);
- 2,1 m – Banco di dolomia bianco-rosata massiccia, talvolta con cavità da dissoluzione, che lateralmente si sfrangia in strati saldati decimetrici a giunti ondulati di dolomie cristalline grigio chiare;
- 1,6 m – Banco di dolomia saccaroide bianco-rosata;
- 1 m – Strati decimetrici di dolomie cristalline biancastre, a giunti debolmente ondulati. Sebbene la superficie alterata evidenzi fantasmi di bioclasti a base strato, la forte dolomitizzazione oblitera le micro-strutture (TA05); è intuibile una blanda laminazione suborizzontale ed ipotizzabile un originario protolite *packstone* debolmente siltoso;
- 43 cm – Strati amalgamati di dolomie cristalline biancastre, a giunti debolmente ondulati;
- 18 cm – Faglia con piano ad immersione N135/42°. È possibile che raddoppi parzialmente la successione (dislocamento verticale massimo 10 m);
- 1,6 m – Dolomie cristalline color nocciola, a base leggermente ondulata;
- 29 cm – Strati decimetrici di dolomie saccaroidi con fantasmi di bioclasti, a giunti piano-paralleli;
- 134 cm – Banchi decimetrici di dolomia cristallina nocciola-rosata, ricchissima in cavità da dissoluzione visibili sulla superficie alterata;
- 14 cm – Strati centimetrici di dolomia saccaroide color nocciola scuro;
- 43 cm – Strati decimetrici di dolomie color nocciola, a grana saccaroide, con fantasmi di bioclasti e giunti piano- paralleli;
- 31 cm – Strati centimetrici di dolomie cristalline color nocciola, a giunti ondulati, talvolta con interstrati pelitici millimetrici;
- 72 cm – Strati centimetrico-decimetrici di dolomie cristalline color nocciola, a base debolmente ondulata e tetto piano-parallelo;
- 76 cm – Copertura detritica;
- 2,28 m – Banchi pluri-metrici di dolomia massiccia;
- 5 cm – Faglia con piano ad immersione N130/60°. Raddoppia la successione di circa 50 cm;
- 1,06 m – Strati decimetrici di dolomie cristalline color nocciola scuro, leggermente fetide alla percussione, a giunti piano-paralleli ed interstrati pelitici millimetrici;
- 4 m – Banchi pluri-metrici di dolomia massiccia cristallina, color nocciola;
- 39 cm – Fascia cataclastica legata ad un piano di faglia a direzione d'immersione circa N135/40°. È possibile che raddoppi parzialmente la successione (dislocamento verticale massimo 10 m);
- 3,4 m – Banchi pluri-metrici di dolomia massiccia cristallina, color nocciola;

- 10 cm – Piano di faglia inversa ad inclinazione circa 60°, con raddoppio della successione di circa 1 m;
- 2,45 m – Banchi da decimetrici a metrici di dolomia massiccia cristallina, color nocciola;
- 1,07 m – Strati amalgamati di dolomia massiccia cristallina;
- 1,11 m – Sequenza TU di banchi decimetrici di dolomia massiccia cristallina, color nocciola, a giunti debolmente ondulati;

Dolomia della Portella

- 24,39 m – Banchi pluri-metrici di dolomia saccaroide in strati amalgamati, di colore variabile da nocciola a rosa;
- 1,61 m – Dolomie color nocciola, debolmente siltose, in strati decimetrici a giunti debolmente ondulati.

Fm. di Travenanzes, facies terrigeno- evaporitica

- 34 cm – Strati decimetrici di calcari dolomitizzati color nocciola, a giunti debolmente ondulati, con patine marnose ad alterazione giallastra sulle superfici di strato e laminazioni trattive piano-parallele ricche in bioclasti nella parte basale degli strati. In sezione sottile (TA09) appare un netto passaggio da *packstone/wackestone* dolomitizzato con intraclasti micritici a spigoli mal arrotondati, bioclasti (prevalentemente ostracodi), peloidi, talvolta struttura a *fenestrae* ed incrostazioni microbiali, ad una dolomicrite sterile, con sostanza organica diffusa nella matrice.

Il tetto della sezione è marcato da un limite morfologico che corrisponde ad una diminuzione dei litotipi dolomitizzati ed un incremento delle intercalazioni terrigene.

Sezione Riu di Val

Fm. di Travenanzes, facies terrigeno- evaporitica

- 2 m – Banco di dolomia cataclastica massiccia bianco-rosata. Lateralmente si apre in strati decimetrici di dolomie grigio-azzurastre a giunti piano-paralleli e poggia su un corpo metrico ovunque massiccio assimilabile alla Dolomia della Portella;
- 75 cm – Alternanza di dolomicriti marnose grigio-verdastre, in strati centimetrico-decimetrici (da 6 a 20 cm) a giunti debolmente ondulati, marne grigio-azzurrognole ad alterazione giallastra in livelli centimetrici e peliti grigio scure. In sezione sottile (DD01) i litotipi carbonatici evidenziano bande micritiche lateralmente inarcate, con fratture subverticali da essiccamento, coperte da micriti argillose chiare, essenzialmente sterili in bioclasti e con sporadici frustoli vegetali;
- 14 cm – Dolomie grigio chiare con tessitura da saccaroide a criptocristallina, con giunto superiore marcato da 2 cm di marne azzurrognole dolomitizzate;
- 60 cm – Intervallo subaffiorante con alternanze di marne grigio-azzurrognole, marne argillose scure, marne biancastre, e poi bande di marne argillose verdastre e peliti nerastre;
- 36 cm – Strati centimetrico-decimetrici di dolomie afanitiche nocciola scuro, con giunti debolmente ondulati e superfici di strato marcate da patine pelitiche nero-lucide, con irregolari intercalazione marnose grigie. In sezione sottile (DD03) appare una tessitura micritica (*mudstone*) nella parte inferiore, con blande laminazioni argillose e scarsa materia organica diffusa nella matrice, che passa superiormente a *wackestone* sterili ma con tracce da bioturbazione, con piccoli clasti calcitici mal arrotondati indeterminabili;
- 57 cm – Alternanze di marne grigio-azzurrognole, marne argillose scure, marne biancastre, e poi bande di marne argillose verdastre e peliti nerastre;
- 26 cm - Alternanza di calcari micritici dolomitizzati grigio-verdastri, in strati centimetrici a giunti debolmente ondulati, e peliti grigio scure;

- 1,26 m – Successione di marne calcaree azzurrognole con patine di alterazione color ruggine, peliti verdastre, alternanze di marne grigio scure con fratture subverticali che si chiudono verso il basso (associabili ad essiccamento) e peliti scure;
- 24 cm – Strati centimetrici di dolomicriti marnose color grigio-nocciola. Sono presenti lamine silteose rossastre e allineamenti irregolari di clasti piatti marnosi verdi e rossi. In sezione sottile (DD04) si nota un'area con brandelli di *wackestone* con piccoli bioclasti (tra cui ostracodi e rari frammenti di bivalvi), piccoli clasti calcitici mal arrotondati, frustoli vegetali, separati da aree micritiche a piccoli clasti di calcite, passante superiormente ad un *mudstone* argilloso debolmente laminato, completamente sterile in bioclasti;
- 25 cm - Alternanza di dolomicriti grigio-verdastre, in strati centimetrici a giunti debolmente ondulati, ed intercalazioni millimetriche di peliti grigio scure;
- 18 cm – Sottili strati centimetrici di calcari marnosi, dolomitizzati, color grigio-nocciola;
- 10 cm – Dolomia marnosa color nocciola scuro, con intraclasti visibili sulla superficie alterata, a giunti debolmente ondulati evidenziati da patine pelitiche millimetriche nero-lucide. Le microfacies (DD05) mostrano *mudstone-wackestone* fini con un discreto contenuto in argille a formare blande laminazioni, che inglobano aree di *wackestone* leggermente più grossolani, con bioclasti (ostracodi) e clasti calcitici mal arrotondati; superiormente i fanghi passano a bande sub-orizzontali di *wackestone-packstone* con bioclasti (prevalentemente ostracodi, raramente piccoli foraminiferi), intraclasti micritici scuri angolosi (*mudstone* e *wackestone* bioclastici fini) e clasti calcitici di forma irregolare, delimitate da *wackestone* fini con la frazione terrigena confinata in sottili lamine argillose;
- 21 cm – Peliti scure e marne grigie dolomitizzate;
- 21 cm – Dolomicriti marnose color nocciola in strati sottili, a giunti da debolmente ondulati a nodulari;
- 64 cm - Strati centimetrico- decimetrici di dolomie da poco a francamente marnose, di colore variabile da grigio a nocciola scuro, con giunti debolmente ondulati ed intercalazioni marnoso- argillose centimetriche;
- 16 cm – Livelli centimetrici di marne dolomitizzate grigio- azzurrognole, con patine di alterazione color ruggine nella parte superiore;
- 9 cm – Strati centimetrici di dolomicriti marnose, grigie, talvolta con laminazioni evidenziate da concentrazioni argillose (DD06);
- 9 cm – Alternanze di peliti verdastre e marne dolomitizzate grigie;
- 85 cm – Strati centimetrici di dolomicriti nocciola scuro, talvolta marnose e con sottili livelli bio-intraclastici, a giunti da debolmente ondulati a piano- paralleli, con interstrati centimetrici di peliti;
- 59 cm – Dolomie grigiastre marnose in strati da 4 a 10 cm, a giunti debolmente ondulati, talvolta con laminazioni sub-orizzontali. In sezione sottile (DD07) si nota un livello inferiore e superiore micritico, passante ad una fascia centrale caratterizzata da un *wackestone* bioclastico fine (ostracodi) con piccole cavità sub-verticali a forma irregolare riempite da calcite spatica e brandelli di croste micritiche chiare;
- 46 cm - Alternanze centimetrico-decimetriche di peliti nerastre, marne dolomitizzate grigie e marne color nocciola;
- 34 cm – Alternanze di strati decimetrici di dolomie marnose da grigio a nocciola scuro, a giunti debolmente ondulati, ed interstrati centimetrici di peliti nere e marne nocciola;
- 48 cm – Alternanze di dolomie scure laminate, fetide alla percussione, in strati centimetrici a giunti piano-paralleli, e dolomie da poco a francamente marnose, scure, a giunti debolmente ondulati, separate da interstrati pelitici millimetrici. Le laminazioni sono date da (DD08) bande di micriti intra-bioclastiche (riconoscibili gli ostracodi) laminate, croste di *wackestone* argillosi bioclastici inglobate in livelli di *packstone*

- microspartitici, separate da sottili lamine argillose. La sostanza organica è distribuita in concentrazioni parallele alla laminazione;
- 40 cm – Strati decimetrici di dolomie marnose grigio scure, laminate, con interstrati marnoso- argillosi centimetrici nero-verdastri. Al microscopio (DD09) si nota come le bande, ondulate irregolarmente, siano date da *wackestone* siltoso- argillosi con ostracodi, alternanze di croste microspartitiche e *wackestone-packstone* argillosi, e *packstone* fini microspartitici con ostracodi e talvolta piccole *fenestrate*, che suggeriscono un'attività legante microbale;
 - 38 cm – Marne pelitiche nero- azzurrastrae laminate;
 - 42 cm – Strati centimetrico- decimetrici di dolomie marnose scure laminate con interstrati marnoso- argillosi nero- verdastri centimetrici;
 - 28 cm – Sottili strati centimetrici di calcari micritici marnosi dolomitizzati, color nocciola, a giunti piano-paralleli;
 - 51 cm – Dolomie scure, da poco a francamente marnose, talvolta laminate, in strati da decimetrici a centimetrici, con intercalazioni centimetriche di marne argillose;
 - 46 cm – Strati decimetrici di dolomicriti grigio scure;
 - 20 cm - Dolomie scure leggermente marnose con intercalazioni centimetriche di marne argillose;
 - 25 cm - Marne verdastre con interstrati pelitici millimetrici ogni 5-6 cm;
 - 18 cm – Dolomie marnose grigio chiare con fini intercalazioni argillose;
 - 1,07 m – Strati decimetrici di dolomie afanitiche grigio chiare;
 - 47 cm – Livelli centimetrici di marne verdastre laminate;
 - 53 cm – Alternanze di dolomie di colore da grigio a nocciola, da cristalline a marnose, e livelli centimetrici di marne e peliti;
 - 12 cm – Peliti nere laminate;
 - 55 cm – Alternanze di dolomie di colore da grigio a nocciola, da cristalline a marnose, e livelli centimetrici di marne e peliti;
 - 62 cm – Strati decimetrico-centimetrici di dolomie afanitiche grigio chiare, a giunti ondulati, talvolta con interstrati centimetrici marnosi dolomitizzati;
 - 50 cm - Marne argillose, rossastre alla base e verdastre al tetto, con intercalazioni millimetriche pelitiche nerastre;
 - 42 cm – Strati centimetrici di dolomie marnose grigio- nocciola ed intercalazioni pelitiche centimetriche;
 - 63 cm - Marne argillose, rossastre alla base e verdastre al tetto, con un livello intermedio di circa 8 cm di dolomia cristallina a giunti piano- paralleli;
 - 41 cm – Dolomie afanitiche grigio chiare e dolomicriti marnose grigiastre, a giunti debolmente ondulati, con interstrati pelitici centimetrici;
 - 7 cm - Marne argillose, rossastre alla base e verdastre al tetto;
 - 44 cm - Strati centimetrici di calcari marnosi dolomitizzati, nocciola chiaro, a giunto basale ondulado, ed intercalazioni pelitiche centimetriche. In sezione sottile (DD10) si notano aree di *wackestone-packstone* fini con bioclasti (ostracodi), intraclasti micritici, clasti pelitici scuri allungati e livelli argillosi, separati da livelli leggermente inarcati di micriti, ed aree irregolari di *wackestone* bio-intraclastici;
 - 41 cm - Marne argillose, rossastre alla base e verdastre al tetto, con un livello intermedio di dolomicriti marnose grigio-verdastre a giunti debolmente ondulati;
 - 36 cm – Strati decimetrici di dolomicriti marnose grigio-verdastre a giunti debolmente ondulati. A tetto è presente una piega fagliata, ma si riesce facilmente ad individuare il livello normalmente sovrastante;
 - 76 cm – Successione di peliti e marne grigio scure, con un livello intermedio marnoso-calcareo dolomitizzato di circa 18 cm;
 - 11 cm – Dolomicrite marnosa grigiastra. Sulla superficie fresca si riconoscono rari piccoli bivalvi a guscio sottile, al microscopio appaiono anche resti di piante (DD11);

- 29 cm – Strati centimetrico-decimetrici di dolomie afanitiche nocciola chiaro;
- 15 cm – Calcare dolomitizzato francamente marnoso, color nocciola;
- 1,33 m – Intervallo con marne argillose scure e livello intermedio di circa 20 cm di marne biancastre, ad aspetto parzialmente brecciato, intervallate da interstrati pelitici scuri;
- 8 cm – Dolomicrite marnosa nocciola scuro con giunti ondulati;
- 12 cm – Peliti scure;
- 30 cm – Dolomie cristalline nocciola, marnose, a strati piano-paralleli, con giunto di tetto marcato da patine rossastre;
- 15 cm – Croste inarcate di marne giallastre, sovrastate da peliti rosse;
- 37 cm – Marne e peliti scure laminate;
- 25 cm – Alternanze di dolomie marnose color nocciola in sottili strati centimetrici ed interstrati pelitici scuri;
- 30 cm - Sequenza TU di strati centimetrici di calcari micritici marnosi dolomitizzati, grigiastri ed intercalazioni pelitiche;
- 40 cm - Marne dolomitizzate biancastre;
- 29 cm - Calcari micritici marnosi dolomitizzati, grigiastri, con spesse intercalazioni pelitiche scure centimetriche;
- 9 cm – Marne calcaree grigiastre con fanghi poligonali sulla superficie di tetto;
- 29 cm - Calcari micritici marnosi dolomitizzati, grigiastri, con giunti marnosi che evidenziano strutture da essiccamento;
- 59 cm – Alternanze di marne scure argillose (43 cm), peliti e calcari grigiastri micritici marnosi, dolomitizzati, e peliti a tetto;
- 18 cm – Strati centimetrici di calcari grigiastri francamente marnosi, a giunti debolmente ondulati. In sezione sottile appare una tessitura caratterizzata da bande di *mudstone-wackestone* argillosi con bioclasti (ostracodi) che vanno ad evidenziare blande laminazioni, e livelli di *wackestone-packstone* in cui i clasti di forma irregolare, disposti a formare blande laminazioni, sono andati completamente in dissoluzione (DD12a, DD12b);
- 23 cm – Marne scure argillose;
- 1,14 m – Faglia inversa comportante un raddoppio verticale di 2,5 m;
- 10 cm – Marne scure argillose;
- 18 cm – Strati decimetrici di calcari marnosi ad aspetto leggermente cariato, giallastro;
- 66 cm – Alternanze di marne argillose verdastre e livelli giallastri con aspetto farinoso, contenenti brandelli di marne verdastre, che passano verso l'alto a marne biancastre dolomitizzate. In sezione sottile (DD13) appare una tessitura micritica sterile, con orizzonti vacuolari di dissoluzione tendenzialmente di forma irregolare;
- 70 cm – Marne argillose laminate, verdastre alla base e nerastre verso l'alto;
- 10 cm – Calcari dolomitizzati francamente marnosi, ad aspetto leggermente cariato;
- 22 cm – Argilliti policrome rosso-verdastre;
- 41 cm – Marne grigiastre e peliti nero-verdastre
- 28 cm – Calcari dolomitizzati e dolomie marnose, ad aspetto leggermente cariato;
- 87 cm – Marne scure argillose e peliti con noduli centimetrici di calcare dolomitizzato;
- 13 cm – Livelli centimetrici di dolomie marnose;
- 33 cm – Marne argillose policrome rosso-verdastre, passanti a marne giallastre ad aspetto farinoso, e poi a calcari marnosi ad aspetto cariato, con interstrati pelitici verdastrati;
- 35 cm - Alternanze di calcari marnosi ad aspetto cariato e marne argillose verdastre centimetriche;
- 63 cm - Marne siltose verdastre ad alterazione ferruginosa, passanti a marne argillose verde scuro;

- 29 cm - Strati centimetrici di calcari marnosi grigi seguiti da alternanze di calcari marnosi ad aspetto cariato in sottili strati centimetrici ed intercalazioni argillose;
- 13 cm - Marne giallastre ad aspetto farinoso;
- 11 cm - Calcari marnosi grigio chiari, ad aspetto cariato. In sezione sottile (DD14) si osserva il passaggio da bande micritiche sterili, ad orizzonti di dissoluzione. Alcune delle cavità possono essere attribuite ad un'originaria struttura a *fenestrae*.

La successione prosegue con sequenze francamente terrigene caratterizzate da marne argillose e peliti scure, talvolta con sottili intercalazioni a tetto di marne gessose.

A.2 Rio Pontuz

Sezione Rio Pontuz

Dolomia della Portella

- 5 m - Dolomia massiccia cristallina grigio- rosata, priva di stratificazione o di strutture riconoscibili;
- 20 cm - Dolomia saccaroide biancastra, brecciata, con piccole vene di calcite tra i clasti e macchie millimetriche dovute a piccole concentrazioni di ossidi ferrosi avvenute in fase di diagenesi secondaria;
- 1,4 m - Dolomia massiccia cristallina grigio- rosata, priva di stratificazione o di strutture riconoscibili;
- 2,7 m - Strati amalgamati di dolomie saccaroidi. Sono percepibili in alcuni casi superfici di giunto ondulate che si perdono lateralmente;
- 2,3 - Banche sub-metrici di dolomie cristalline di colore variabile, da rosato a nocciola chiaro. Sono percepibili in alcuni casi ondulazioni che potrebbero indicare superfici di strato. In sezione sottile (RP12) appare una tessitura micritica, micro-brecciata, in cui si contraddistinguono una serie di piccole macchie nere diffuse omogeneamente in tutto il campione (sostanza organica);

Fm. di Travenanzes, facies terrigeno- evaporitica

- 33 cm - Dolomie micritiche grigio chiare, in strati centimetrici a giunti ondulati, con fratture millimetriche riempite da vene di calcite;
- 34 cm - Dolomie a grana grossolana, color nocciola chiaro, con leggere laminazioni visibili sulla superficie alterata, in strati centimetrici a giunti ondulati, parzialmente saldati. In sezione sottile (RP10) appare una tessitura *grainstone* ad intraclasti micritici angolosi, distribuiti in maniera isotropa. All'interno di alcuni grani sono presenti rarissimi bioclasti (ostracodi), mentre altri evidenziano piccole concentrazioni di sostanza organica;
- 54 cm - Intervalli decimetrici di dolomie marnose color nocciola, in strati di spessore variabile da 2 a 5 cm, a giunti ondulati, alternati ad altri livelli di dolomie color nocciola chiaro, micritiche, in strati decimetrici, con giunti marcati da patine marnose grigiastre;
- 15 cm - Dolomie color nocciola, con laminazioni pseudo-stromatolitiche visibili sulla superficie alterata, in strati da 5 a 10 cm;
- 20 cm - Dolomie marnose scure, a giunti piano paralleli in strati di 2-4 cm, alternate ad interstrati pelitici scuri millimetrici;
- 60 cm - Strati decimetrici a giunti da piano- paralleli a debolmente ondulati, di dolomie afanitiche color nocciola, con giunti marcati da patine marnose millimetriche. Nonostante la dolomitizzazione abbia obliterato buona parte della tessitura originaria, al microscopio (RP08) si riconoscono bande omogenee a tessitura *mudstone*, ed altre zone (*wackestone*) con micriti scure rielaborate in grani sub-arrotondati. L'embriciamento di

alcuni clasti allungati e sottili pellicole argillose evidenziano micro-strutture incrociate con *foreset* uni-direzionali. Non sono invece stati riconosciuti bioclasti, così come una componente silicoclastica siltoso-arenacea;

- 22 cm – Dolomie marnose scure, a giunti piano paralleli in strati di 2-4 cm, alternate ad interstrati pelitici scuri millimetrici;
- 45 cm – Dolomie grigiastre laminate, a giunti piano paralleli marcati da patine pelitiche millimetriche, leggermente fetide alla percussione. Le laminazioni increspate appaiono (RP07b, RP07) date da alternanze di livelli di *wackestone* fini debolmente bioclastici (piccoli bivalvi ed ostracodi) con laminazioni ondulate sottolineate da film argillosi, e bande microspartiche capeggiate da croste di *mudstone* scuri con microfratture sub-verticali riempite da calcite;
- 5 cm – Dolomia micritica marnosa scura;
- 36 cm – Dolomie grigiastre in strati decimetrici a giunti debolmente ondulati;
- 20 cm – Dolomie marnose scure, laminate, a giunti piano paralleli in strati di 2-4 cm, alternate ad interstrati pelitici scuri millimetrici. In sezione sottile (RP 6) si riconoscono bande increspate di microspartite con residui di materia organica e superfici stilolitiche scure, sormontate da livelli irregolari di *wackestone-packstone* con piccoli bioclasti indeterminabili e frustoli vegetali;
- 93 cm – Alternanze di intervalli decimetrici di dolomie afanitiche color nocciola, in strati decimetrici a giunti piano-paralleli, e livelli di dolomie afanitiche nocciola marnose, in strati di 5-7 cm a giunti debolmente ondulati;
- 1,14 m – Dolomie cristalline biancastre in strati generalmente decimetrici a giunti da debolmente a francamente ondulati, talvolta marnose e con superfici di strato marcate da patine argillose scure millimetriche, più raramente con interstrati pelitici centimetrici. Spesso gli strati più potenti (RP04) sono caratterizzati da alternanze di *packstone* con bioclasti (foraminiferi, piccoli bivalvi ed ostracodi), peloidi e sottili superfici stilolitiche, e *packstone-grainstone* a base erosiva ma con gli stessi componenti. Sono presenti anche piccole tracce di bioturbazione, e livelli di *floatstone* ad intraclasti (*mudstone-wackestone*) immersi in una matrice fine sterile, con residui di sostanza organica ed una piccola frazione di silicoclastico;
- 35 cm – Strati decimetrici di dolomie micritiche color nocciola scuro, a giunti ondulati. Nonostante la dolomitizzazione abbia obliterato gran parte della tessitura originaria, si nota un substrato con bande sub-orizzontali di *packstone-wackestone* fine, in cui la frazione terrigena fine è confinata in sottili laminazioni argillose, ed aree irregolari riempite da *wackestone* con intraclasti e bioclasti (piccoli bivalvi ed ostracodi) che richiamano bioturbazione;
- 29 cm - Strati decimetrici di calcari micritici dolomitizzati, color nocciola, spesso leggermente marnosi, a giunti debolmente ondulati e talvolta in orizzonti lenticolari;
- 30 cm – Dolomie grigiastre cristalline, in strati decimetrici a giunti ondulati;
- 3 cm – Peliti scure;
- 13 cm – Dolomie marnose in strati centimetrici a giunti debolmente ondulati ed interstrati millimetrici di pelite;
- 4 cm – Peliti scure;
- 62 cm – Strati decimetrici di calcari micritici fortemente dolomitizzati, color nocciola, spesso leggermente marnosi, a giunti debolmente ondulati e talvolta in orizzonti lenticolari. La forte dolomitizzazione ha obliterato le caratteristiche originarie, anche se si riesce ad intuire una tessitura *wackestone-packstone* fine, con sostanza organica e piccoli frustoli vegetali dispersi nella matrice, mentre sembrano assenti i bioclasti;

Serie di Plan de Gasilgis

La serie di seguito descritta poggia circa 20 m sopra il tetto della sezione precedente. Le misure degli intervalli indicati sono state raccolte in maniera speditiva e vanno intese come approssimative.

Fm. di Travenanzes, facies terrigeno- evaporitica

- 8 m - Si possono osservare sequenze cicliche metriche composte da livelli basali di marne grigiastre in intervalli metrici, talvolta con sottili lenti di dolomie afanitiche grigio chiare, gradanti in peliti nerastre e marne grigie, quest'ultime in straterelli di 2-3 cm ed intercalazioni pelitiche scure. Superiormente poggiano alternanze di dolomicriti color nocciola chiaro e peliti grigio-scure in sottili strati centimetrici, ed infine livelli decimetrici di calcari dolomitizzati marnosi, grigi ad alterazione giallastra, con giunti debolmente ondulati. Talvolta possono essere anche presenti dolomie saccaroidi biancastre in strati decimetrici, a giunti piano- paralleli.
- 15 m - Verso l'alto diminuiscono gradualmente i litotipi carbonatici e la successione è composta prevalentemente da litofacies marnoso- terrigene organizzate in ripetizioni cicliche di 50 cm- 1 m di spessore, raramente con dolomie marnose cariate, ad alterazione giallastra, in strati centimetrici;

Mb. del Monticello (Dolomia Principale)

- 25 m - Riacquista importanza la componente carbonatica e si individuano cicli composti da marne grigiastre ed argilliti scure, sormontate da strati decimetrici di dolomie marnose e dolomie bioclastiche. Spesso i carbonati presentano cavità da dissoluzione ed una tessitura *wackestone- packstone* fine (RPM02), con blandi allineamenti di piccoli intraclasti e bioclasti (indefinibili) a delineare micro laminazioni incrociate, mentre i litotipi più grossolani mostrano (RPM01) una struttura a gradazione inversa con *wackestone* a piccoli bivalvi e radiolari ricristallizzati e foraminiferi, passanti a tetto a livelli debolmente laminati di *packstone* bioclastici, talora con grani rivestiti e frammenti di dasicladali;
- 19 m – Sequenze cicliche metriche (da 2 a 5 m), costituite da dolomie marnose giallastre con intercalazioni marnoso-argillose fini, e più rari intervalli marnosi (anche dolomitizzati), talvolta con intercalazioni di dolomie cariate, seguite da dolomie marnose bioclastiche in livelletti centimetrici alternate a peliti in spessore variabile da 5 a 40 cm, e poi dolomie bioclastiche (RP_MON), debolmente marnose e raramente siltose, frequentemente vacuolari, di colore da nocciola a grigio, in strati generalmente decimetrici con interstrati millimetrici di peliti scure. La forte dolomitizzazione dei litotipi carbonatici oblitera ogni struttura, ma sulle superfici alterate sono visibili laminazioni trattive, concentrate nella parte inferiore di alcuni strati, intraclasti da poco a sub-arrotondati e bioclasti (bivalvi), oltre che tracce di bioturbazione nella parte medio-alta.
- 13 m – Sequenze cicliche metriche (da 2 a 4 m) caratterizzate da marne argillose e peliti scure prevalenti, in banchi fino a 50 cm, seguite da dolomie afanitiche e calcari fortemente dolomitizzati da grigi a nocciola scuro, frequentemente marnosi, in strati decimetrici da debolmente ondulati a nodulari, talvolta con strutture da essiccamento a tetto ed interstrati marnoso-argillosi centimetrici. Chiudono i cicli dolomie nodulari bioclastiche in strati centimetrici, raramente amalgamate e debolmente siltose, passanti a livelli decimetrici di dolomie cristalline intra-bioclastiche laminate, generalmente a giunti piano- paralleli;
- 12 m – Livelli pelitico-marnosi decimetrici (e più raramente marne dolomitizzate) passanti ad alternanze di dolomie marnose o calcari grigiastri dolomitizzati, bioturbati, a giunti debolmente ondulati, ed intercalazioni argillose centimetriche, spesso con i carbonati organizzati in sequenze TU/CU fino ad arrivare a dolomie cristalline. Raramente i calcari mostrano patine marnose azzurrognole sui giunti;
- 8 m – Cicli subtidali a scala metrica (fino a 2 m) con dolomie debolmente siltose, a giunti ondulati, ed intercalazioni centimetriche di marne argillose scure, passanti a banchi decimetrici di dolareniti bioclastiche, a giunti da debolmente ondulati a piano-

paralleli, frequentemente con laminazioni trattive alla base e livelli stromatolitici a tetto, separati da sottili intercalazioni pelitiche scure;

A.3 Val Dogna

Formazione di Tor

- 65 cm - Alternanze di dolomie e calcari dolomitizzati bioclastici (*packstone*), talvolta siltosi e laminati, dolomie marnose e dolomie micritiche (*wackestone*), di colore generalmente nocciola, in strati a giunti piano paralleli. In sezione sottile (VD35) sono riconoscibili intraclasti micritici angolosi, peloidi e bioclasti (tra i quali piccoli bivalvi, radiolari, foraminiferi bentonici, gasteropodi e frammenti di echinidi). Sono presenti anche frustoli carboniosi e rari piccoli grani di quarzo;
- 2 m – Dolomie bioclastiche (*floatstone*), talvolta leggermente marnose e con interstrati pelitici millimetrici, a giunti piano- paralleli e con fantasmi di grossi megalodontidi;
- 14 cm – Livelli centimetrici di calcari dolomitizzati, ricchissimi in megalodontidi a valve articolate immersi in una matrice fine cristallina;
- 36 cm – Calcari dolomitizzati bioclastici (*packstone- grainstone*), a giunti nodulari, in strati da 8 a 14 cm, con sottili intercalazioni marnoso-argillose;
- 28 cm – Marne scure laminate;
- 53 cm – Calcari nodulari bioclastici (*wackestone- packstone* a bivalvi), talora laminati, calcari micritici scuri e calcari marnosi in strati centimetrici, con interstrati di peliti e marne (2-4 cm);
- 4,5 cm – Calcari grigi, nodulari fortemente bioclastici (*packstone- grainstone*);
- 31 cm - Alternanze di calcari micritici scuri, leggermente marnosi, a giunti debolmente ondulati, e marne argillose scure in strati da 3 a 10 cm;
- 52.5 cm - Alternanze di calcari dolomitizzati e dolomie bioclastiche, a megalodontidi, talvolta gradate, in strati centimetrici a giunti nodulari, ed intercalazioni di marne argillose. In sezione sottile (VD34) sono evidenti lenti di *packstone* (pk) in un *floatstone* con frammenti di echinodermi, bivalvi, gasteropodi, peloidi e frustoli vegetali. Alcuni bioclasti presentano un rivestimento esterno, con piccoli grani aggregati concentricamente, che richiama rivestimenti microbiali.;
- 1,10 m - Calcari dolomitizzati marroncini, bioclastici, con larghi bivalvi e tracce di bioturbazione, in strati decimetrici (fino a 50 cm) a giunti ondulati, ed intercalazioni pelitiche millimetriche;
- 1,43 m - Alternanze di calcari micritici (*wackestone*), calcari marnosi scuri e marne argillose nerastre, in strati da 4 a 10 cm;
- 69 cm – Calcari bioclastici scuri (*wackestone-packstone*), a giunti nodulari, leggermente marnosi, ed interstrati pelitici millimetrici. Le microfacies (VD31) mostrano livelli bioclastici (bivalvi, frammenti di echinodermi e gasteropodi) che passano a micriti laminate e ricche in frustoli vegetali;
- 82 cm – Calcari micritici leggermente marnosi e calcari marnosi, scuri, in strati centimetrico-decimetrici a giunti ondulati, separati da interstrati millimetrici di peliti;
- 38 cm – Strati amalgamati di calcare marnoso con lamine pelitiche ondulate e cavità riempite da calcite;
- 2 cm – Peliti nere;
- 16 cm – Dolomicrite grigio scura, leggermente marnosa;
- 5 cm – Peliti nere;

Dolomia della Portella

- 75 cm – Strati decimetrici saldati di dolomia a grana grossolana, a giunti piano- paralleli;
- 2,6 m – Dolomia cristallina massiccia in banconi da decimetrici a metrici;

- 1 cm – Faglia lungo strato;
- 4,65 m – Dolomia cristallina massiccia in banconi da decimetrici a metrici;
- 12 m circa – Copertura detritica. Non si esclude la presenza di una faglia. La successione riprende con il tetto di uno strato composto da calcari grigio- verdastri, a giunti ondulati, nel secondo segmento della sezione composita;

Mb. del Monticello (Dolomia Principale)

- 67 cm – Banconi di dolomie cristalline in strati amalgamati, a giunti piano- paralleli, con fantasmi di bioclasti;
- 58 cm – Calcari micritici grigiastri (*mudstone- wackestone*), a giunti ondulati, con sostanza organica diffusa nella matrice (VD25), ed intercalazioni pelitiche verdastre (10 cm). Lateralmente, gli strati a tetto della serie vanno a saldarsi in un unico banco di dolomia massiccia;
- 36 cm – Dolomia grigiastra, saccaroide, con fantasmi di bioclasti;
- 2,1 m – Banco di dolomia massiccia, a tratti cataclastica;
- 5 cm – Piano di faglia con giacitura N90/40.
- 50 cm – Dolomia grigiastra cataclastica;
- 30 cm – Dolomia cristallina a giunti ondulati, con diffusi fantasmi di bioclasti e cavità da dissoluzione;
- 1 m – Dolomie nocciola e calcari micritici dolomitizzati grigiastri in strati da 7 a 27 cm a giunti debolmente ondulati, con patine siltose millimetriche ad alterazione giallastra sui giunti che evidenziano tracce di bioturbazione;
- 44 cm – Banco di dolomia afanitica criptocristallina;
- 8 cm – Calcare dolomitizzato azzurastro (VD24), con giunti ondulati, con *flat pebble* verdastri a tetto;
- 37 cm – Banco di dolomia bioclastica rosata con cavità da dissoluzione e fantasmi di megalodontidi;
- 63 cm – Calcare dolomitizzato grigio- rosato, bioclastico (prev. megalodontidi), con cavità da dissoluzione e tracce di bioturbazione. In sezione sottile (VD23) è visibile una tessitura *grainstone- packstone* con micro laminazioni incrociate;
- 82 cm – Calcari micritici dolomitizzati grigio chiari, in strati decimetrici, con giunti da ondulati a tabulari, talvolta con cavità da dissoluzione e con chiazze scure di materia organica fluttuanti nella matrice. In sezione sottile (VD22) è evidente una tessitura debolmente laminata, con intervalli caratterizzati da *wackestone-packstone* a piccoli bioclasti (bivalvi e gasteropodi), peloidi e concentrazioni di sostanza organica;
- 41 cm – Calcari micritici grigio chiari, talvolta debolmente dolomitizzati, in strati decimetrici a giunti piano- paralleli, con componente terrigena fine (peliti e silt) confinata sulle superfici di strato a formare giunti stilolitici, patine di alterazione giallastra o veri e propri interstrati millimetrici. Il tetto di alcuni strati evidenzia strutture associabili a *mud- crack*;
- 17 cm – Calcare dolomitizzato debolmente marnoso, grigio chiaro, con aree ad alterazione ferruginosa e tetto marcato da marne azzurro- giallastre e concavità comparabili a *droprain*. In sezione sottile (VD22*) si riconosce una struttura ondulata, evidenziata da laminazioni pelitiche all'interno di orizzonti a *fenestrae*. Sono stati rinvenuti anche cristalli di pirite diffusi nella parte superiore.
- 1,7 m – Copertura alluvionale;
- 1,1 m – Banco di calcari fortemente dolomitizzati, con cavità da dissoluzione;
- 24 cm – Dolomie micritiche criptocristalline, con frustoli carboniosi larghi fino a 2 cm;
- 17 cm – Calcare fortemente dolomitizzato con superfici bioturbate a tetto;
- 79 cm – Strati centimetrici di calcari grigiastri dolomitizzati, talvolta con laminazioni orizzontali scure e con rari interstrati pelitici millimetrici;
- 4 cm – Peliti siltose verdastre ad alterazione ferruginosa;

- 11 cm – Calcari dolomitizzati grigio-verdastri. In sezione sottile (VD21) è evidente una struttura *floatstone*, caratterizzata da clasti angolari di *mudstone* (e più raramente *wackestone*), distribuiti uniformemente in una matrice micritica sterile. È anche presente sostanza organica diffusa ed una bassa percentuale di materiale terrigeno;
- 21 cm – Intervallo di marne verdastre passanti a peliti grigio scure, con sottili livelli nodulari carbonatici nella parte alta;
- 1,5 m - Alternanza di dolomie afanitiche, da grigio scure a nocciola, talvolta con laminazioni orizzontali scure, in strati da 4 a 24 cm, ed intercalazioni di peliti scure e marne dolomitizzate, talora a giunti ondulati, più raramente con noduli carbonatici diagenetici;
- 21 cm – Dolomie cristalline a grana medio-grossolana, laminate, in strati centimetrici con giunto superiore piano- parallelo ed inferiore ondulato, alternate ad interstrati centimetrici di peliti;
- 52 cm – Dolomie micritiche nodulari color nocciola in strati di circa 10 cm, talvolta con interstrati millimetrici di peliti;
- 77 cm – Dolomie saccaroidi con fantasmi di bioclasti in strati da centimetrici a decimetrici, a giunti piano-paralleli;
- 57 cm - Dolomie micritiche, talvolta leggermente marnose, da nocciola chiaro a scuro, in strati centimetrici fini a giunti debolmente ondulati, ed interstrati pelitici spessi 1-2 cm;
- 25 cm - Dolomie marnose fini, talvolta laminate, in sottili strati centimetrici, alternate a marne e peliti grigio verdastre;
- 18 cm – Livello a blanda geometria lenticolare di dolomie medio- fini, laminate, color nocciola;
- 44 cm - Strati centimetrici (da 2 a 13 cm) di dolomie afanitiche color nocciola scuro, talvolta marnose, alternate irregolarmente ad intercalazioni di peliti verdastre;
- 26 cm - Peliti verdastre passanti superiormente a marne;
- 8 cm - Calcari dolomitizzati, laminati, leggermente marnosi, con patine marnose mostranti strutture da essiccamento a tetto;
- 1,1 m - Sequenza di dolomie e calcari dolomitizzati micritici, scuri, talvolta con cavità da dissoluzione, a giunti generalmente ondulati, alternate a peliti, marne e marne calcaree grigio- verdastre in intercalazioni millimetriche o strati fino a 26 cm di spessore. In sezione sottile (VD19) i litotipi carbonatici sono composti da *mudstone- wackestone* con piccoli ostracodi ed altri bioclasti indeterminabili, e materia organica diffusa nella matrice;
- 73 cm - Dolomie afanitiche color nocciola in strati generalmente decimetrici a giunti piano- paralleli;
- 13 cm – Peliti scure con un sottile livello lenticolare di dolomie afanitiche a tetto;
- 32 cm – Dolomie scure stromatolitiche e dolomie micritiche, talvolta laminate (VD18), in strati centimetrici, con irregolari intercalazioni pelitiche (1-2 cm). Le microfacies mostrano un'alternanza di croste micritiche scure sterili, livelli intra-bioclastici fini, ondulazioni microbialitiche e croste calcitiche increspate. I bioclasti identificabili sono prevalentemente ostracodi.
- 38 cm - Dolomie micritiche scure, leggermente marnose, in sottili strati centimetrici, alternati ad intercalazioni di peliti e marne verdastre;
- 55 cm – Dolomie e calcari micritici dolomitizzati, in strati centimetrici, color nocciola scuro, talvolta laminate, ed intercalazioni di marne argillose nerastre in strati da 7 a 11 cm di spessore;
- 89 cm - Strati decimetrici di dolomie cristalline nocciola chiaro, a giunti leggermente ondulati;
- 47 cm - Dolomie micritiche di color nocciola, talvolta laminate, ed irregolari intercalazioni centimetriche marnose nero-verdastre;

- 39,5 cm - Alternanze di dolomie a grana medio-grossa, talvolta chiuse a tetto da livelli stromatolitici, in strati da 8 a 18 cm di spessore ed intercalazioni irregolari di peliti verdastre;
- 20 cm – Dolomia micritica, con rari bioclasti, a giunti piano- paralleli;
- 54,5 cm - Dolomie scure, generalmente a giunti ondulati, talvolta con lamine stromatolitiche alla base e livelli intra- bioclastici a tetto, spesso fetide alla percussione, con intercalazioni millimetriche di peliti e marne siltose;
- 8 cm – Dolomie grigie con intraclasti marnosi verdastri fluttuanti in una matrice intra-bioclastica (*packstone*);
- 10 cm – Copertura detritica;
- 41 cm – Dolomie marnose alternate a peliti verdastre, con dominanza verso il basso della componente pelitica;
- 31 cm – Dolomicriti grigio scure, in strati centimetrici a giunti debolmente ondulati, ed interstrati millimetrici di peliti;
- 56 cm – Alternanze di dolomie da grigio a grigio scure, in strati da 4 a 9 cm, ed intercalazioni centimetriche argillose grigio- verdastre. I livelli carbonatici sono organizzate in un *trend* CU che culmina in dolomie intra-bioclastiche laminate;
- 30 cm – Dolomia grigio scuro, microcristallina, con giunto superiore piano-parallelo e giunto inferiore ondulato;
- 34 cm – Dolomie micritiche in strati decimetrici con rari bioclasti e cavità da dissoluzione;
- 26 cm - Strati (spessore da 10 a 5 cm) di dolomie intra- bioclastiche con stromatoliti. La parte sommitale della serie è capeggiata da una dolomia marnosa grigiastra con breccioline ad intraclasti marnosi. Questi ultimi presentano diverse colorazioni, da rossastre a grigio-giallastre, e parzialmente forme allungate;
- 33 cm – Dolomie scure siltose, in strati centimetrici a giunti da poco a molto ondulati, talvolta laminate, alternate a marne argillose verdastre in livelli da 5 a 9 cm di spessore. In sezione sottile (VD15) è evidente il contenuto intraclastico fluttuante in una matrice fine; gli intraclasti micritici hanno spesso forma allungata e vanno talvolta a sottolineare una leggera laminazione, mentre i bioclasti sono abbastanza rari;
- 30 cm – Dolomie grigio chiare, in strati da 4 a 17 cm a giunti piano- paralleli, con tracce da bioturbazione e *droprain* a tetto dell'ultimo strato;
- 6 cm – Peliti verdastre;
- 41 cm – Dolomie grigie in strati potenti fino a 13 cm, talvolta marnose, grigio-verdastre, disposte in livelli lenticolari, altre volte con laminazioni stromatolitiche ed intercalazioni pelitiche millimetriche;
- 18 cm – Marne dolomitizzate con intraclasti micritici;
- 20 cm – Marne argillose nocciola scuro ad alterazione verdastra alla base e giallastra verso il tetto;
- 10 cm – Dolomia marnosa grigiastra ad alterazione giallastra, laminata, a giunti piano-paralleli;
- 22 cm – Dolomie grigie in strati centimetrici a giunti debolmente ondulati, laminate, ed intercalazioni pelitiche verdastre centimetriche. In alcuni casi costituiscono anche lenti all'interno delle peliti;
- 22 cm – Dolomie nodulari in livelli lenticolari intercalate a marne argillose scure, verdastre nella parte centrale;
- 15 cm – Dolomia nocciola chiaro con livelli stromatolitici e giunti piano paralleli;
- 42 cm – Dolomie grigio scure, talvolta leggermente marnose, con laminazioni orizzontali associabili a tappeti stromatolitici, in strati centimetrici e sottili intercalazioni di peliti;
- 11 cm – Dolomie micritiche scure con intercalazioni pelitiche millimetriche;
- 14 cm – Copertura detritica;

- 28 cm – Calcari fortemente dolomitizzati, in strati da 5 a 13 cm, a giunti piano-paralleli, con laminazioni leggermente ondulate, evidenziate da livelli chiaro-scuro. In sezione sottile (VD14) le bande sembrano costituite da *packstone*, *mudstone* e *wackestone* bioclastici, e microspartiti con sottili laminazioni pelitiche che richiamano in parte tappeti microbialitici;
- 4,5 cm – Marne dolomitizzate grigio chiare;
- 28 cm – Dolomie scure, talvolta con laminazioni da ondulate a piano- parallele, in strati da 5 a 13 cm a giunti piano-paralleli;
- 46 cm - Strati decimetrici di calcari dolomitizzati intra-bioclastici grigio chiari, con laminazioni (VD13*) costituite da alternanze di *wackestone- packstone* bioclastici e *wackestone* con piccoli bivalvi, livelli a *fenestrae* (riempite da cementi isopachi), *packstone fini* bio-intraclastici con microspartite e laminazioni ondulate con sostanza organica;
- 1,95 m – Copertura boschiva ed alluvionale. La sezione riprende nel terzo segmento sul versante sinistro della Val Dogna;
- 76 cm – Dolomie biancastre bioclastiche (VD01) in banchi decimetrici (25-40 cm) a giunti piano- paralleli, ed interstrati centimetrici di peliti scure ad alterazione rossastra. La tessitura passa da *packstone/grainstone* a *wackestone/packstone* con intraclasti e bioclasti subarrotondati ed un alto contenuto in sostanza organica. Tra i bioclasti identificabili sono presenti ostracodi ed alcune forme riconducibili a cianobatteri (microtubi tipo *Girvanella*).
- 49 cm – Alternanze di calcari leggermente marnosi grigiastri, spesso laminati, in strati da 3 a 20 cm a giunti piano- paralleli, ed intercalazioni centimetriche di peliti scure. Al microscopio (VD02) le laminazioni dei calcari sono costituite da bande chiare e scure con frequenti increspamenti, dovute ad accumuli differenziali di *mudstone* e *wackestone* con piccoli bivalvi, bande più chiare microspartite e sottilissimi film argillosi;
- 43,5 cm – Marne siltose grigio scure, leggermente laminate;
- 63 cm – Dolomicriti (*mudstone*) color nocciola, in strati da 5 a 22 cm, a giunti piano paralleli, ed intercalazioni fini di peliti grigio-verdastre. L'ultimo strato della serie presenta una superficie leggermente ondolata;
- 51 cm – Marne siltose scure, talvolta con sottili lenti diagenetiche di calcari biancastri;
- 32 cm – Calcari scuri, leggermente marnosi, talvolta con lamine millimetriche ondulate spesso associabili a stromatoliti, in strati da 2 ad 11 cm, alternati a livelli centimetrici di peliti scure ad alterazione rossastra. La struttura increspata e la presenza di film microspartiti di alcuni livelli (VD05) richiamano l'azione calcificante di tappeti stromatolitici, che vanno ad immobilizzare un sedimento costituito da ostracodi, piccoli bivalvi, intraclasti micritici, peloidi ed argille.
- 1,55 m – Calcari dolomitizzati scuri (*mudstone- wackestone*), generalmente in strati decimetrici con giunti da leggermente ondulati a piano- paralleli, talvolta con deboli tracce di bioturbazione, altre con laminazioni sub-orizzontali sottolineate da film argillosi nerastri, con intercalazioni irregolari di marne siltose e peliti grigio scure in strati centimetrici;
- 47 cm – Dolomicriti color nocciola scuro, in strati decimetrici a giunti da piano- paralleli a leggermente ondulati, frequentemente con laminazioni pelitiche, alternati a marne siltose nerastre o peliti nero-verdastre con spessore in diminuzione verso l'alto. In sezione sottile (VD07) appare una tessitura da *mudstone* a *wackestone*, quest'ultima con intraclasti micritici mal arrotondati di dimensioni fino al mm e con orientazione preferenziale suborizzontale e sottili lamine pelitiche, immersi in una matrice micritica ma che talvolta presenta orizzonti microspartiti;
- 21 cm – Sottili strati centimetrici di dolomie micritiche nocciola scuro, con interstrati pelitico-siltosi nero-verdastri;

- 35 cm – Calcari marnosi dolomitizzati grigio scuri, passanti a breccioline siltose grigio-verdastre a base leggermente erosiva, poi a marne siltose biancastre ed infine a marne nerastre. I calcari evidenziano strutture stromatolitiche (VD08a). Le breccioline sono composte prevalentemente da clasti micritici mal arrotondati, che nella parte superiore (VD08b) vanno a fluttuare in una matrice micritica fine, essenzialmente sterile;
- 1, 18 m – Calcari dolomitizzati grigio-nocciola (*wackestone*) con interstrati pelitici millimetrici. Talvolta la frazione terrigena fine va a concentrarsi in stiloliti parallele alla stratificazione;
- 39 cm – Marne scure ad alterazione rossastra;
- 90 cm - Calcari dolomitizzati micritici color nocciola in strati da 4 a 45 cm, a giunti da leggermente ondulati a piano- paralleli, talvolta leggermente bioturbati, con interstrati pelitici millimetrici;
- 1,21 m – Calcari leggermente marnosi, a giunti generalmente ondulati, da grigio-azzurrastrati a nocciola, in strati da 5 a 50 cm, talvolta con laminazioni pelitiche piano-parallele, ed interstrati centimetrici di marne argillose nero-verdastre;
- 53 cm – Marne argillose nerastre con sottili intercalazioni calcaree diagenetiche;
- 2,33 m – Calcari micritici, leggermente marnosi, color nocciola, in strati decimetrici a giunti piano- paralleli, talvolta laminati, alternati ad interstrati millimetrici di peliti ed intercalazioni irregolari decimetriche di marne argillose nero- verdastre;
- 93 cm – Calcari micritici color nocciola in strati decimetrici a giunti leggermente ondulati, ed intercalazioni millimetriche di pelite. In sezione sottile (VD10) si osserva una tessitura leggermente gradata, con *fenestrae* nella porzione inferiore, e *wackestone* a bioclasti (piccoli bivalvi, ostracodi, frammenti di alghe calcaree), peloidi ed intraclasti (da micritici a *packstone* peloidali);
- 30 cm – Copertura detritica;
- 1,66 m – Strati decimetrici di dolomie e calcari dolomitizzati micritici (*wackestone*), a giunti da leggermente ondulati a piano- paralleli;
- 21 cm – Marne argillose nero- verdastre;
- 75 cm – Calcari scuri, micritici in strati centimetrico-decimetrici, leggermente marnosi, talvolta laminati, ed intercalazioni pelitiche centimetriche nero- verdastre;
- 21 cm – Calcari dolomitizzati nocciola chiaro, con laminazioni a tetto. La parte inferiore (VD12) è caratterizzata da *packstone* fini a piccoli bivalvi e *floatstone* ad intraclasti micritici angolosi ed ostracodi, mentre superiormente prevalgono alternanze di *packstone- wackestone* con *fenestrae* e livelli microspartitici. La frazione terrigena fine è confinata a laminazioni sub-millimetriche ondulate;
- 84 cm – Alternanze di siltiti verdi, marne siltose nocciola-verdastro ed interstrati centimetrici di calcari dolomitizzati micritici scuri, a giunti ondulati;
- 50 cm – Calcari grigio chiari, dolomitizzati, debolmente marnosi;

A.4 Sompdogna

Sezione di Sompdogna

Formazione di Tor

- 1 m – Calcari bioclastici scuri, nodulari, in strati da 10 a 20 cm, alternati a calcari micritici scuri e marne laminate spesse da 5 ad 8 cm. I calcari bioclastici contengono spesso orizzonti tempestitici con lumachelle a megalodontidi.
- 90 cm – Calcari bioclastici (*packstone*), talvolta leggermente marnosi, a giunti ondulati, alternati ad interstrati centimetrici di peliti nere;
- probabile faglia lungo strato;

Dolomia della Portella

- 1 m – Strati saldati di dolomie cristalline grigie, a giunti ondulati;
- 4,95 m – Copertura detritica;
- 2,35 m – Strati amalgamati di dolomie cristalline grigie;
- 1,6 m – Dolomia cristallina, grigio-rosata, cataclastica;
- 10 cm – Piano di faglia (cinematica indeterminabile);
- 3 m – Dolomia cristallina, grigio-rosata, cataclastica;

Fm. di Carnitza

- 70 cm – Strati centimetrici di calcari grigi dolomitizzati, leggermente bioclastici, a giunti ondulati;
- 65 cm - Strati centimetrici di calcari grigi, leggermente bioclastici, a giunti ondulati, ed interstrati millimetrici di peliti scure. In questo intervallo sono stati raccolti ammonoidi del genere *Tropites* (P. Gianolla e G. Roghi com. pers.);
- 1 m – Dolomie grigio scure, debolmente bioclastiche, a giunti ondulati. Si riconosce una tessitura *wackestone* (VD07) con bivalvi e frammenti di echinodermi ricristallizzati, piccoli intraclasti micritici e materia organica nella matrice;
- 50 cm – Dolomie grigio scure, fetide, in strati decimetrici a giunti ondulati. Si intuisce una tessitura *wackestone* (CD06) con intraclasti micritici e bioclasti indeterminabili, talvolta allineati in laminazioni suborizzontali;
- 1,4 m – Copertura detritica;
- 30 cm – Calcari dolomitizzati grigio scuri, in strati centimetrici a giunti ondulati, ed interstrati millimetrici di peliti scure;
- 65 cm – Calcari dolomitizzati grigio scuri, in strati decimetrici a giunti ondulati;
- 90 cm – Dolomie micritiche in strati centimetrici e giunti ondulati, alternate ad interstrati centimetrici (2-3 cm) di peliti scure;
- 80 cm - Calcari dolomitizzati grigio scuri, in strati decimetrici a giunti ondulati;
- 60 cm – Dolomie micritiche in strati centimetrici e giunti ondulati, alternate ad interstrati centimetrici di peliti scure;
- 1,55 m – Dolomie micritiche grigio scure, in strati centimetrici a giunti ondulati, alternate ad interstrati marnoso-argillosi di spessore centimetrico. Sebbene la tessitura originaria sia stata obliterata dalla dolomitizzazione, si percepiscono (VD05) piccoli intraclasti micritici e bioclasti indeterminabili dispersi nella matrice, così come tracce di bioturbazione;
- 80 cm – Dolomie finemente bioclastiche (*packstone*), grigio scure, a base piano-parallela e tetto ondulato, alternate ad interstrati pelitici centimetrici;
- 55 cm – Calcari dolomitizzati bioclastici grigi, in strati decimetrici a base piano-parallela e tetto ondulato, alternati ad interstrati centimetrici marnoso-argillosi;
- 23 cm – Calcari dolomitizzati (*wackestone/packstone*) bioclastico grigio, a base piano-parallela e tetto ondulato. In sezione sottile (SD04) si riconoscono bivalvi, articoli di crinoide ed intraclasti micritici sub-angolosi;
- 1,10 m – Calcari dolomitizzati bioclastici, grigi, in strati decimetrici a giunti debolmente ondulati;

Sezione Jof di Sompdogna

Dolomia Principale

- 50 cm – Dolomie biancastre in strati decimetrici a giunti piano- paralleli, ricche in livelli oncoidali, con bioclasti (bivalvi, foraminiferi, frammenti di echinodermi) ed intraclasti, debolmente laminati nella parte medio-inferiore. Gli oncoidi, che superano spesso il cm, diminuiscono di taglia verso l'alto degli strati;
- 25 cm – Strati potenti da 3 ad 8 cm di dolomie afanitiche con lievi laminazioni piano-parallele, che lateralmente si inarcano a formare un *teepee* (in parete);

- 1 m – Dolomie bioclastiche biancastre, cristalline, in strati centimetrici, e marne dolomitiche verdastre intercalate. All'interno delle dolomie sono presenti anche piccoli residui siltosi sparsi nella matrice. La taglia dei bioclasti aumenta verso l'alto dell'intervallo;
- 60 cm – Banco di dolomia biancastra micritica. Si nota una tessitura *floatstone* con bioclasti (bivalvi) di grosse dimensioni;
- 1,75 m – Strati amalgamati di dolomie micro- cristalline grigio chiare;
- 40 cm – Strati decimetrici di dolomie grigio chiare a grana fine, leggermente bioclastiche;
- 15 cm – Breccia fine dolomitica marnosa. Si notano intraclasti verdastri larghi fino ad 1 cm, immersi in una matrice prevalentemente intra-bioclastica (*packstone/grainstone*);
- 13 cm – Dolomia grigio chiara leggermente bioclastica, a giunti piano- paralleli
- 70 cm – Strati amalgamati di dolomie cristalline grigio chiare;
- 20 cm – Strati centimetrici di dolomie con bioclasti ed intraclasti;
- 30 cm – Strati decimetrici di dolomie biancastre intra- bioclastiche; l'alterazione evidenzia una tessitura caratterizzata da clasti piatti, da biancastri a verdastri, immersi in una matrice *wackestone/packstone*;
- 2,1 m – Strati amalgamati di dolomie cristalline grigio chiare;
- 50 cm – Alternanze di breccioline dolomitizzate biancastre, intra-bioclastiche, con clasti carbonatici biancastri e clasti piatti verdastri (abbondanti a tetto del livello), e marne dolomitizzate verdastre;
- 95 cm – Strati amalgamati di dolomie cristalline grigio chiare;
- 48 cm – Alternanze di dolomie intraclastiche a clasti grigiastri angolosi, ed intercalazioni di dolomie marnose grigie. Lateralmente l'intervallo si inarca a formare un *te-pee* (in parete);
- 85 cm – Alternanze di strati decimetrici di dolomie biancastre con oncoidi ed intraclasti grigio chiari sub-centimetrici, e dolomie marnose verdastre con *birds eyes*;
- 21 cm - Brecciolina dolomitizzata biancastra, intra-bioclastica, leggermente marnosa. Sono identificabili clasti micritici biancastri e verdastri, da poco a ben arrotondati, immersi in una matrice *wackestone/packstone*, e deboli filamenti siltosi rossastri;
- 1 m – Ciclo peritidale ben sviluppato con dolomie biancastre cristalline alla base, passanti verso l'alto a livelli bioclastici sormontati da *fenestrae*, laminazioni stromatolitiche e *birds eyes*;
- 11 cm – Dolomia biancastra intra-bioclastica;
- 5 cm – Calcari dolomitizzati, marnosi, verdastri con laminazioni piano- parallele;
- 20 cm – Strati di dolomia biancastra con stromatoliti e piccoli intraclasti;
- 70 cm – Strati centimetrici di dolomie biancastre oncoidali, intra-bioclastiche;
- 8 cm – Noduli di carbonato intercalati a peliti grigiastre;
- 35 cm – Dolomia grigio chiara micro-cristallina;
- 34 cm - Alternanza di dolomie intraclastiche con clasti grigio chiari e marne dolomitiche grigiastre. Il livello forma lateralmente (10m) una struttura a *tepee*;
- 50 cm – Alternanza di dolomie biancastre con intraclasti sub-centimetrici, in strati di circa 15-20 cm, e dolomie marnose verdastre in strati da 2 a 5 cm;
- 50 cm – Dolomie biancastre in strati decimetrici con intraclasti ed oncoidi sub-centimetrici;
- 6 cm – Dolomia marnosa verdastra con evidenti *birds eyes*;
- 35 cm – Dolomie biancastre intra-bioclastiche, con intraclasti sub-centimetrici, ricchissime in oncoidi di dimensioni fino a 0,8 cm;
- 40 cm – Dolomie biancastre in strati decimetrici con intraclasti ed oncoidi sub-centimetrici;
- 55 cm – Dolomie biancastre, cristalline, in strati decimetrici, talvolta con *birds eyes*, lateralmente connesse ad una struttura a *tepee*;

- 40 cm – Alternanze di dolomie biancastre intraclastiche con oncoidi sub-centimetrici, e dolomie marnose verdastre con *birds eyes*;
- 1,15 m – Strati amalgamati di dolomie cristalline grigio chiare, con cavità da dissoluzione larghe fino ad 1 cm;
- 16 cm – Dolomia cristallina biancastra a giunti piano- paralleli;
- 35 cm – Alternanze di dolomie afanitiche color nocciola in strati di 5-8 cm ed intercalazioni pelitiche centimetriche rosso- verdastre;
- 6 cm – Livello di breccia fine marnosa grigio-verdastra, dolomitizzata. Si distinguono clasti sub-angolosi, generalmente piatti, di colore variabile da rosso a verdastro, tendenzialmente allineati, e subordinati bioclasti;
- 80 cm - Dolomia cristallina biancastra in strati di 20-30 cm, a giunti piano- paralleli;
- 1,6 m – Dolomie cristalline biancastre, in strati di oltre 50 cm di spessore, a giunti piano- paralleli, con cavità da dissoluzione concentrate nella parte alta di ogni strato;
- 45 cm - Dolomia cristallina biancastra in strati di 20-30 cm, a giunti piano- paralleli;
- 2,3 m – Dolomie, da stratificate in banchi decimetrici ad amalgamate, grigiastre, con tessitura saccaroide;
- 15 cm – Dolomia marnosa verdastra con strutture tipo *birds eyes*, intercalata ad argilliti policrome rosso-verdastre;
- 38 cm – Dolomia biancastra con pisoidi concentrati alla base dello strato;
- 50 cm – Dolomie biancastre a grana fine, cristalline, con cavità da dissoluzione ed oncoidi sparsi visibili in superficie alterata;
- 35 cm – Strati decimetrici, a giunti piano- paralleli, di dolomie biancastre intra-bioclastiche con oncoidi, alternate a dolomie biancastre e sottili intercalazioni pelitiche. Nelle dolomie sono visibili anche superfici stilolitiche scure;
- 40 cm – Dolomie marnose verdastre, talvolta con oncoidi alla base e *birds eyes* a tetto, e dolomie afanitiche, in strati centimetrici, lateralmente connesse ad una struttura a *te-pee*;
- 82 cm – Strati decimetrici di dolomia saccaroide, biancastra, a giunti piano-paralleli;
- 40 cm – Dolomie biancastre in strati centimetrici, intra-bioclastiche, con clasti sub-centimetrici ed oncoidi di grosse dimensioni, talvolta interstrati millimetrici di peliti o superfici stilolitiche scure. Lateralmente gli strati vanno a formare una struttura a *tepee*.

A.5 Sella Prasnig

Formazione di Carnitza

- 18 cm - dolomia a giunti ondulati, marroncina, leggermente fetida. Al microscopio (SP10) sono evidenti laminazioni di intraclasti e bioclasti, poco arrotondati, e bioturbazioni che vanno localmente a confondere l'originaria tessitura *packstone*.
- 13 cm – dolomie in strati centimetrici, lateralmente saldati in unico strato, a base ondulata, con laminazioni e bioclasti;
- 6 cm – intercalazione di dolomie siltose millimetriche a giunti piano-paralleli;
- 30 cm – strati centimetrici (da 7 a 14 cm) di dolomie bioclastiche marroncine, leggermente fetide, a base ondulata, che lateralmente si sdoppiano in più strati. Dall'analisi delle sezioni sottili (SP09) è deducibile un'originaria tessitura caratterizzata da livelli ondulati di *packstone-grainstone* fini bioturbati, e riempimenti di *wackestone-packstone* nelle tasche. Sono presenti intraclasti di micrite scura, con un discreto contenuto in sostanza organica, mentre tra i bioclasti prevalgono i bivalvi.
- 8 cm – dolomie grigiastre a giunti leggermente ondulati, con bioclasti e laminazioni piano-parallele;
- 12 cm – strati centimetrici di dolomie debolmente bioclastiche a giunti ondulati;
- 50 cm – strati decimetrici di dolomie a giunti piano paralleli, che lateralmente si sdoppiano in più livelli;

- 13 cm – strati centimetrici di dolomie bioclastiche, a giunti debolmente ondulati.
- 28 cm – banco di dolomia a giunti piano paralleli;
- 21 cm – dolomie in strati centimetrici, bioclastiche ed a giunti ondulati
- 8 cm – dolomia grigio- marrone, a giunti debolmente ondulati, bioclastica. Dall’analisi delle sezioni sottili (SP08) risulta evidente un’originaria tessitura *grainstone/packstone* a bioclasti ed intraclasti. Questi ultimi sono costituiti da frammenti micritici, pelecipodi, clasti talvolta sottilmente rivestiti. È frequente la presenza di sostanza organica.
- 62 cm – alternanze di dolomie grigiastre, talvolta rosate, a base ondulata in strati da 7 a 15 cm, e sottili interstrati centimetrici di peliti scure. In alcuni livelli di dolomie sono percettibili delle concrezioni;
- 70 cm – dolomie saccaroidi, marroncine, in strati decimetrici, a giunti leggermente ondulati, talvolta debolmente laminate.
- 25 cm - dolomia grigiastra con piccole cavità e rari bioclasti.
- 13 cm – dolomia a grana grossa, marroncina, a giunti debolmente ondulati, che si sdoppia lateralmente in più strati. In sezione sottile (SP06), tra i cristalli di dolomia sono presenti fantasmi di bivalvi e articoli di crinoide ed altri frammenti di echinodermi, mentre non è presente sostanza organica.
- 44 cm – dolomie grigie in strati da centimetrici a decimetrici, con laminazioni orizzontali e giunti piano-paralleli;
- 1 m – strati decimetrici di dolomie a giunti debolmente ondulati;
- 2 cm – intercalazione di siltiti dolomitizzate grigiastre;
- 22 cm – dolomia laminata, a giunti piano- paralleli, con un velo millimetrico di peliti scure a tetto;
- 37 cm – strati amalgamati di dolomie grigiastre a giunti piano paralleli. Dall’analisi delle sezioni sottili (SP04) risulta trattarsi di un *packstone* dolomitizzato a bioclasti ed intraclasti micritici scuri, debolmente laminato, passante superiormente ad una tessitura *packstone/wackestone*. La gradazione è poco evidente per via della bioturbazione. Sono presenti anche residui di sostanza organica.
- 40 cm – banchi decimetrici di dolomia grigiastra a giunti ondulati, che lateralmente si sdoppiano in più strati;
- 37 cm – banco di dolomia grigiastra a giunti piano paralleli;

Dolomia Principale

- 1,2 m – bancata massiccia di dolomia cristallina, a base erosiva e geometria lenticolare.

La successione prosegue in parete con bancate metriche di dolomie massicce, localmente a base erosiva e con fenomeni di *slumping*. Sul versante di Cima delle Rondini sono però stati campionati una serie di banconi ribassati da un fascio di faglie distensive subverticali, in cui la dolomitizzazione risultava meno pervasiva, correlabili lateralmente ai livelli di tetto della sezione.

Si tratta di calcareniti dolomitizzate (SP01), caratterizzate da una struttura gradata passante da un *rudstone/grainstone* a *packstone/floatstone*; nella parte inferiore sono presenti diversi esemplari di *Tubiphytes*. Tra i bioclasti si distinguono bivalvi, foraminiferi, dasicladali ed echinodermi. Inoltre, alcune aree più scure caratterizzate da grani calcitici aggregati possono essere associate acroste microbiali. Nello stesso campione, non inquadrato, sono stati anche rinvenuti brandelli di spugne incrostanti

Il bancone sovrasta dei banchi decimetrici di dolomie grigio scure, con bioclasti visibili sulla superficie alterata. In sezione sottile i campioni evidenziano una taglia grossolana dei sedimenti. In SP2a è visibile una tessitura *grainstone/packstone* con frammenti di echinodermi, bivalvi, intraclasti da sub-angolari a sub-arrotondati. Diversi clasti mostrano rivestimenti microbiali e strutture associabili ad organismi incrostanti *Microproblematica*. Nello stesso campione sono anche stati individuati frammenti di dasicladali, spugne incrostanti, *Tubiphytes*, *Ladinella porata*, e grani rivestiti ed ooidi frammentati risedimentati. SP2b è caratterizzato da un *packstone- grainstone* a peloidi (*clotted p.*), intraclasti, crinoidi, frammenti di echinidi e foraminiferi. Alcuni grani mostrano bordi di rivestimento micritici scuri. La struttura appare caratterizzata da

aree in cui prevale una tessitura *packstone* fine, bordate da laminazioni scure, associabili ad attività microbiale, ed aree di *grainstone* con grani mal assortiti e cavità con cementi isopachi.

A.6 Sella delle Cave

Sezione di Sella delle Cave

Dolomia della Portella

- 5,5 m - dolomie a grana grossolana, spesso saccaroidi, massicce, da grigio chiare a rosate, in banconi metrici a giunti piano paralleli. Localmente, all'interno dei banconi si intravedono dei giunti leggermente ondulati, discontinui, che indicano la presenza di strati amalgamati. L'analisi delle sezioni sottili (SLC05), nonostante la forte impronta diagenetica, mostra una tessitura originaria *wackestone/packstone*, con intraclasti subarrotondati, peloidi e bioclasti. A tetto, sopra una concavità riempita da *wackestone* fine, si notano croste inarcate di lamine argillose e microsparite;
- 40cm – dolomie grossolane, a giunti leggermente ondulati, in strati da 8 a 12 cm;
- 65 cm – strati amalgamati di dolomie a grana grossolana, da grigio chiare a rosate;
- 50 cm – dolomie saccaroidi grigio chiare, in strati decimetrici a giunti piano paralleli.
- 30 cm – strati amalgamati di dolomie a grana medio-grossa, grigio chiare, a giunti ondulati;
- 85 cm – copertura detritica;
- 2,35 m – banchi decimetrici di dolomie color nocciola chiaro, a grana grossolana, in strati amalgamati, alternate a dolomie in strati di 8-10 cm, dello stesso colore, a giunti debolmente ondulati;
- 40 cm – dolomie saccaroidi in strati centimetrici a giunti piano paralleli;
- 55 cm – strati amalgamati di dolomie grigio chiare, a grana grossa e giunti piano-paralleli;
- 2,15 m – banchi decimetrici di dolomie grigio chiare in strati amalgamati, alternati a strati sui 10 cm di dolomie a grana medio-grossa e a giunti ondulati;
- 1,25 m – dolomie in strati di circa 10 cm, a grana medio-grossa e a giunti francamente ondulati;

Fm. di Carnitza

- 2,05 m – dolomie a grana media, stratificate in livelli di 10 cm circa, a giunti ondulati, occasionalmente con livelli millimetrici di peliti interstratificate;
- 80 cm – copertura detritica;
- 3,20 m – strati decametrici a giunti ondulati di dolomie grigie e grigio scure e ad alterazione grigio-giallastra, a grana media, separate da interstrati pelitici millimetrici;
- 50 cm – strati amalgamati di dolomie a grana medio-grossa, a giunti leggermente ondulati;
- 205 cm – strati decametrici a giunti ondulati di dolomie, da grigio chiaro a grigio scure, a grana medio-grossa, spesso saldati, altrimenti separati da interstrati pelitici millimetrici. È presente un'intensa fratturazione evidenziata da vene di calcite;
- 105 cm – copertura detritica;
- 50 cm - strati amalgamati di dolomie a grana medio-grossa, a giunti leggermente ondulati;
- 28 cm – strati centimetrici (da 8 a 10 cm) di dolomie grigie ad alterazione biancastra, a grana medio-grossa, a giunti ondulati, localmente con fantasmi di bioclasti (bivalvi);
- 52 cm – bancone di dolomie a grana grossolana, nocciola chiaro, con giunti piano paralleli; l'analisi delle sezioni sottili (SLC02a) ha messo in luce un'originaria tessitura *rudstone*, ad intraclasti e bioclasti (frammenti di echinidi e bivalvi) di dimensioni fino al

centimetro, con spigoli poco arrotondati. Sono anche presenti laminazioni stilolitiche nerastre;

- 30 cm – dolomie a grana medio-fine, a giunti piano-paralleli, in strati di circa 10 cm;
- 90 cm – dolomie leggermente marnose, a giunti ondulati ed interstrati pelitici, occasionalmente con fantasmi di bioclasti;
- 40 cm – dolomie a grana medio-fine, grigio scure, a giunti piano-paralleli;
- 60 cm – dolomie leggermente marnose, a giunti ondulati ed interstrati pelitici, occasionalmente con fantasmi di bioclasti;
- 1,5 m – copertura detritica;
- 2,35 m – dolomie leggermente marnose, grigio scure ad alterazione giallastra, in strati di 8-10 cm, a giunti ondulati, alternate a dolomie a giunti piano- paralleli, con grana da media a fine, e sottili interstrati marnosi azzurrastrati. Occasionalmente sono presenti fantasmi di bioclasti;
- 60 cm – copertura detritica;
- 1,5 m - calcari dolomitizzati e dolomie leggermente marnose, grigio scure ad alterazione giallastra, in strati di 8-10 cm, a giunti ondulati, alternate a dolomie a giunti piano- paralleli, con grana da media a fine, e sottili interstrati marnosi azzurrastrati. Dall'analisi delle sezioni sottili (SLC01) risulta trattarsi di *packstone* con bioclasti (frammenti di crinoidi e bivalvi), intraclasti scuri sub-arrotondati e tracce di materia organica. Sono presenti tracce di bioturbazione ma anche cristalli di pirite, che potrebbero indicare condizioni disossiche sul fondale marino;
- 25 cm – strato di dolomia a giunti ondulati, in alterazione giallastro, con interstrati marnosi azzurrastrati a tetto. Dall'analisi delle sezioni sottili (SLC01a) è possibile notare l'originaria tessitura *wackestone/packstone* con bioclasti (principalmente bivalvi ed echinodermi ricristallizzati), intraclasti, frammenti litici e piccoli frustoli carboniosi. Sono anche presenti cristalli di pirite;
- 90 cm – strati centimetrici di dolomie a giunti leggermente ondulati, con sottili interstrati pelitici;

Dolomia Principale

- 1,2 m – bancone di dolomia massiccia, saccaroide, a giunti piano-paralleli.

La successione prosegue con banconi metrici di dolomia massiccia che vanno a costituire una parete subverticale non agibile.

Sezione del Lago

Dolomia Principale (facies massiccia)

- 6 m - banchi decimetrici (30-40 cm) di dolomie massicce chiare a base leggermente ondulata. La dolomitizzazione oblitera ogni tessitura ed in sezione sottile (SLG40) sono solo intravedibili fantasmi di probabili bioclasti ed un giunto ondulato che separa due livelli distinti, evidenziato da un orizzonte leggermente più scuro (è probabile che la tessitura originaria fosse *wackestone/packstone*);
- 10 m – detrito di versante e copertura erbosa;
- 6 m – strati amalgamati in banchi decimetrici (30-60 cm) a base leggermente ondulata di dolomie grigiastre. In superficie appaiono fantasmi di bioclasti. Alcuni livelli sembrano evidenziare un'apparente geometria lenticolare, ma è difficile distinguere le superfici di strato dalle diverse linee di frattura che interessano l'affioramento. In sezione sottile (SLG41) appare un aspetto cataclastico;

Dolomia Principale (facies stratificata ter.carb.)

- 3,7 m – Banchi decimetrici (30-70 cm) di dolomie chiare, a giunti debolmente ondulati, con intercalazioni millimetriche di peliti grigiastre. La serie è parzialmente tettonizzata, e nonostante la forte dolomitizzazione, in sezione sottile (SLG42) si riconoscono fantasmi di bioclasti;
- 1,4 m – Dolomie rosa- nocciola in strati da 10 a 40 cm, con lamine interne più scure, millimetriche, ed interstrati pelitici laminati;
- 1,2 m – Strati decimetrici (20-30 cm) a giunti piano- paralleli di calcari dolomitizzati grigiastri ad alterazione biancastra, contenenti livelli laminati bioclastici nella parte inferiore, livelli ad oncoidi e pisoidi e talvolta laminazioni stromatolitiche nella parte sommitale. Agli strati dolomitici sono intercalate marne siltoso- argillose grigio- giallastre, in interstrati di 1-2 cm. In sezione sottile (SLG 44a; SLG 44b) si riconosce pressappoco la stessa strutturazione: una parte inferiore, caratterizzata da *grainstone/packstone* ad intraclasti, oncoidi, cortoidi e grani botroidali, rare forme associabili a *Tubiphytes*, e cavità, probabilmente legate a bioturbazione, con cementi isopachi. Sono anche presenti cavità geopetali e cementi vadosi abbondanti verso l'alto.
- 40 cm – Dolomie marnose marnose grigio- verdastre in strati centimetrici;
- 1,65 m – Alternanze di dolomie grigio chiare, dolomie marnose e marne verdastre in strati da 10 a 15 cm. Il tetto di alcuni livelli dolomitici è ricco in bioclasti;
- Piano di faglia;
- 1,95 m – Alternanze di calcari dolomitizzati nocciola, dolomie marnose e marne verdastre in strati da 10 a 15 cm, con marne più abbondanti rispetto all'intervallo precedente ed intercalazioni pelitiche millimetriche. A tetto delle dolomie sono ben evidenti livelli oncoidali. In sezione sottile (SLG47) questi sono costituiti da *packstone/grainstone* ad oncoidi e grani rivestiti. Si notano oncoidi poco e ben sviluppati. Il nucleo può essere costituito da intraclasti micritici scuri, *fecal pellets*, incrostazioni microbiali, bioclasti o da altri frammenti di oncoidi.
- 2 m – Strati a giunti piano- paralleli di dolomie debolmente marnose grigie e marne verdastre, con intercalazioni di strati pelitici millimetrici;
- 2 m – Dolomie grigio chiare, talvolta leggermente marnose, in strati decimetrici con intercalazioni marnoso- argillose grigie ad alterazione giallastra; lateralmente gli strati evidenziano geometrie lenticolari;
- 1,4 m - Dolomie nocciola in strati da 10 a 40 cm, con interstrati pelitici laminati;
- 1,75 m – Banchi decimetrici di dolomie saccaroidi grigio chiare;
- 1,7 m - Alternanze di calcari dolomitizzati nocciola, dolomie marnose e marne verdastre in strati da 10 a 15 cm, ed intercalazioni pelitiche millimetriche. A tetto di alcuni strati sono ben evidenti orizzonti oncoidali. In sezione sottile (SLG48) le calcareniti evidenziano una zonazione in più livelli, da *grainstone* ad intraclasti ben arrotondati e bioclasti, ad orizzonti con oncoidi rielaborati ed intra- bioclasti (tra cui bivalvi, alghe dasicladacee, briozoi, foraminiferi e cianobatteri (*Cayeuxia*), livelli a *fenestreae*, orizzonti di croste microspartiche e livelli a *clay chips*;
- 0,55 m – Strati centimetrici a giunti piano- paralleli di dolomie marnose grigie, marne argillose policrome (rosso- verdi);
- 2 m - Alternanze di dolomie grigio chiare, talvolta leggermente marnose, in strati decimetrici, con intercalazioni marnose verdastre ad alterazione giallastra; lateralmente gli strati evidenziano geometrie lenticolari;
- 1,4 m - Alternanze di dolomie grigio chiare, dolomie marnose e marne verdastre in strati da 10 a 15 cm;
- 0,3 m – Marne argillose policrome rosso-verdastre (probabile paleosuolo);
- 3 m - Alternanze di dolomie grigio chiare, dolomie marnose e marne verdastre in strati da 10 a 15 cm;
- 0,3 m – Marne argillose policrome rosso- verdastre (probabile paleosuolo);

- 1,3 m – Alternanze di dolomie grigio chiare, talvolta leggermente marnose, in strati decimetrici, con intercalazioni marnose verdastre ad alterazione giallastra;
- 0,2 m – Marne argillose policrome rosso- verdastre (probabile paleosuolo);
- 2,6 m – Calcari dolomitizzati debolmente marnosi in strati decimetrici con intercalazioni pelitiche millimetriche. In sezione sottile (SLG51) si rivela una tessitura *packstone/grainstone* a peloidi e grani rivestiti. Questi ultimi constano in oncoidi (al nucleo di un oncoide è presente un cianobatterio (*Cayeuxia*), cortoidi e grani aggregati. Sono anche comuni incrostazioni microbiali, foraminiferi e bivalvi. I cementi sono per lo più isopachi;
- 0,3 m – Marne argillose policrome rosso-verdastre (probabile paleosuolo);
- 1,1 m - Calcari dolomitizzati debolmente marnosi, talvolta con intervalli oncoidali, in strati decimetrici con intercalazioni pelitiche millimetriche;
- 1,8 m - Strati a giunti piano- paralleli di dolomie debolmente marnose grigie e marne verdastre, con intercalazioni di strati pelitici millimetrici;
- 2,8 m - Calcari dolomitizzati debolmente marnosi, talvolta con intervalli oncoidali, in strati decimetrici con intercalazioni pelitiche millimetriche;
- 10 cm – Piano di faglia;
- 50 cm – Dolomie marnose e marne argillose policrome (da grigio scure a verdastre, raramente rossastre) in strati centimetrici a giunti ondulati, troncate a tetto da una superficie erosiva;
- 20 cm - Dolomia debolmente marnosa, con frammenti litici rossastri allineati e strutture da essiccamento a tetto. In sezione sottile (SLG52a, SLG52b) si nota una tessitura *floatstone* ad intraclasti e bioclasti, con materia organica diffusa. Gli intraclasti sono di diversa natura, forma e dimensione. Si individuano due classi principali, la prima costituita da grani mal arrotondati di *wackestone* bio- intraclastico, la seconda da grani sub-rettangolari micritici chiari, allineati orizzontalmente. Tra i bioclasti si notano forme esagonali e pentagonali. I cementi isopachi indicano un ambiente diagenetico marino;
- 4 m – Cicli di calcari dolomitizzati con alla base dolomie ad aspetto massiccio, passanti verso l’alto a dolomie bioclastiche- oncoidali, talvolta con laminazioni stromatolitiche e strutture a *fenestrate*. Sono presenti anche intercalazioni argillose centimetriche. In sezione sottile (SLG53) si notano livelli di *packstone/grainstone* ad intra- e bioclasti che passano verso l'alto a microsparite laminata. Gli intraclasti di notevole dimensione sono caratterizzati da una tessitura variabile da *wackestone* a *packstone*, e da bordi irregolari leggermente arrotondati con un sottile rivestimento. Questi sono immersi in una matrice sabbiosa con grani mal arrotondati. Tra i bioclasti sono presenti anche frammenti di briozoi. Alcune cavità mostrano un riempimento con cementi vadosi primari e cemento a drusa tardivo;
- 2 m - Dolomie in strati decimetrici, ricche in livelli oncoidali e bioclastici, con i grani rivestiti frequentemente schiacciati e/o fratturati;
- 1,9 m – Strati di dolomie oncoidali, talvolta con evidenti livelli a *fenestrate* alla sommità;
- 0,3 m – Dolomie marnose in strati centimetrici con livelli ad intraclasti;
- 2,3 m – Banchi decimetrici di dolomie grigio chiare, a giunti piano- paralleli, con sottili intercalazioni argillose;
- 0,5 m – Calcari micritici (*mudstone/wackestone*) con materia organica diffusa, qualche ostracode e sporadici intraclasti (per lo più *wackestone*; SGL55);
- 10 cm – Peliti grigio scure;
- 1,5 m - Banchi decimetrici di dolomie grigio chiare a giunti piano- paralleli, con sottili intercalazioni argillose;
- 0,6 m –Marne e dolomie marnose subordinate, in strati centimetrici, con frequenti intercalazioni pelitiche;
- 1,3 m – Banchi di calcari dolomitizzati con evidenti strutture a *fenestrate*, alternati a dolomie marnose ed intercalazioni pelitiche;

- 1,55 m – Strati centimetrici di dolomie intra- bioclastiche, alternate a livelli centimetrici di peliti grigie;
- 1,2 m – Alternanze di marne e peliti grigiastre;
- 20 cm – Calcari marnosi verdastrì;
- 1,8 m – Calcari dolomitizzati, leggermente marnosi, con *birds eyes*, stromatoliti ed intercalazioni millimetriche di peliti. In sezione sottile (SGL56) si distingue un livello inferiore a *birds eyes* e laminazioni stromatolitiche evidenziate da intercalazioni argillose, ed un livello superiore dove mancano i *birds eyes* ma sono presenti brandelli di croste microspartiche;
- 1,3 m – Alternanze di marne e peliti grigiastre culminanti in livelli pelitici verdastrì;
- 0,7 m – Dolomie marnose in livelli centimetrici alternati ad interstrati pelitici grigiastri;
- 1,3 m – Strati decimetrici (20-30 cm) di dolomie biancastre afanitiche, raramente con cavità da dissoluzione, passanti ad orizzonti leggermente siltosi con laminazioni sub-orizzontali;
- 1 m - Dolomie marnose in livelli centimetrici alternati ad interstrati pelitici grigiastri;
- 1,55 m - Strati decimetrici (20-30 cm) di dolomie biancastre afanitiche, raramente con cavità da dissoluzione, passanti ad orizzonti leggermente siltosi con laminazioni sub-orizzontali;
- 10 cm – Peliti verdastre;
- 2,3 m – Strati centimetrici di dolomie biancastre cristalline, con giunti delineati da patine millimetriche argillose;
- 1,9 m – Alternanze di marne dolomitizzate, talvolta dolomie marnose, marne argillose e peliti, con i termini meno consistenti prevalenti verso l'alto;
- 0,2 m – Strati decimetrici di calcari marnosi micritici;
- 10 cm – Peliti grigiastre;
- 1,9 m – Banchi decimetrici di dolomie con *birds eyes* e strutture a *fenestrae*, passanti a calcari marnosi alternati a marne, ed infine peliti scure;
- 3,5 m – Banchi decimetrici di dolomie cristalline, talvolta con *birds eyes* e strutture a *fenestrae*;
- 1 m – Calcari marnosi in strati centimetrici passanti a dolomie cristalline;
- 20 cm – Dolomia marnosa capeggiata da un livello di 6 cm di peliti scure;
- 1,35 m – Dolomie e dolomie leggermente marnose, talvolta con strutture a *fenestrae*, con intercalazioni pelitiche centimetriche;
- 0,9 m – Calcari dolomitizzati, debolmente marnosi, grigiastri, a giunti ondulati;
- 10 cm – Peliti grigio- bluastre fogliettate;
- 35 cm – Calcare micritico dolomitizzato con giunti ondulati;
- 1 m – Banchi decimetrici di dolomie grigiastre con intraclasti, livelli stromatolitici e strutture da essiccamento;
- 1,65 m – Strati amalgamati di dolomia massiccia;
- 1,8 m – Strati decimetrici (10-20 cm) di calcari dolomitizzati grigio chiari con intraclasti, talvolta anche *fenestrae* e stromatoliti;
- 1,7 m – Strati decimetrici di calcari dolomitizzati biancastri, con intraclasti e cavità da dissoluzione nella parte medio- inferiore e struttura a *fenestrae* nella parte sommitale;
- 2,9 m – Fascia cataclastica legata ad un piano di faglia.
- 1,2 m - Strati decimetrici di calcari dolomitizzati biancastri, con intraclasti e cavità da dissoluzione nella parte medio- inferiore e struttura a *fenestrae* nella parte sommitale;
- 2 m – Dolomie e calcari dolomitizzati biancastri, in strati decimetrici (da 10 a 20 cm) con sottili interstrati argillosi. Sulla superficie alterata si notano livelli stromatolitici;
- 2 m – Banchi decimetrici di dolomie chiare con intraclasti, strutture a *fenestrae*, *birds eyes*;

La successione prosegue con le stesse litofacies per circa 56 m (ma non è misurabile in dettaglio a causa della copertura detritica) per poi riprendere con livelli inter- sopratidali associabili alla Dolomia Principale (s.s.)

A.7 Sella Ursic, Planja

Sezione Portella- Sella Ursic

Fm. di Tor

- 14,4 m – Calcari leggermente marnosi, nodulari, scuri, bioclastici, in strati sui 10-15 cm, alternati a marne e peliti in strati da 1 a 5 cm. In alcuni strati sono evidenti valve disarticolate di bivalvi scuri (megalodontidi). Dall'analisi delle sezioni sottili (TOR58) i bioclasti più abbondanti risultano essere foraminiferi, bivalvi, frammenti di echinidi e spicole di spugne. È inoltre presente materia organica dispersa nella matrice;
- 5,1 m - Calcari leggermente marnosi nodulari, bioclastici con valve di megalodontidi, alternati a livelli da 5 a 10 cm di peliti marron scuro.
- 80 cm – Peliti scure con fitte laminazioni;
- 40 cm – Calcare micritico, leggermente marnoso, scuro, a giunti ondulati. Al microscopio (TOR55, SC67) si riconoscono bivalvi a guscio sottile e foraminiferi dispersi nella matrice;
- 30 cm – Peliti scure;
- 5 cm – Calcare marnoso scuro, a giunti piano-paralleli;
- 80 cm – Peliti scure;
- 45 cm - Calcari nodulari, leggermente marnosi, in strati decimetrici, con sottili interstrati pelitici. Tra i bioclasti abbondano bivalvi e gasteropodi. Sono anche presenti bivalvi costati (gen. *Lopha*) ed in sezione sottile (TOR 54) si notano frustoli vegetali ed intraclasti micritici scuri, nonché tracce di bioturbazione.
- 5 cm – Peliti scure ad alterazione marroncino chiaro;
- 1,2 m - Calcari marnosi leggermente nodulari, in strati centimetrici, alternati a marne scure in livelli da 2 a 6-7 cm. Presenti piccoli bivalvi e gasteropodi (TOR53), e rare spicole di spugne.
- 1,6 m - Calcari bioclastici grigio chiari, leggermente marnosi, dolomitizzati, in strati di 30 cm, alternati a marne e peliti in strati di 5 cm. Sono presenti laminazioni orizzontali evidenziate da gusci di bivalvi allineati. Dall'analisi delle sezioni sottili (SC69; TOR 51) si deduce una tessitura *packstone/grainstone* a bivalvi e gasteropodi. Tra i bioclasti, sono anche presenti foraminiferi, articoli di crinoide e frammenti di echinidi. Si riscontra un moderato contenuto in intraclasti micritici scuri, frustoli vegetali e sostanza organica;
- 10 cm - Peliti marroncine ad alterazione giallastra;
- 32 cm - Calcari dolomitizzati, nodulari, leggermente marnosi e bioclastici, con livelli tempestici (lumachelle). In sezione sottile (SC70) si riconosce una tessitura *floatstone* con bivalvi di grosse dimensioni e gasteropodi, ed un minore contenuto in foraminiferi e frammenti di echinodermi;
- 15 cm – marne scure ad alterazione giallastra e peliti intercalate;

Dolomia della Portella

- 1,6 m - Strati nodulari di dolomia color nocciola, di spessore sui 15 cm. La dolomitizzazione oblitera la tessitura e le strutture originarie;
- 2 m – Strati saldati di dolomie grigie a giunti ondulati;
- 2,5 m - Dolomie in strati da 20 a 30 cm, con livelli di laminazioni piano-parallele;
- 60 cm - Dolomie saccaroidi (SC71), nodulari, grigio chiare, in strati da 5 a 8 cm;
- 1,9 m - Strati saldati di circa 30 cm di spessore di dolomie saccaroidi, nodulari, con laminazioni;
- 1,8 m - Dolomie a grana grossolana, nodulari, in strati di 20 cm;
- 2 m – Strati amalgamati di dolomie grigiastre. Nonostante la forte dolomitizzazione, si può riconoscere (TOR16) una tessitura *grainstone/rudstone* nella parte inferiore, con fantasmi di bioclasti (frammenti di bivalvi ed echinodermi), intraclasti mal arrotondati (tra cui alcuni

laminati) e peloidi, organizzati in livelli separati da micro-superfici erosive. Superiormente si passa ad una tessitura più fine con peloidi ed intraclasti micritici, per poi ritornare in alto ad una grana più grossolana;

- 80 cm - Dolomie grigie, laminate. In sezione sottile (SC72), nonostante la dolomitizzazione, si riconosce una struttura gradata (il protolite è presumibilmente un *packstone*) che passa superiormente ad un orizzonte più fine (originaria micrite) in cui fluttuano grani scuri allungati orizzontalmente. Entrambe le microfacies sono poi interessate da una frattura on riempimento calcitico che si riallaccia ad analoghi orizzonti ondulati paralleli alla stratificazione.
-
- 1,64 cm - Dolomie a giunti ondulati, in strati di 30 cm.

Fm. di Carnitza

- 2,75 m - Calcari dolomitizzati scuri, laminati, nodulari, in strati decimetrici. In alcuni campioni (TOR 17) si notano livelli di *wackestone/packstone* con intraclasti micritici scuri, peloidi e qualche foraminifero, separati da superfici stilolitiche più scure. In altri (TOR 18) è presente un maggior contenuto di matrice e sono stati identificati piccoli cristalli di pirite;
- 2,06 m - Calcari micritici scuri, a base ondulata, in strati di 30 cm, con sottili interstrati siltosi. In sezione sottile (TOR 20) è evidente una tessitura *wackestone/packstone* a bivalvi pelagici, frammenti di echinodermi, radiolari e spicole di spugne. Sono anche presenti tracce di bioturbazione;
- 1,2 m - Calcari micritici grigi, a base ondulata, in strati di 30 cm;
- 1,1 m - Calcari micritici scuri, a base ondulata, in strati di 30 cm, con sottili interstrati siltosi;
- 50 cm - Calcari micritici scuri, a base ondulata, in strati di 30 cm;
- 60 cm - Calcari dolomitizzati scuri, nodulari e laminati, leggermente marnosi, in strati da 10 a 15 cm;
- 3 m - Calcari nodulari scuri, in strati di 5 cm, alternati a marne siltose in strati di 3 cm;
- 3,6 m - Calcari micritici scuri, a base ondulata, in strati di 30 cm, con sottili interstrati marnosi. In affioramento si notano anche tracce di bioturbazione. In sezione sottile (SC74), si riconosce una tessitura *wackestone/packstone* a bivalvi pelagici. Sono inoltre presenti abbondanti foraminiferi seriali e trocospirali (gen. *Aulotortus*, *Miliolipora* e *Duostominidae*), radiolari e frammenti di echinidi.
- 8,1 m - Calcari nodulari scuri in strati di 5 cm, talvolta con tracce di bioturbazione, alternati a marne in strati di 3 cm. In sezione sottile (TOR 21, TOR 23) risalta la componente bioclastica dei *packstone*, con bivalvi di piccole dimensioni, frammenti di bivalvi più grossi (anche costati) ed echinodermi, radiolari. È stato anche identificato un piccolo granulo di glauconite. Da questi livelli proviene anche una fauna ad ammonoidi del genere *Tropites* (De Zanche et al., 2000);
- 1,4 m - Calcari micritici scuri, a base ondulata, in strati di 10 cm, con sottili interstrati marnosi. In questo livello sono state riscontrate impronte di ammonoidi non classificabili (P. Gianolla com. pers.);
- 5 m - Calcari a base ondulata in strati di 20/30 cm alternati a calcari nodulari leggermente bioclastici in strati centimetrici. Al microscopio (TOR 25, TOR 26, SC75) prevale una tessitura *wackestone* a bivalvi pelagici, foraminiferi, radiolari, spicole e frammenti di echinidi, peloidi scuri. Da questi livelli provengono esemplari di *Gonojuvavites* sp. e *Discotropites plinii* (De Zanche et al., 2000);
- 7,2 m - Calcari a base ondulata in strati di 20/30 cm alternati a calcari nodulari leggermente bioclastici in strati centimetrici e sottili interstrati pelitici;
- 4 m - Calcari finemente bioclastici, scuri, a base ondulata, in strati di 30 cm, con sottili interstrati marnosi e tracce di bioturbazione. Si nota un aumento della componente bioclastica e della tessitura verso gli strati più alti della successione. L'analisi delle sezioni sottili (SC76) ha evidenziato una tessitura *wackestone* a bivalvi pelagici ed intraclasti micritici scuri, da poco a ben arrotondati. Sono inoltre presenti radiolari, frammenti di echinodermi, foraminiferi trocospirali, brachiopodi e cristalli di pirite;

- 9,4 m - Calcari scuri nodulari, bioclastici, con tracce di bioturbazione, in strati di 10/30 cm, con sottili interstrati pelitici;
- 2 m - Calcari scuri nodulari, leggermente dolomitizzati, bioclastici, laminati, con tracce di bioturbazione, in strati di 10/30 cm, e con sottili intercalazioni marnose. In sezione sottile (SC77) si nota una gradazione da livelli calcirudittici a livelli di *wackestone/packstone* con una laminazione data dall'allineamento di piccoli intraclasti e bioclasti. Sono presenti anche cristalli di pirite.
- 5,4 m - Livelli di calcari nodulari bioclastici in strati di spessore sui 20 cm, in strati lenticolari che si chiudono lateralmente. Le micro-facies (TOR10) richiamano quelle dei livelli sottostanti;
- 5,5 m - Calcari (*packstone*) a giunti debolmente ondulati, con stratificazione decimetrica. In sezione sottile (TOR 05/94, TOR 04/94) si nota la componente bioclastica costituita da bivalvi pelagici, foraminiferi planispirali e biseriali con gusci fosfatizzati, radiolari, frammenti di echinodermi e spugne. Sono inoltre presenti intraclasti micritici da poco a ben arrotondati e cristalli di pirite;
- 4 m - Strati decimetrici di dolomie marroncino chiaro, a giunti piano-paralleli. Dall'analisi al microscopio (TOR02b, SC79, si evince trattarsi di *rudstone* fortemente dolomitizzati. Tuttavia si distinguono intraclasti micritici arrotondati, frammenti litici, clasti con strutture microbialitiche, *Tubiphytes*, frammenti di spugne, crinoidi ed echinidi.
- 1 m - Livelli di breccie fortemente dolomitizzate alternate a calcareniti, organizzate in strati a chiara geometria lenticolare. Nei livelli a granulometria più fine (TOR 02/94) si riconosce una laminazione data dalla disposizione orizzontale di intraclasti e soprattutto bioclasti (valve allineate di bivalvi). Tra questi ultimi sono anche presenti frammenti di crinoidi, mentre tra i primi si distinguono piccoli intraclasti micritici mal arrotondati, frammenti con forme associabili a spugne calcaree e cementi calcitici.
- 1,8 m - Calcareniti bioclastiche fortemente dolomitizzate, da nocciola a grigio chiaro, a giunti piano paralleli. In sezione sottile (SC78, SC80) si riconoscono laminazioni date da intraclasti per lo più appiattiti, mentre tra i bioclasti si distinguono foraminiferi, gasteropodi, articoli di crinoide, radiolari. Nei livelli più grossolani sono state riconosciuti clasti con involucri micritici scuri associabili a croste microbali. Sono presenti anche piccole tasche, legate probabilmente a bioturbazione. I cristalli di pirite occorrono sparsi nel campione. In un campione raccolto in detrito (SC73?), correlabile allo stesso intervallo, sono inoltre visibili forme associabili a croste microbali ed a frammenti di spugne calcaree.
- 5 m - Dolomia massiccia, cristallina e rosata, clinostratificata in banconi metrici, frequentemente a base erosiva e con geometrie lenticolari.

La successione prosegue in parete ma risulta inaccessibile per l'elevata inclinazione e pericolosità.

Sezione Planja

Dolomia Principale

- 5 m - Banconi sub-metrici (da 50 a 90 cm) di dolomie, da grigio chiare a biancastre, cristalline, frequentemente bioclastiche (articoli di crinoide visibili anche in superficie), a giunti piano-paralleli. In sezione sottile (PL5) si riconosce una tessitura *grainstone-rudstone*, con ooliti, oncoidi ed altri grani rivestiti, peloidi, intraclasti e bioclasti ricristallizzati;
- 9,5 m - Copertura detritica. È probabile che la copertura nasconda una fascia cataclastica legata ad una faglia ad alto angolo;
- 1,65 m - strati decimetrici di dolomie cristalline biancastre, dove non è possibile riconoscere alcuna tessitura originaria;
- 2,2 m - banconi pluri-metrici di strati amalgamati di dolomie saccaroidi;
- 5,25 m - dolomie grigiastre, cristalline, in strati di spessore da 30 a 80 cm, a giunti piano-paralleli;
- 7,3 m - Strati amalgamati di dolomie biancastre, cristalline, disposti in banconi generalmente di circa 2 m di spessore. Nonostante la forte dolomitizzazione, localmente sono presenti cavità

vacuolari, mentre in alcuni livelli sono presenti stromatoliti, riconosciute in sezione sottile (PL02): le laminazioni sono evidenziate dall'alternanza di bande chiare e scure, al cui interno sono presenti peloidi ed intraclasti. Sono evidenti anche micro-strutture da essiccamento con fratture subverticali che si chiudono verso il basso;

- 1,80 m – Dolomie biancastre, cristalline, in strati di spessore da 30 a 80 cm, a giunti piano-paralleli;
- 3 m – Dolomie biancastre, macro-cristalline, in banconi pluri-metrici.

A.8 Skrlatica

(Da Gale et al., in prep.)

Calcare di Razor

- 2 m – Calcari a stratificazione metrica, organizzati in cicli asimmetrici capeggiati da livelli stromatolitici, *birds eyes* e *tee-pee*, talvolta con piccole superfici d'esposizione subaerea. La parte subtidale è costituita da calcari nocciola ricristallizzati, a tessitura *packstone*, con bivalvi, articoli di crinoide e gasteropodi. In sezione sottile (MK2) si nota come la struttura sia costituita prevalentemente da peloidi (circa il 60%) e bioclasti, immersi in una micrite leggermente dolomitizzata. Sono presenti in misura minore anche grani rivestiti (oidi), frammenti di echinidi e tracce di bioturbazione evidenziate da contorni microspartitici (legati probabilmente ad attività microbiale) e riempimenti a *fecal pellets*. L'alterazione selettiva evidenzia in superficie orizzonti oncoidali sovrapposti alle facies subtidali, cui seguono facies intertidali (MK1) caratterizzate da *grainstone* dolomitizzati con bivalvi di piccole dimensioni e riempimenti microspartitici, *fenestrate*, fantasmi di foraminiferi bentonici.

Calcari del Martuljek

- 2,4 m – Calcari grigio-rossastri, bioclastici, a giunti ondulati, con patine millimetriche rossastre tra le superfici di strato. Tra i bioclasti si riconoscono bivalvi pelagici, anche di grandi dimensioni (*Halobia*). Al microscopio (MK3) appare una tessitura *wackestone-packstone* a bivalvi, foraminiferi bentonici biseriali e trocospirali (tra cui i generi *Aulotortus* e *Duostominidae*), piccoli gasteropodi, e spicole di spugne, ed intraclasti micritici mal arrotondati. Alcuni gusci sono parzialmente fosfatizzati. Talvolta, la taglia dei bivalvi aumenta a tetto;
- 4,65 m – Calcari biancastri, da micritici a bioclastici, in strati nodulari saldati, parzialmente ricristallizzati. Sulla superficie si osservano laminazioni stilolitiche. In sezione sottile (MK4) si osserva una tessitura *packstone* a bioclasti (spicole di spugne, bivalvi, foraminiferi bentonici seriali e trocospirali, frammenti di echinidi e radiolari), intraclasti e peloidi scuri;
- 18 cm – Calcare dolomitizzato grigio chiaro, a giunti ondulati, leggermente laminato, con bioclasti ed intraclasti larghi fino al centimetro. Al microscopio (MK5) appare una tessitura *packstone* a bivalvi, frammenti di echinidi, brachiopodi e radiolari. Alcuni intraclasti sono rappresentati da *wackestone* a bivalvi, spicole di spugne e peloidi;
- 2 m – Copertura detritica;
- 1 m – Calcari grigi, bioclastici, a stratificazione centimetrica e giunti ondulati;
- 90 cm – Calcari grigio chiari, ricristallizzati, parzialmente bioclastici, a stratificazione decimetrica e giunti ondulati. In sezione sottile (MK6) si nota una tessitura *wackestone* a bioclasti ed intraclasti micritici subangolosi. Tra i primi abbondano i bivalvi pelagici, insieme a spicole di spugna, spicole e frammenti di echinidi, foraminiferi, articoli di crinoide, brachiopodi. Sono anche presenti stiloliti evidenziate da contorni marroncini e giallastri;
- 85 cm – Calcari grigio chiari, ricristallizzati, a stratificazione decimetrica e giunti ondulati, separati da interstrati millimetrici di pelite. Le concavità delle superfici di strato mostrano patine millimetriche rossastre;

- 1,20 m – Calcari biancastri a giunti ondulati, leggermente dolomitizzati, parzialmente bioclastici, con patine millimetriche rossastre sulle superfici di strato. Si tratta prevalentemente di *wackestone/packstone* intra-bioclastici (MK7) in strati da 10 a 15 cm. Gli intraclasti prevalgono ed evidenziano tessiture *mudstone* e *wackestone*, mentre tra i bioclasti si riconoscono bivalvi di grosse dimensioni, piccoli bivalvi pelagici e frammenti di crinoidi. È stato identificato anche un frammento di spugna calcarea. Nella matrice sono presenti anche cristalli di pirite ed ondulazioni millimetriche evidenziate da patine ferruginose;
- 1,4 m – Calcari grigio-rosati, in strati decimetrici a giunti ondulati, talvolta con blanda geometria lenticolare. La tessitura varia da *wackestone* a *packstone* (MK8) a bioclasti e peloidi. La componente bioclastica è costituita da bivalvi pelagici, foraminiferi bentonici, brachiopodi e bivalvi di grosse dimensioni;
- 2,05 m – Copertura detritica;
- 80 cm – Calcareniti biancastre in strati di circa 40 cm, a giunti piano- paralleli, bioclastici. Le micro-facies (MK9) possono essere caratterizzate da *packstone/grainstone* ricristallizzati con bivalvi, frammenti e spicole di spugne, articoli di crinoide e foraminiferi ed intraclasti (tra cui un'oolite fratturata), passanti a *floatstone* con bivalvi di grosse dimensioni, intraclasti, peloidi e talvolta grani rivestiti. Sono anche presenti (più rari) frammenti di alghe calcaree, cianobatteri (A) e strutture associabili a *Tubiphytes*;
- 2,10 m – Breccie fini e calcareniti grossolane biancastre, in strati di circa 40 cm, a giunti piano-paralleli, talvolta con base leggermente erosiva, connessi lateralmente a clinoforni metriche. In sezione sottile (MK10) si riconosce una tessitura *grainstone* con bivalvi di grosse dimensioni, articoli di crinoide, frammenti di echinidi ed intraclasti disposti a formare laminazioni orizzontali. Superiormente la laminazione si perde, e prevalgono gli intraclasti (prevalentemente *wackestone* a bivalvi pelagici, peloidi e spicole di spugne). Nel sedimento sono presenti aree sub-circolari più scure, bordate da aureole micritiche chiare, probabilmente legate a bioturbazione ed attività microbiale;
- 2,4 m – Alternanze di calciruditi medio-grossolane e breccie carbonatiche fini biancastre, in banconi sub-metrici, con bioclasti ed intraclasti di dimensioni sovra-centimetriche. Tra i bioclasti si riconoscono in superficie ed in sezione sottile (MK11, MK12a, MK12b) frammenti di *boundstone* a coralli, spugne calcaree con incrostazioni microbiali e *Tubiphytes*, ed una matrice di riempimento con peloidi, frammenti di echinodermi, bivalvi ed altri bioclasti. Più rari i frammenti di solenoporacee. Gli intraclasti sono rappresentati da *grainstone* ad intraclasti micritici e *grainstone* bioclastici a foraminiferi e bivalvi;

Calcarea del Dachstein

- 3,7 m – Breccie e grossolane biancastre clinostratificate, con angolo d'inclinazione sui 25° e banchi di potenza metrica, con intraclasti e bioclasti (coralli ramiformi, spugne, crinoidi e bivalvi visibili sulla superficie) di grosse dimensioni;

La successione prosegue con circa 300 m di Dachstein Limestone in facies massiccia, arrangiato in banconi pluri-metrici clinostratificati che passano lateralmente (verso sud) e superiormente a cicli peritidali stratificati di Calcarea del Dachstein (s.s.).

A.10 S. Stefano di Cadore

(Da De Zanche e Gianolla, non pubblicato)

Formazione di S. Stefano

- 12 cm – calcarenite fine con bivalvi pelagici. Qualche metro sotto è stata campionata una calcarenite (GEY14);
- 1,1 m – peliti con intercalazioni calcaree fini;

- 20 cm – strati amalgamati di calcare scuro;
- 27 cm – peliti fogliettate;
- 44 cm – strati calcarenitici (con grani rivestiti) ed intercalazioni pelitiche (GEY13);
- 19 cm – peliti fogliettate con ammoniti al tetto (GEY12 - *Tropites subbullatus*);
- 20 cm – noduli decimetrici di calcare intercalati a siltiti grigie;
- 24 cm – peliti;
- 10 cm – straterelli di calcare nerastro;
- 40 cm – peliti;
- faglia di modesta rilevanza;
- 12 cm – calcare con ammoniti (GEY11);
- 20 cm – peliti;
- 9 cm – calcare micritico;
- 56 cm – alternanze di calcari ed interstrati centimetrici di peliti;
- 70 cm – peliti tettonizzate;
- 18 cm – calcare scuro micritico pelagico;
- 15 cm – peliti tettonizzate;
- 37 cm – strati calcarei centimetrici alternati a pelite;
- 63 cm – pelite nerastra con vene di calcite;
- 26 cm – strati centimetrico- decimetrici con intercalazioni pelitiche centimetriche (MZD6a - *Discotropites* sp., cf. *Pleurotropites* sp.);
- 48 cm – marne argillose;
- 8 cm – calcare nodulare con ammoniti (GEY9 - *Anasirenites* cf. *brisei*)
- 17 cm – calcarenite fine molto scura;
- 20 cm – peliti fogliettate;
- 23 cm – calcari in strati centimetrici separati da 1-2 cm di peliti
- faglia di modesta importanza;
- 70 cm – peliti con intercalazioni di livelli calcarei centimetrici;
- 18 cm – strato calcareo con bivalvi pelagici e radiolari;
- 3 cm – calcare nodulare;
- 75 cm – peliti con un livello di calcare micritico alla base (GEY8);
- 35 cm – strati calcarei scuri separati da interstrati pelitici millimetrici, con ammoniti (GEY7, MZD6b - *Sympolycyclus* sp., *Tropites* sp., *Discotropites* sp.);
- 52 cm – peliti con sottili straterelli calcarei;
- 32 cm – strati decimetrici di calcare con interstrati centimetrici di peliti;
- 41 cm – peliti fogliettate e con rari noduli di calcare verso la base;
- 16 cm – calcare nerastro, ad alterazione giallastra, ricco in bivalvi pelagici e radiolari;
- 74 cm – peliti fogliettate e con rari noduli di calcare;
- 3 cm – calcare nodulare micritico, leggermente siltoso, con mineralizzazioni a pirite;
- 32 cm – peliti fogliettate;
- 18 cm – calcarenite fine;
- 15 cm – marne scure;
- 12 cm – calcare;
- 24 cm – marne e peliti scure;
- 29 cm – strati decimetrici di calcareniti separati da peliti in livelli di 1 cm (GEY6);
- faglia;
- 10 cm – calcare micritico;
- 42 cm – marne con rari noduli di calcare;
- 14 cm – marne con noduli di calcare ed ammoniti (GEY 5 - *Goniojuvavites* cf. *tuvanicus*);
- 64 cm – marne;
- 3 cm – strato lenticolare di calcare micritico;
- 26 cm – marne;
- 16 cm – calcare micritico scuro;

- 28 cm – marne;
- 15 cm – strati centimetrici di calcari separati da livelli centimetrici di marne;
- 35 cm – peliti scure con vene di calcite;
- 17 cm – calcare scuro a bivalvi pelagici, tettonizzato;
- 23 cm – marne e peliti scure;
- 22 cm – calcare scuro a bivalvi pelagici, tettonizzato;
- 13 cm – marne e peliti scure;
- 20 cm – marne tettonizzate con ammoniti (GEY3);
- 12 cm – calcare leggermente siltoso, scuro, con ammoniti (GEY2 - *Discotropites theron*);
- 32 cm – marne nere con ammonoidi nella parte basale (GEY1);
- 16 cm – calcare nerastro, tettonizzato;
- 1,4 m – marne argillose nere con vene bianche e rosate;
- 14 cm – calcare nero leggermente siltoso con bivalvi pelagici;
- faglia di modesta importanza;
- 73 cm – peliti stirate, attraversate da vene di calcite bianca, con noduli di calcari micritici neri a bivalvi pelagici;