

Sintesi delle conoscenze geologiche e proposta di un nuovo modello sedimentario per il Bacino del T. Biois (Formazione di Livinallongo e Formazione dello Sciliar, Province di Belluno e Trento)

Synthesis of geological knowledge and proposal of a new sedimentary model for the T. Biois Basin (Livinallongo Formation and Sciliar Formation, Provinces of Belluno and Trento)

→ Gian Luigi Trombetta¹ & Daniele Masetti²

¹ P.tta San Michele, 3 – 44121 Ferrara – gianluigi.trombetta@libero.it

² via Coronella – 44122 Ferrara – daniele.masetti@unife.it

ABSTRACT

The starting point of this work is to review the state of scientific knowledge of a sector that has probably received less attention than other areas of the central-western Dolomites and which corresponds to the Biois and Cordevole torrents Lower Ladinian Basin, delimited to the north from the Marmolada – Costabella Group, to the east from the Alto di Pelsa (Mt. Civetta Group) and to the south from the Pale di San Lucano (Pale di San Martino Group). Therefore, an attempt was made to combine the data and information present in the literature with new observations both on a macroscopic scale (description of carbonate complexes) and in detail through the analysis and measurement of many basin stratigraphic sections, some already proposed previously by the authors and other unpublished ones. In particular, some stratigraphic sections have been revised and an attempt has been made to quantify the volumes of the re-sedimented deposits in the basin based on their texture, as already done previously for the stratigraphic succession of Rio Bordina (Trombetta & Masetti, 2012); the next step was to correlate the texture and thickness of the basin deposits with the geometry of the carbonate complexes and with the inclination of the clinoforms within them in order to review the evolution models of the carbonate platforms surrounding the Biois river basin. The facies analysis conducted on the Livinallongo Formation basin sequences showed that the greatest lateral variability is recorded within the Bänderkalke member, while the lower and middle members – Plattenkalke and Knollenkalke – appear more uniform.

RIASSUNTO

Il punto di partenza di questo lavoro è quello di rivedere lo stato delle conoscenze scientifiche di un settore che, probabilmente, ha ricevuto minori attenzione rispetto ad altre aree delle Dolomiti centro-occidentali e che corrisponde al bacino Ladinico inferiore dei torrenti Biois e Cordevole, delimitato a nord dal Gruppo della Marmolada – Costabella, ad est dal M. Alto di Pelsa (Gruppo del M. Civetta) e a sud dalle Pale di San Lucano (Gruppo delle Pale di San Martino). Quindi, si è cercato di coniugare i dati e le informazioni presenti in letteratura con nuove osservazioni sia a scala macroscopica (descrizione di complessi carbonatici) e sia di dettaglio attraverso l'analisi e la misurazione di numerose sezioni stratigrafiche bacinali, alcune già proposte in precedenza dagli stessi autori ed altre inedite. In particolare, alcune sezioni stratigrafiche sono state riviste e si è cercato di quantificare i volumi dei depositi risedimentati nel bacino in base alla loro tessitura, come già fatto in precedenza per la successione stratigrafica del Rio Bordina (Trombetta & Masetti, 2012); il passaggio successivo è stato quello di correlare le tessiture e lo spessore dei depositi bacinali con le geometrie dei complessi carbonatici e con l'inclinazione delle clinoforme al loro interno al fine di rivedere i modelli di evoluzione delle piattaforme carbonatiche circostanti il bacino del torrente Biois. L'analisi di facies condotta nelle successioni bacinali della Formazione di Livinallongo ha evidenziato come la maggior variabilità laterale sia registrata all'interno del membro dei Bänderkalke, mentre più uniformi appaiono le unità inferiori e medie costituiti, rispettivamente, dai membri dei Plattenkalke e dei Knollenkalke.

PAROLE CHIAVE

piattaforme carbonatiche, bacino, Ladinico inferiore, clinoforme,

KEY WORDS

carbonate platforms, basin, Lower Ladinian, clinoforms

STATO DELLE CONOSCENZE DELLE DOLOMITI CENTRO-OCIDENTALI

Le Dolomiti si trovano nella parte più orientale della Alpi Meridionali e formano una cintura a pieghe e sovrascorrimenti (una delle maggiori unità strutturali della catena Alpina). Essa è costituita da una sinclinale a scala regionale (sinclinorio; Fig. 1), struttura a pop-up di età neogenica ben definita all'interno del dominio delle Alpi Meridionali (Castellarin, 1979; Castellarin et al., 1996; Doglioni & Castellarin, 1985; Doglioni & Bosellini, 1987; Schönborn, 1999). Tale struttura è costituita da successioni sedimentarie e vulcaniche debolmente deformate, sovrascorse verso sud durante la collisione Alpina come una porzione omogenea di crosta superiore.

Così, una regione che è stata debolmente deformata durante le fasi dell'orogenesi Alpina, le Dolomiti rappresentano un unicum geologico e mostrano molti esempi ben preservati di sistemi carbonatici piattaforma-slope-bacino che sono stati oggetto di dettagliati studi geologici nelle ultime decadi. In particolare, le Dolomiti sono ben conosciute per le spettacolari esposizioni di piattaforme carbonatiche progradanti del Triasico medio-superiore, le quali sono state studiate in grande dettaglio in termini di geometrie (Leonardi, 1968; Bosellini & Rossi, 1974; Bosellini, 1984; Kenter, 1990; Keim & Schlager, 2001; Keim et al., 2001) e di facies (Gaetani et al., 1981; Brandner et al., 1991a, b; Harris, 1993; Russo et al., 1997). La crescita e lo sviluppo dei vari edifici carbonatici nella regione dolomitica era principalmente controllata da organismi carbonatici bio-costruttori come coralli e spugne, il cui framework era stabilizzato da differenti comunità di organismi incrostanti, come alghe verdi-blu, spongiosromata, Tubiphytes e croste biogeniche formate da differenti organismi incrostanti (Biddle, 1980; Gaetani et al., 1981; Brandner, 1991; Brandner et al., 1991). Successivamente altri autori hanno descritto la comparsa di varie croste micritiche biogeniche, microp problematica e cementi sindeposizionali che contribuivano alla stabilizzazione del framework biocostruito (Harris, 1993); in altri casi, i sedimenti di slope sono stati interpretati come boundstone primari

formati in situ composti da croste micritiche, cementi precoci e vari organismi microp problematici (Blendinger, 1994). Recentemente, l'importanza dell'automicrite (cioè micrite autoctona, come descritto originariamente da Wolf, 1965) è stata usata per spiegare la stabilizzazione dei margini di piattaforma e della parte superiore degli slope (Keim & Schlager, 2001).

I vari edifici carbonatici delle Dolomiti sono stati suddivisi in tre grandi gruppi in base alla loro età:

a) gli edifici carbonatici pre-vulcanici (Formazione dello Sciliar di età Ladinico inferiore) sviluppati a partire dalle precedenti zone di alto del substrato sedimentario (Masetti & Trombetta, 1998) durante un innalzamento del livello marino relativo. Questi edifici mostrano geometrie di aggradazione e progradazione con limitate quantità di depositi trasportati nei bacini, i quali tendevano ad approfondirsi (deepening-upward trend). Le geometrie finali di questa tipologia di piattaforme tende a geometrie quasi tabulari (spesso oltre i 1000 m di spessore) come la piattaforma del Catinaccio/Rosengarten (Bosellini, 1984; Bosellini & Stefani, 1991; Maurer, 1999, 2000);

b) gli edifici carbonatici post-vulcanici (Dolomie Cassiane di età Carnico inferiore) si svilupparono durante una fase di still-stand (stazionamento) del livello marino relativo.

Le piattaforme carbonatiche mostrano evidenti geometrie di progradazione (piattaforma del Sella in Bosellini & Neri, 1991; piattaforma del Picco di Vallandro in Nicora & Schlager, 1979; piattaforma del Settsass in Trombetta, 2011); questo tipo di piattaforme erano caratterizzate da abbondanti depositi di risedimentazione che colmavano i bacini sedimentari adiacenti. In quest'ottica, i bacini mostrano un marcato trend shallowing-upward evidenziato da un assottigliamento verso l'esterno della geometria delle piattaforme (come le clinoforimi di tipo climbing della piattaforma Carnica del Sella, vedere Bosellini, 1984);

c) le piattaforme carbonatiche pre-Dolomie Cassiane (= SD II, o "Rosszähne Fm." – Fm. di Denti di Terrarossa; Brandner, 1991; Brandner et al., 2007; Geologische Karte der Westlichen Dolomiten 1:25.000, 2007) i cui depositi di slope si interdigitano con i depositi vulcanoclastici (Fm. di Wengen e/o Conglomerato della Marmolada); questi edifici erano caratterizzati da enormi

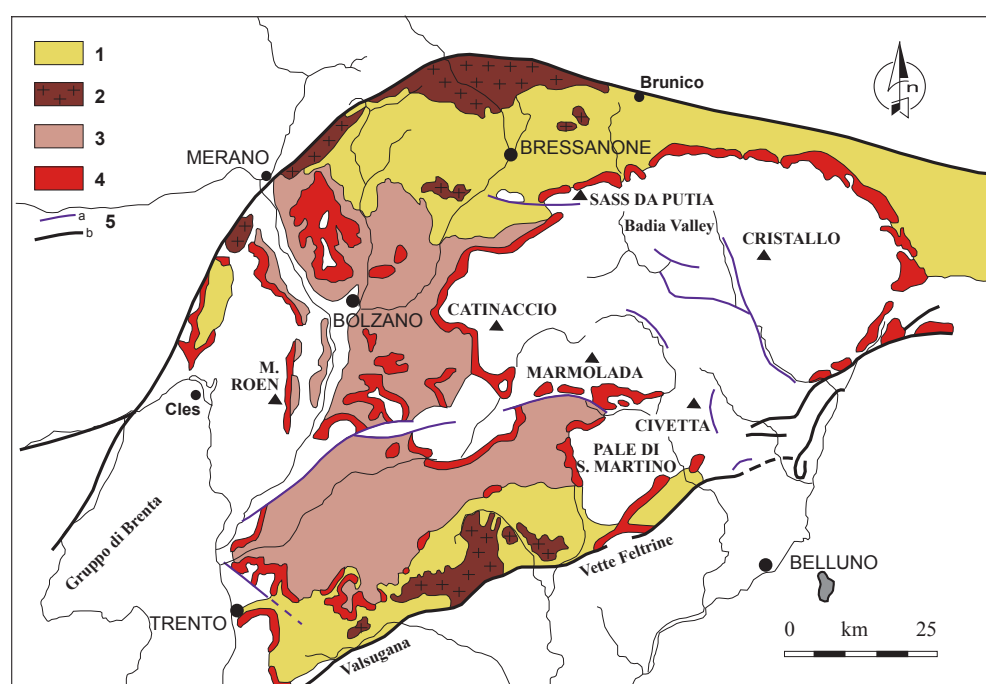


FIG. 1: Carta geologica semplificata delle Dolomiti che mostra la distribuzione dei depositi pre-Triassici: notare l'assetto a sinclinale a grande scala della regione dolomitica.

1: basamento metamorfico; 2: intrusioni paleozoiche di Bressanone e Cima d'Asta; 3: porfidi quarziferi; 4: depositi sedimentari del Permiano (principalmente Arenarie di Val Gardena); 5: principali faglie regionali (da Leonardi et coll., 1968; Bosellini, 1989).

FIG. 1: Simplified geological map of the Dolomite showing the pre-Triassic deposits: note the syncline setting of the dolomitic area.

1: metamorphic basement; 2: paleozoic intrusion of Bressanone and Cima d'Asta; 3: quartz porphyry; 4: Permian sedimentary deposits (mainly Val Gardena Sandstone); 5: major regional faults (from Leonardi et coll., 1968; Bosellini, 1989).

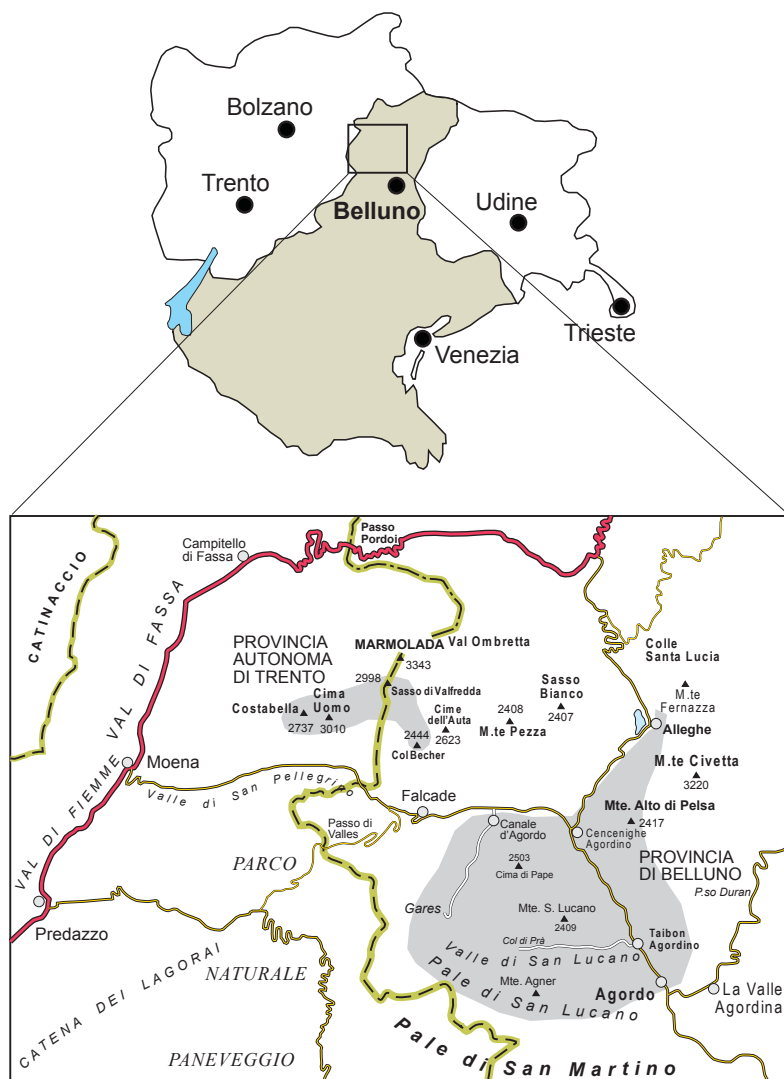


FIG. 2: Ubicazione geografica del bacino dei torrenti Biois e Cordevole, compreso fra il Gruppo della Costabella-Marmolada, a nord, dal Gruppo del M. Civetta – M. Alto di Pelsa, ad est, e dal Gruppo delle Pale di San Martino – Pale di San Lucano a sud.

FIG. 2: Geographical location of the Biois and Cordevole basin rivers, between the Costabella-Marmolada Group, to the north, by the Group of M. Civetta – M. Alto di Pelsa, to the east, and by the Pale di San Martino Group – Pale di San Lucano to the south.

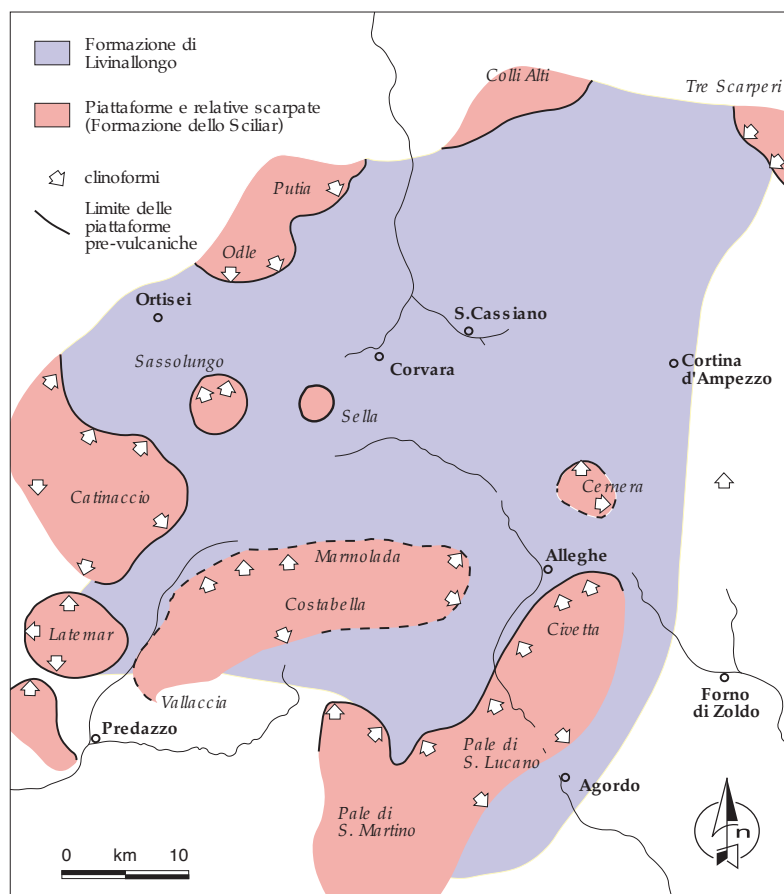


FIG. 3: Carta paleogeografica e non palinspastica del Ladinico inferiore delle Dolomiti centro-occidentali. Legenda: a) Formazione dello Sciliar (e/o del Calcare della Marmolada); b) Formazione di Livinallongo (ridisegnato da Bosellini, 1989).

FIG. 3: Paleogeographical and non-palinspastic map of the Lower Ladinian of the Central-Western Dolomites. a) Sciliar Formation (and/or Marmolada Limestone); b) Livinallongo Formation (redrawn after Bosellini, 1989).

volumi di megabrecce contenenti classici blocchi provenienti dalle aree di piattaforma e di margine (come i blocchi conosciuti in letteratura con il termine “Cipit”).

I complessi di piattaforma che delimitano il bacino del Biois appartengono al primo gruppo, cioè a quello degli edifici pre-vulcanici che comprende alcune fra i più famosi rilievi montuosi delle Dolomiti come la Marmolada-Costabella, il Catinaccio/Rosengarten, il Latemar, il M. Agnello, le Pale di San Martino – Pale di San Lucano, il Cenera, le Odle, il Sass da Putia, il M. Alto di Pelsa (Gruppo del M. Civetta), i Colli Alti (S. Vigilio di Marebbe) e il Popera – Tre Scarperi.

Focus di questa nota è la revisione dell'assetto del bacino del Triassico medio del Biois e Cordevole che si inserisce nel più ampio quadro paleogeografico del Ladinico inferiore delle Dolomiti occidentali: tale bacino appare delimitato a nord dal gruppo Marmolada-Costabella, ad est dal M. Alto di Pelsa e a sud dalle Pale di San Lucano (Fig. 2 e 3); il margine ovest del bacino non è conservato poiché qui affiorano i terreni più antichi dei Porfidi coinvolti nell'anticlinale di Cima Bocche (Doglioni, 1987).

METODOLOGIA E NUOVI DATI

Lo studio del bacino dei torrenti Biois e Cordevole è basato sulla revisione della cartografia geologica esistente integrato da un rilevamento inedito alla scala 1:25.000, dalla misurazione e descrizione di almeno una decina di sezioni stratigrafiche all'interno del bacino. In particolare, si è cercato di evidenziare i rapporti fra i complessi di piattaforma carbonatica, posti ai margini del bacino, e le corrispondenti successioni bacinali; a tal scopo, si è cercato di correlare i dati sugli spessori, sulle tessiture e, più in generale, sulle differenti facies fra le successioni di bacino e di piattaforma. Per alcune sezioni bacinali particolarmente significative (Rio Bordina, Masarè e Val Ombretta), visto il dettaglio dedicato alla descrizione e misura-

zione, si è tentato di quantificare i vari tipi di depositi risedimentati per cercare una possibile correlazione con la tipologia dei margini di piattaforma (sistemi progradanti con margini più o meno acclivi vs sistemi controllati dalla tettonica).

STRATIGRAFIA

Nell'area di studio, fra la Val d'Adige ad ovest, la Valsugana a sud e l'Agordino ad est, la successione stratigrafica compresa fra l'Anisico superiore (Illirico p.p.) e il Ladinico inferiore è rappresentata da due sequenze deposizionali (Fig. 4):

- la sequenza dell'Anisico superiore (Illirico p.p.), ridefinito come A4 (De Zanche et al., 1992);
- la sequenza deposizionale del Ladinico inferiore (De Zanche et al., 1993; Bosellini et al., 1996; 2003; Gianolla et al., 1998; Gianolla et al., 2010).

a) La prima sequenza deposizionale è costituita dalla sovrapposizione verticale del Conglomerato di Richthofen che ricopre il substrato Permo-Scitico, deformato ed eroso a seguito della fase tettonica Anisica che coinvolge l'intera area dolomitica (Bosellini, 1968; Masetti & Trombetta, 1998), che sfuma verso l'alto stratigrafico nel Calcare di Morbiac; quest'ultima unità è seguita dalla Formazione di Contrin, una piattaforma carbonatica in prevalenza subtidale, che localmente fa' transizione laterale ai depositi bacinali della Formazione di Moena (Masetti & Neri, 1980).

b) La seconda sequenza deposizionale è formata dalla Formazione dello Sciliar (Neri et al., 2007), che comprende i complessi carbonatici di età Ladinico inferiore (piattaforma interna, margine e depositi di slope) e i depositi bacinali del Gruppo di Buchenstein (Mojsisovics, 1879), suddivisi in tre membri sovrapposti: inferiormente, il membro dei Plattenkalke, poi il membro dei Knollenkalke e, superiormente, il membro dei Bänderkalke.

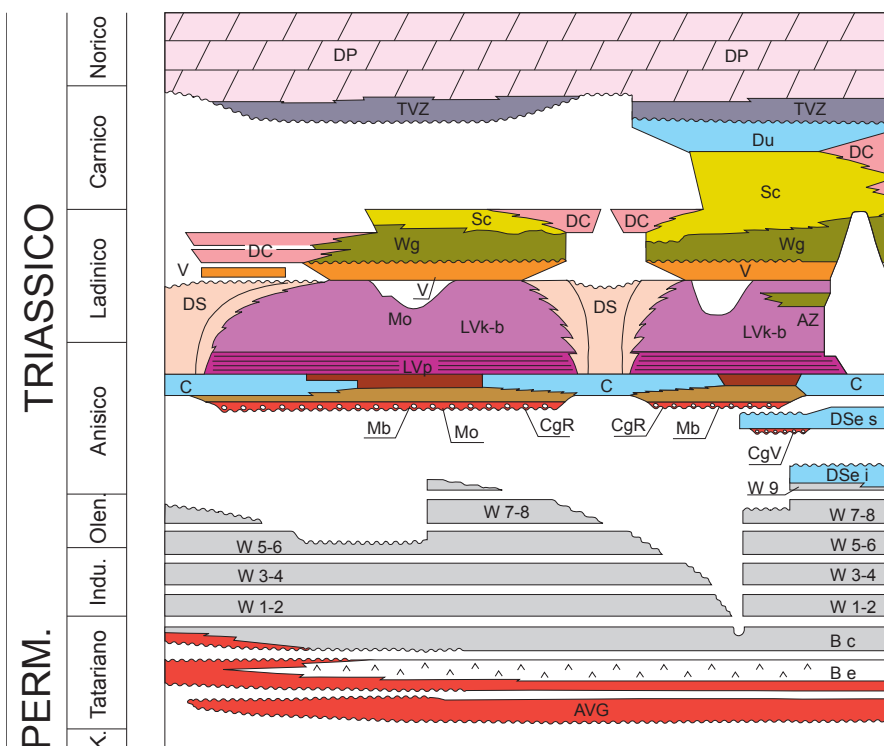


FIG. 4: Schema cronostatigrafico della successione permiano superiore – triassica delle Dolomiti centro-occidentali. AVG = Arenarie di Val Gardena; B = Formazione a Bellerophon; unità evaporitica (Be); unità carbonatica (Bc); W = Formazione di Werfen: M. di Tesero (W1); M. di Mazzin (W2); M. di Andraz (W3); M. di Siusi (W4); M. dell'Oolite a Gasteropodi (W5); M. di Campil (W6); M. di Cencenighe (W7); M. di San Lucano (W8); Dse = Dolomia del Serla (inferiore = Dsei; superiore = Dses); CgV = Conglomerato di Voltago; CgR = Conglomerato di Richthofen; Mb = Calcare di Morbiac; Mo = Formazione di Moena; C = Formazione di Contrin; Lv = Formazione di Livinallongo [membro dei Plattenkalke (Lvp); membro dei Knollenkalke (Lvk); membro dei Bänderkalke (Lvb)]; AZ = Arenarie di Zoppè; DS = Formazione dello Sciliar; V = Vulcanici; Wg = Formazione di Wengen (Compreso il Conglomerato della Marmolada); Sc = Formazione di San Cassiano; DC = Dolomia Cassiana; Du = Formazione di Dürrenstein; TVZ = Formazione di Travenanzes; DP = Dolomia Principale (ridisegnato da Bosellini et al., 1996).

FIG. 4: Chronostratigraphic scheme of the Upper Permian – Triassic succession of the Western-Center Dolomite. AVG = Val Gardena Sandstone; B = Bellerophon Formation; evaporitic unit (Be); carbonate unit (Bc); W = Werfen Formation: Tesero Mb. (W1); Mazzin Mb. (W2); Andraz Mb. (W3); Siusi Mb. (W4); Gasteropods Oolite Mb. (W5); Campil Mb. (W6); Cencenighe Mb. (W7); San Lucano Mb. (W8); Dsei = Lower Serla Dolomite; Dse = Serla Dolomite (Lower = Dsei; Upper = Dses); CgV = Voltago Conglomerate; Mb = Morbiac Limestone; Mo = Moena Formation; C = Contrin Formation; Lv = Livinallongo Formation; [Plattenkalke Mb. (Lvp); Knollenkalke Mb. (Lvk); Bänderkalke Mb. (Lvb)]; AZ = Zoppè Sandstone; DS = Sciliar Dolomite; V = Volcanic; Wg = Wengen Formation (included the Marmolada Conglomerate); Sc = San Cassiano Formation; DC = Cassian Dolomite; Du = Dürrenstein Formation; TVZ = Travenanzes Formation; DP = Dolomia Principale (modified after Bosellini et al., 1996).

CONGLOMERATO DI RICHTHOFEN

Questa unità è costituita principalmente da conglomerati poligenici e arenarie carbonatiche con colori variabili dal rosso al grigio-giallastro (Fig. 5 – a; Wittemburg, 1908).

Il limite inferiore è rappresentato da una superficie di discordanza, estesa in tutta l'area dolomitica, che ricopre le varie unità della Formazione di Werfen o la Formazione del Serla inferiore: vicino a Col Fosco, al nucleo della “Dorsale Badioto-Gardenese” (Bosellini, 1968), il Conglomerato di Richthofen (di età Permiano superiore) si sovrappone direttamente sulla Formazione a Bellerophon, poiché l'intera successione della Formazione di Werfen fu erosa completamente durante la fase tettonica dell'Anisico superiore. Il limite stratigrafico superiore dell'unità è transizionale con la Formazione di Morbiac. Lo spessore del Conglomerato di Richthofen varia da 0 a 20 m (Fig. 5 b), con un valore medio di circa 2-5 m; nelle aree meridionali come nella Valle di San Lucano, dove i tassi di subsidenza sono più alti, l'unità può raggiungere spessori superiori ai 60-80 m (valli di San Lucano, di Angheraz e di Gares). Altre località dove sono conservati notevoli spessori sono quelle che coincidono con riempimenti di paleovalli incise (M. Seceda, Cencenighe). Il Conglomerato di Richthofen può essere localmente assente e, di conseguenza, il Calcare di Morbiac copre direttamente la Formazione di Werfen con contatto in leggera discordanza, localmente marcata da sottili livelli di micro conglomerati. L'ambiente deposizionale è riferito a condizioni continentali dove scorrevano fiumi di breve lunghezza a carattere torrentizio (Dal Cin, 1967). L'evoluzione verticale dell'unità è di tipo fining-upward che riflette un trend trasgressivo della successione tardo-Anisica e che continua nel sovrastante Calcare di Morbiac (Masetti & Neri, 1980; Masetti & Trombetta, 1998).

CALCARE DI MORBIAC

Unità costituita da marne siltose, grigio, calcari nodulari definiti come “Calcari scuri di Morbiac” per le successioni dell'area di Agordo (Farabegoli et al., 1977; Pisa et al., 1979) e, successivamente, estesa all'intera area delle Dolomiti occidentali (Masetti & Neri, 1980) sostituendo il precedente nome di “Strati a *Dadocrinus gracilis*” (Leonardi e coll., 1968). I recenti lavori di rilevamento geologico, alla scala 1: 50.000, hanno permesso la revisione dell'unità e di rinominarla come Calcare di Morbiac (Neri et al., 2007). Il limite stratigrafico inferiore è di tipo transizionale con il sottostante Conglomerato di Richthofen (Fig. 5 b); localmente il Calcare di Morbiac può coprire la superficie di discontinuità Anisica (unconformity), come al Castellazzo e al Doss Cappello, vicino a Cima Valles, etc. Il limite stratigrafico superiore è graduale sia nel caso in cui il Calcare di Morbiac sia coperto dalla Formazione di Contrin e sia dalla Formazione di Moena.

Lo spessore del Calcare di Morbiac varia da pochi metri fino ad un massimo di 70 m nelle aree più subsidenti come la Valle di San Lucano, tuttavia lo spessore medio nelle varie sezioni stratigrafiche è di circa 10-15 m. L'ambiente deposizionale viene riferito a fondali poco profondi, dove si alternava la decantazione di fanghi carbonatici e terrigeni; ancora, intercalazioni di calcareniti e, subordinate, arenarie legate ad eventi di tempesta (storm layers).

L'evoluzione verticale dell'unità è caratterizzata da una progressiva diminuzione degli apporti terrigeni grossolani, mano a mano che le aree alimentatrici venivano conquistate dal dominio marino e ricoperte dai sedimenti trasgressivi.

FORMAZIONE DI MOENA

Dalla fine degli anni '70 l'intera successione anisica delle Dolomiti occidentali era riferita alla piattaforma carbonatica conosciuta in letteratura come Dolomia del Serla o Calcare di Contrin (Leonardi e coll., 1967); solo all'inizio degli anni '80 moderne ricerche a carattere stratigrafico e sedimentologico resero possibile distinguere una unità di bacino – laterale alla Formazione di Contrin – e più antica della sovrastante Formazione di Livinallongo.

L'unità bacinale identificata, di età Anisico superiore, è stata formalizzata come Formazione di Moena (Masetti & Neri, 1980), includendo tutti i depositi bacinali presenti nelle Dolomiti occidentali. La Formazione di Moena è caratterizzata da micriti scure bituminose (Fig. 5 e) interdigitate con, soprattutto nella parte superiore dell'unità, spessi banchi di brecce e strati di calcareniti bioclastiche gradate.

Sulla base della differente modalità di deposizione le litofacies della formazione sono state distinte in due grandi gruppi:

- litofacies fangose formatesi per decantazione dalla colonna d'acqua;
- litofacies più grossolane (brecce e calcareniti) accumulate nel bacino da flussi gravitativi alimentati dalle piattaforme carbonatiche e relative scarpate.

Lo spessore della Formazione di Moena varia da 40 m a circa 100 m. Il limite stratigrafico inferiore dell'unità è rappresentato dalla piattaforma carbonatica della Formazione di Contrin oppure dai calcari nodulari marnosi del Calcare di Morbiac; il limite superiore è, normalmente, costituito dalle micriti nere e bituminose del membro dei Plattenkalke (Formazione di Livinallongo).

In alcune località, come a Campestrin e all'Alpe di Siusi, la Formazione di Moena è ricoperta dalle megabrecce a matrice vulcanica del “Caotico Eterogeneo” (Bosellini et al., 1977; Viel, 1979b; Doglioni, 1982), attualmente rivisti ed inclusi nella Formazione del M. Fernazza (Neri et al., 2007).

L'ambiente deposizionale viene riferito a bacini intra-piattaforma caratterizzati da scarsa ossigenazione e intensa risedimentazione di materiale grossolano come calcitorbiditi, brecce e megabrecce provenienti dalle circostanti aree di piattaforma (Formazione di Contrin) e controllato dall'attiva tettonica tardo Anisica (Fig. 5 g).

L'organizzazione interna dei depositi della Formazione di Moena mostra un trend thickening-upward, rappresentato dalla sovrapposizione delle brecce e calcareniti alle varie litofacies descritte; la sola eccezione è costituita dalla sezione stratigrafica della Val Badia, dove i depositi grossolani sono assenti e, così, le micriti bacinali anisiche sono coperte direttamente dal membro dei Plattenkalke. Le stesse litofacies grossolane hanno una ben definita distribuzione verticale: nella parte inferiore delle brecce sono presenti elementi di bacino associati a strutture da scivolamento intra-formazionale mentre verso l'alto le brecce sono più mature e formate da elementi alimentati dallo smantellamento delle aree di piattaforma (Formazione di Contrin). Questa evoluzione verticale potrebbe rappre-



FIG. 5: a) Conglomerato a clasti spigolosi extraformazionali che sfumano verso l'alto in arenarie laminate (Conglomerato di Richthofen); b) arenarie rosse del Conglomerato di Richthofen seguite, verso l'alto stratigrafico, dai calcari e calcari marnosi nodulari del Calcare di Morbiac. Superiamente, visibili le bancate più competenti della Formazione di Contrin (Gruppo delle Odle); c) depositi di micriti subtidali seguite, verso l'alto, da lamine stromatolitiche (Formazione di Contrin; località: Costabella); d) calcari rosati caratterizzati da cavità allungate (dissoluzione?) riempite da cementi fibrosi isopaci (unità informale dei "calcari rossi" del Passo delle Cirelle, Gruppo della Costabella); e) successione di micriti e dolomicriti bacinali della Formazione di Moena (Rio Bordina, Valle di San Lucano); f) calcari neri micritici bituminosi in strati di spessore cm del membro dei Plattenkalke (località: Costabella); h) Calcari nodulari silicizzati tipici del membro dei Knollenkalke della Formazione di Livinallongo (Costabella); g) breccie e megabreccie all'interno della successione bacinale della Val Gares (Formazione di Moena, Gruppo delle Pale di San Lucano); i) panoramica della successione della Costabella: da sud (dx nella foto), gli strati grigio chiari della Formazione di Livinallongo, quindi la cengia, parzialmente coperta dalla vegetazione, costituita dall'intrusione vulcanica (sill); segue, verso l'alto, la Formazione di Livinallongo – qui costituita dai membri del Knollenkalke e dei Bänderkalke – ed, infine, gli strati massicci della Formazione dello Sciliar (ex-Calcare della Marmolada; sx nella foto); l) successione torbiditica vulcano-clastica del membro dei Bänderkalke (Pietra Verde, località: Colle di Santa Lucia); m) bancone di arenarie torbiditiche grossolane all'interno della Pietra Verde (Colle di Santa Lucia); n) cementi fibrosi isopaci che avvolgono clasti micritici (evinosponge); visibile un riempimento di silt giallo-ocra che testimonia una fase di esposizione della piattaforma (Formazione dello Sciliar); o) depositi di breccia avvolti da cementi fibrosi (Evinosponge); p) depositi di breccia di slope; notare come i clasti siano avvolti da cementi marini fibrosi isopaci (Costabella).

FIG. 5: a) Extraformational conglomerate constituted by angular clasts that evolving upward into laminated sandstones (Richthofen Conglomerate); b) red sandstones of the Richthofen Conglomerate followed, stratigraphy upward, by the nodular marl limestones and limestones of the Morbiac Limestone. Above all, visible the most competent banks of the Contrin Formation (Odle Group); c) subtidal micrites deposits followed upwards by stromatolitic laminae (Contrin Formation; locality: Costabella); d) "calcari rossi" (red limestone) characterized by elongated cavities (dissolution?) filled with isopachous fibrous cements ("calcari rossi" unit; locality: Passo delle Cirelle, Costabella Group); e) basinal micrites and dolomicrites of the Moena Formation (Rio Bordina, San Lucano Valley); f) bituminous micritized black limestones in layers of cm thickness of the Plattenkalke member (locality: Costabella); g) breccias and megabreccias within the bacinal succession of Gares Valley (Moena Formation, Pale di San Lucano Group); h) Silicized nodular limestone typical of the Knollenkalke member (Livinallongo Formation; locality: Costabella); i) overview of the Costabella succession: from the south (right in the photo), the light gray layers of the Livinallongo Formation, then the ledge, partially covered by vegetation, consisting of volcanic intrusion (sill); it follows, upwards, the Livinallongo Formation – here made up of the Knollenkalke and Bänderkalke members – and, finally, the massive layers of the Sciliar Formation (ex-Calcare della Marmolada; sx pictured); l) turbiditic volcanoclastic succession of the Bänderkalke member (Pietra Verde; locality: Colle di Santa Lucia); m) coarse turbiditic sandstone body inside the Pietra Verde (Colle di Santa Lucia); n) isopachous fibrous cements enveloped micrite clasts (Evinosponge); visible a filling of yellow-ochre silt that testifies a platform exposure phase (Sciliar Formation); o) breccia deposits of breach wrapped in fibrous cements (Evinosponge); p) breccia slope deposits; note that clasts are enveloped by isopachous fibrous marine cements (locality: Costabella).

sentare la registrazione in bacino della violenta fase tettonica disgiuntiva che, dalla migrazione dalla scarpata verso i nuclei, avrebbe causato la retrogradazione delle piattaforme (back-stepping). La netta sovrapposizione delle micriti laminate del membro dei Plattenkalke alle brecce della Formazione di Moena rappresenta la disattivazione della fase tettonica Anisica (Masetti & Neri, 1980; Masetti & Trombetta, 1998).

FORMAZIONE DI CONTRIN

La successione di piattaforma carbonatica coeva della Formazione di Moena (Illirico superiore) è caratterizzata dalla monotona sovrapposizione di depositi subtidali coinvolta da fenomeni di dolomitizzazione che spesso non permettono di riconoscere le originarie tessiture. Questa unità litostratigrafica presenta uno spessore variabile da 30 m a 150 m, misurata al massiccio del Latemar; in Val Contrin raggiunge lo spessore di 140 m. Nella Valle del Torrente Cordevole, alle pendici del M. Alto di Pelsa (Gruppo del M. Civetta) lo spessore varia dai 70-80 m, nel settore nord, ai circa 500 m del settore sud (Doglioni, 1992; Trombetta & Masetti, 2012). Questa unità di piattaforma giace sopra il Calcare di Morbiac, del quale è parzialmente coevo; nelle aree di alto relativo, ereditate dalla fase tettonica Anisica, la piattaforma del Contrin si trova stratigraficamente sopra il Conglomerato di Richthofen o sulla Formazione di Werfen; queste aree rappresentano i nuclei delle sovrastanti piattaforme del Ladinico inferiore (Masetti & Trombetta, 1998). Il limite stratigrafico superiore è rappresentato dalla Formazione di Moena o dal membro dei Plattenkalke della Formazione di Livinallongo. Al nucleo delle piattaforme del Ladinico la Formazione di Contrin è direttamente a contatto con la sovrastante Formazione dello Sciliar, mascherando così il limite fra le due unità. La Formazione di Contrin è quasi sempre completamente sostituita da dolomie saccaroidi (Fig. 5 c) che impediscono di riconoscere le differenti associazioni di facies, delle quali la più diffusa è quella a micriti subtidali contenenti alghe verdi (diplopore).

Studi di dettaglio condotti in alcune aree hanno consentito di identificare altre facies caratteristiche (M. Civetta, Gaetani et al., 1981; Sasso Bianco, Guido et al., 2016).

FORMAZIONE DI LIVINALLONGO (GRUPPO DI BUCHENSTEIN)

Sulla base delle differenze litologiche e delle facies riconosciute sul terreno, la Formazione di Livinallongo è stata suddivisa in tre membri sovrapposti che, dal basso verso l'alto stratigrafico, sono così definiti (Mojsisovics, 1879): il membro dei Plattenkalke, il membro dei Knollenkalke ed il membro dei Bänderkalke.

Il membro dei **Plattenkalke** è costituito da micriti e/o dolomiti nere in strati di spessore variabile da pochi fino a 8-10 cm, localmente contenenti fini laminazioni piano-parallele (Fig. 5 f). Questi litotipi sono alternati a micriti bioturbate scure e/o nere e marne bituminose nere. Alcuni livelli possono contenere radiolari e sottili bivalvi pelagici. Nella parte superiore dell'unità possono essere presenti livelli di Pietra Verde. Questa unità mostra uno spessore variabile da 4-5 m fino a 10-12 m.

Il membro dei **Knollenkalke** consiste di calcari nodulari sili-

teristico aspetto nodulare (Fig. 5 h); le microfacies sono Wackestone-Packstone con radiolari e bivalvi pelagici. Presenti, inoltre, livelli o strati di arenarie gradate (torbiditi vulcanoclastiche a chimismo acido – Pietra Verde; Cros & Houel, 1983) caratterizzate da laminazioni piano-parallele (intervallo B della sequenza di Bouma), alla base, che passano verso l'alto a livelli a laminazione incrociata (intervallo C). Nella parte superiore del membro sono presenti calcareniti e calciruditi, a matrice micritica, interpretati come episodi di risedimentazione dalle vicine aree di piattaforma; queste, poi, diventano le litofacies prevalenti nel sovrastante membro dei Bänderkalke. Lo spessore di questa unità è compreso fra 20 e 50 m.

Nel settore orientale della Costabella (Palon delle Jigole – Passo delle Cirelle – Col Becher) il membro dei Plattenkalke e, parzialmente, quello dei Knollenkalke sono sostituiti lateralmente dal membro dei “calcari rossi” (Rossi, 1962), di recente oggetto di revisione stratigrafica ed interpretato come deposito condensato il cui ambiente sedimentario viene riferito a zone di alto relativo (Fig. 5 d) rispetto ai reef e/o alle piattaforme (Formazione di Contrin) in via di approfondimento (Trombetta & Masetti, 2016).

Il membro dei **Bänderkalke** è costituito da fini calcareniti, in strati di spessore compreso fra pochi cm fino a 10-15 cm, le cui microfacies sono packstone a bioclasti, radiolari e fini bivalvi pelagici interpretati come depositi torbiditici distali oppure dovuti a decantazione dalla colonna d'acqua sovrastante; altre litofacies sono calcareniti a gradazione diretta (diametro dei clasti di circa 3-4 mm) che sfumano verso l'alto in calcareniti a laminazione piano-parallela (Fig. 5, l & m); nella matrice sono presenti gusci di lamellibranchi, radiolari, frammenti di echinodermi e, in subordine, frammenti di cristalli di quarzo e feldspato dovuti ai contributi extra-bacinali della Pietra Verde. Alternati ai depositi granulari descritti sono presenti calcari micritici simili a quelli presenti nel membro dei Plattenkalke, sempre in strati di spessore compreso fra 1 e 10-15 cm.

In questa unità è presente la Pietra Verde con sottili livelli omogenei di tufiti verdi (spessore 2-5 cm) e, localmente, con strati di spessore da pochi cm fino ad un massimo di 30-40 cm che presentano una organizzazione interna torbiditica (sequenza di Bouma).

L'organizzazione dei depositi sedimentari mostra un chiaro trend coarsening-upward che attesta la progradazione della piattaforma della Formazione dello Sciliar sul bacino del Livinallongo.

L'ambiente deposizionale della Formazione di Livinallongo viene riferito ad un bacino profondo e poco ossigenato che veniva progressivamente “coperto” dai depositi di slope della piattaforma progradante (Formazione dello Sciliar).

FORMAZIONE DELLO SCILIAR

Questa unità di recente istituzione (Neri et al., 2007) sostituisce la precedente Dolomia dello Sciliar (Schlerndolomit, Richthofen, 1860) e comprende il Calcare della Marmolada (Marmolata-kalk, Richthofen, 1860; Solomon, 1895) ed il Calcare del Latemar (Kalke des Latemar, Richthofen, 1860). La Formazione dello Sciliar include tutti i depositi di piattaforma interna, di margine e di slope (Fig. 5 n, o, p) che costituiscono la maggior parte delle più famose montagne delle Dolomiti come il gruppo delle Pale di San Martino, il gruppo della Marmolada/Costabella, il

Catinaccio/Rosengarten, il M. Alto di Pelsa (gruppo del M. Civetta), il Latemar, il Cerner, le Odle, ecc.

I recenti lavori di rilevamento geologico, alla scala 1:50.000 (progetti CARG – PAT e CARG – PAB) hanno consentito la revisione della potente successione di piattaforma carbonatica affiorante lungo la Val d'Adige, conosciuta fino ad allora come “Dolomia della Val d'Adige” e “Formazione della Mendola”, e di riferirla alla Formazione dello Sciliar (Avanzini et al., 2007). Studi recenti a carattere stratigrafico hanno consentito di distinguere all'interno della successione del Passo della Mendola, dello spessore complessivo di circa 400 m, un membro subtidale inferiore ed un membro peritidale superiore (Avanzini et al., 2007; Trombetta & Masetti, 2012).

Nell'area di studio i complessi di piattaforma carbonatica, cioè le Pale di San Lucano, il M. Alto di Pelsa e la Marmolada/Costabella sono costituiti principalmente da depositi di margine e slope organizzati in complessi clinostratificati progradanti fino a 4-5 km sopra le antistanti aree bacinali. Tali clinoformenti sono costituite da corpi di brecce e/o megabrecce ad elementi di piattaforma rivestiti da croste microbialitiche, boundstone microbialitici, laminazioni stromatolitiche, croste di cementi sin-deposizionali, etc. (Bosellini & Rossi, 1974; Bosellini, 1984; Blendinger, 1994; Russo et al., 2000).

Il limite stratigrafico inferiore è rappresentato, nelle aree di alto relativo, dalla Formazione di Contrin mentre nelle aree bacinali dai vari membri della Formazione di Livinallongo; il limite stratigrafico superiore, affiorante alle Pale di San Lucano e al M. Alto di Pelsa, dalla Dolomia Cassiana di età compresa fra il Ladinico superiore ed il Carnico inferiore.

Gli spessori della Formazione dello Sciliar variano dai 900 – 1000 m alle Pale di San Lucano, ai 700-800 m (?) del M. Alto di Pelsa fino ai 500 – 600 – 700 m (?) dell'area settentrionale (Marmolada/Costabella; vedere Caputo et al., 1999).

Con il termine Formazione dello Sciliar si intendono, quindi, tutti quei depositi di piattaforma e di margine/slope interdigerati con le formazioni di Livinallongo (Buchenstein), dell'Acquafredda e del Monte Fernazza.

ASSETTO GEOLOGICO

L'area compresa fra il Gruppo delle Pale di San Martino, a sud, il Gruppo del Civetta – M. Alto di Pelsa, ad est, ed il Gruppo della Marmolada – Costabella, a nord, corrisponde al bacino sedimentario del Triassico medio dei torrenti Biois e Cordevole in cui si depositavano le formazioni di Moena e di Livinallongo (Fig. 3); i gruppi montuosi sopracitati, viceversa, rappresentano i coevi complessi di piattaforma carbonatica costituiti dalla Formazione dello Sciliar (Neri et al., 2007).

Tale unità, riferita al Ladinico inferiore, giace in continuità stratigrafica sopra la Formazione di Contrin (Illirico, Anisico superiore) che rappresenta una piattaforma carbonatica subtidale coeva delle formazioni di Morbiac e di Moena. Verso ovest, il margine del bacino sedimentario non è conservato poiché affiorano terreni più antichi (Gruppo Vulcanico Atesino – GA; Bargossi et al., 1998; Brandner & Mostler, 1982) coinvolti nella anticlinale di Cima Bocche (Doglioni, 1987).

Peculiarità dell'area oggetto di studio è data dal fatto che le successioni bacinali non siano conservate nelle aree centrali del bacino dei torrenti Biois e Cordevole ma in corrispondenza dei margini dello stesso, quasi sempre stratigraficamente sotto

le coeve successioni di piattaforma (Formazione dello Sciliar) a causa delle fasi di progradazione delle stesse verso il bacino medesimo.

Anche in questo caso, la revisione delle aree che delimitano il bacino del Biois ha consentito di fare nuove osservazioni, soprattutto per il margine orientale (M. Alto di Pelsa) e meridionale (Gruppo delle Pale di San Lucano), mentre per quello settentrionale (Gruppo Costabella-Marmolada) non sono emerse novità di rilievo rispetto a quanto già conosciuto in letteratura (Rossi, 1962; Blendinger, 1994; 2006; Sudiro, 2002; Trombetta & Masetti, 2016).

IL MARGINE SETTENTRIONALE

Il gruppo montuoso della Costabella – Cima Uomo – Palon de Jigole – Col Becher – Cime d'Auta rappresenta il margine meridionale del complesso di piattaforma carbonatica della Marmolada (Rossi, 1962; 1968): la maggior parte di questi massicci montuosi sono formati da depositi clinostratificati di slope (Formazione dello Sciliar, ex-Calcare della Marmolada) che progradano verso sud e sud-est sopra i depositi bacinali (Formazione di Livinallongo) (Fig. 6).

Studi recenti hanno evidenziato l'esistenza di più build-up carbonatici separati da aree bacinali relativamente profonde (Stefani & Caputo, 1998; Caputo et al., 1999), ora tettonicamente sovrapposte dalle fasi di strutturazione alpina, che hanno contribuito al cambiamento del quadro paleogeografico del Ladinico inferiore di quest'area delle Dolomiti, rispetto alle ricostruzioni precedenti che vedevano la Marmolada come un unico edificio carbonatico (Bosellini & Rossi, 1974; Bosellini, 1996). Tali studi hanno consentito di individuare almeno tre nuclei delle piattaforme ladiniche localizzati al Gran Vernel (ad ovest), nella Marmolada (ad est) e nella parte occidentale della Val Ombretta (Caputo et al., 1999). Il massiccio della Marmolada-Costabella è dislocato da alcuni sovrascorrimenti sud-vergenti, riconducibili alla fase di strutturazione della catena alpina in questo settore delle Dolomiti, che causarono forti raccorciamenti e raddoppi tettonici di depositi sedimentari un tempo coevi e separati (Fig. 7).

Ancora, l'area della Marmolada-Costabella fu coinvolta non solo da raccorciamenti, a direzione N-S, ma anche da una fase di tettonica trascorrente ladinica che avrebbe ulteriormente complicato le originali relazioni fra le varie e coeve unità stratigrafiche (Doglioni, 1984; 1987; 1988; Abbas et al., 2018).

IL MARGINE ORIENTALE

Il margine orientale del Bacino del Biois è rappresentato dal complesso di piattaforma carbonatica del M. Alto di Pelsa (gruppo del M. Civetta; Castiglioni, 1931), probabilmente collegato alla limitrofa area neritica delle Pale di San Martino – Pale di San Lucano (Fig. 3). In realtà, il M. Alto di Pelsa è costituito dalla sovrapposizione stratigrafica di tre unità di piattaforma che, dal basso verso l'alto, sono: la Formazione di Contrin, la Formazione dello Sciliar e la Dolomia Cassiana (Fig. 8).

La Formazione di Contrin presenta una variazione di spessore da 50-80 m, nel settore nord, fino a un massimo di circa 500 m nel settore sud; tale variazione può essere spiegata con l'attivazione

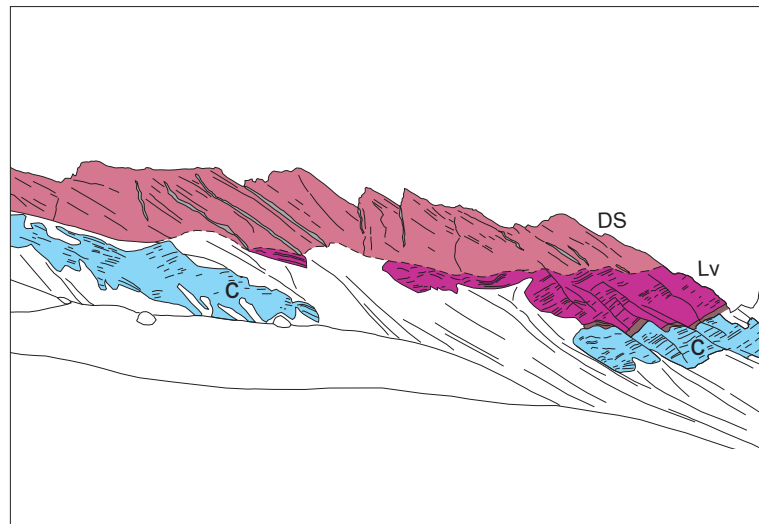


FIG. 6: Panoramica della Costabella vista dal Passo San Pellegrino, che rappresenta il margine meridionale del complesso carbonatico Ladinico inferiore della Marmolada. Notare le intrusioni vulcaniche nei giunti fra una clinoforme e l'altra. C = Formazione di Contrin; Lv = Formazione di Livinallongo; DS: Formazione dello Sciliar.

FIG. 6: Costabella panoramic view from the San Pellegrino Pass, which represents the southern margin of the Lower Ladinian carbonate complex of the Marmolada Group. Note the volcanic sills between the clinoforms. C = Contrin Formation; Lv = Livinallongo Formation; DS = Sciliar Formation.

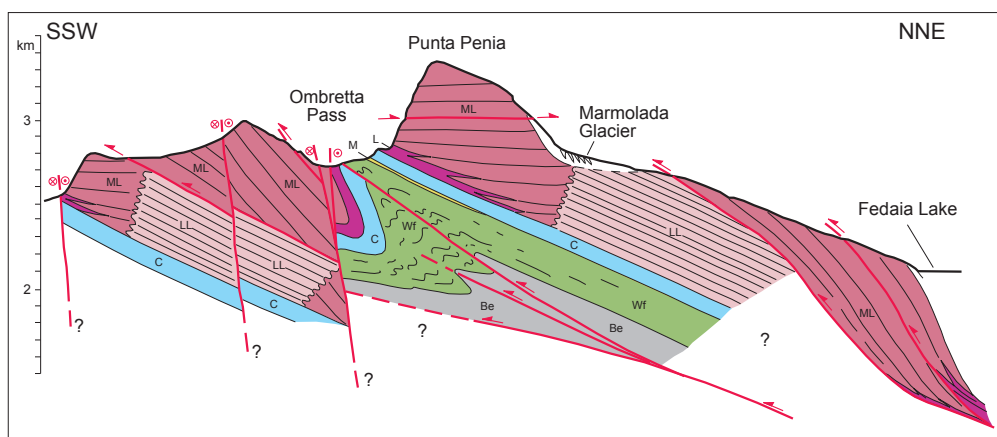


FIG. 7: Sezione geologica attraverso il Gruppo della Marmolada che evidenzia i piani di sovrascorrimento e l'attività delle faglie trascorrenti (da Caputo et al., 1999). Be = Formazione a Belleophon; W = Formazione di Werfen; C = Formazione di Contrin; L = Formazione di Livinallongo; LL = Formazione dello Sciliar (piattaforma interna); ML = Formazione dello Sciliar (depositi di margine/slope).

FIG. 7: Geological cross section of the Marmolada Group showing the overthrust fault plains and the transcurrent fault activity (from Caputo et al., 1999). Be = Bellerophon Formation; W = Werfen Formation; C = Contrin Formation; L = Livinallongo Formation; LL = Sciliar Formation (inner platform deposits); ML = Sciliar Formation (margin/slope deposits).

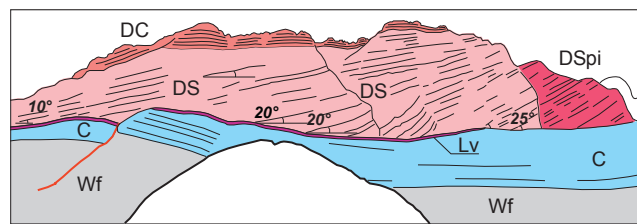
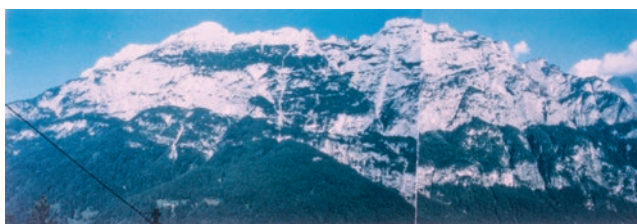


FIG. 8: Versante ovest del M. Alto di Pelsa (Gruppo del M. Civetta). Tale rilievo è costituito dalla sovrapposizione stratigrafica di tre complessi carbonatici che, dal basso verso l'alto, sono: la Formazione di Contrin, la Formazione dello Sciliar e la Dolomia Cassiana. Nello sketch interpretativo del M. Alto di Pelsa, in evidenza la diminuzione progressiva dello spessore della Formazione di Contrin da sud (dx nella foto) verso nord (sx nella foto) e la contemporanea diminuzione degli angoli di slope delle clinoforme, dalle aree prossimali a quelle distali.

FIG. 8: Mt. Alto di Pelsa western side (Mt. Civetta Group). This relief is constituted by the stratigraphic overlap of three carbonate complexes that, from the bottom to the top, are: the Contrin Formation, the Sciliar Formation and the Cassian Dolomite. The sketch of the Mt. Alto di Pelsa shows the progressive thickness reduce of the Contrin Formation from south (dx into the photo) northward (sx into the photo) and the decrease of the dip angle slope, from the proximal to the distal areas.

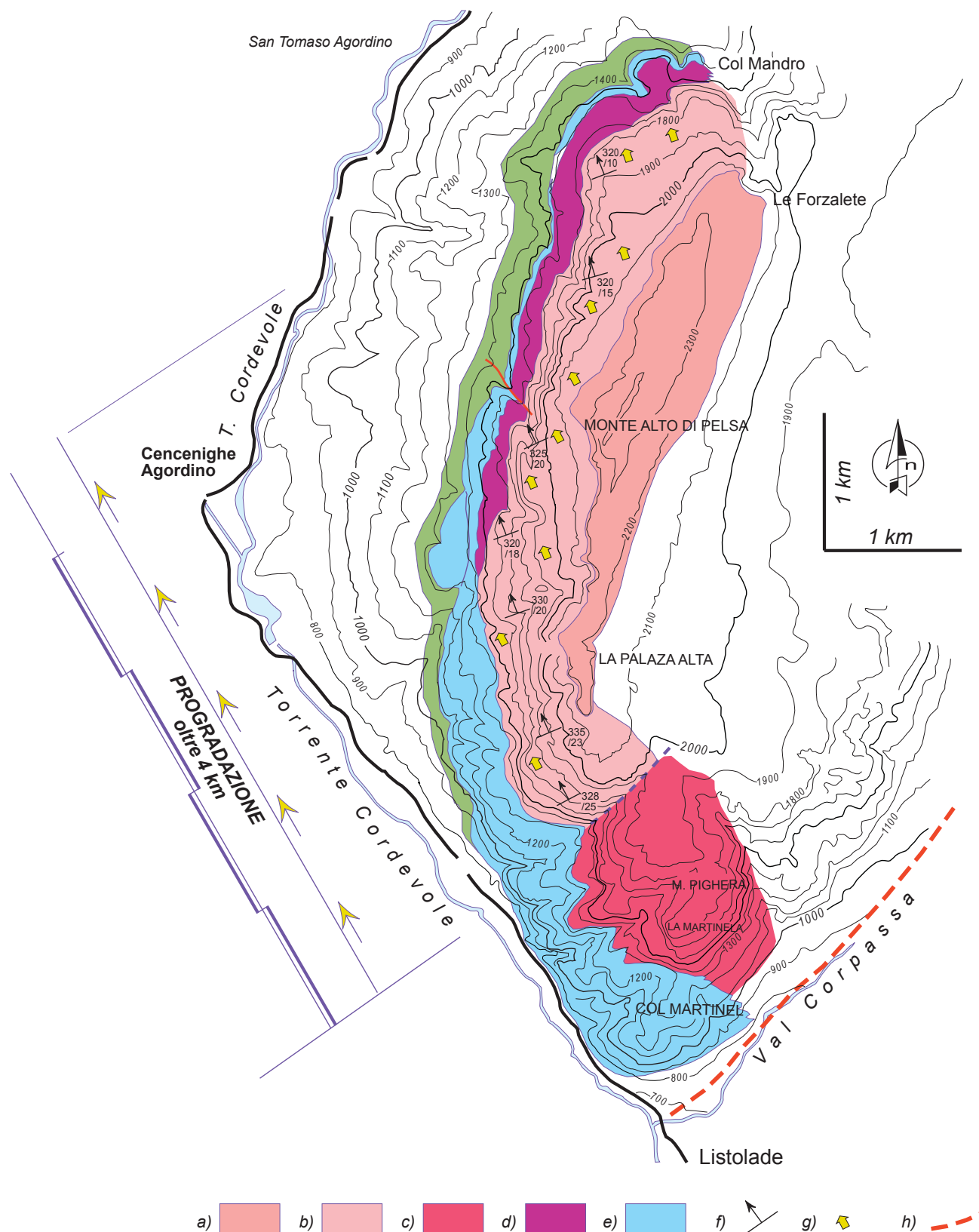


FIG. 9: Carta geologica semplificata del M. Alto di Pelsa. Notare la diminuzione di spessore della Formazione di Contrin da sud verso nord, collegata ad un più alto tasso di subsidenza del settore meridionale della Valle del Cordevole rispetto a quello settentrionale. La sequenza deposizionale del Ladinico inferiore mostra una successione di piattaforma interna, a sud, ed un imponente complesso progradante verso nord (Formazione dello Sciliar) sopra i depositi bacinali (Formazione di Livinallongo). Legenda: a) Dolomia Cassiana; b) Formazione dello Sciliar (slope); c) Formazione dello Sciliar (piattaforma interna); d) Formazione di Livinallongo; e) Formazione di Contrin; f) giaciture; g) immersione delle clinoformi; h) paleofaglie.

FIG. 9: Simplified geological map of the Mt. Alto di Pelsa. Note the decrease in thickness of the Contrin Formation from south to north, linked to a higher rate of subsidence of the southern sector of the Valle del Cordevole compared to the northern one. The depositional sequence of the lower Ladinian age shows a succession of internal platform, to the south, and a progradation complex to the north (Sciliar Formation) above the basin deposits (Livinallongo Formation). a) Cassian Dolomite; b) Sciliar Formation (slope deposits); c) Sciliar Formation (inner platform); d) Livinallongo Formation; e) Contrin Formation; f) clinoform dip; g) clinoform dips; h) paleofaults.

di faglie sin-sedimentarie distensive anisiche, probabilmente collocate nella Val Corpassa ed aventi direzione NE-SW ed immersione verso NW, in analogia con l'orientazione della Linea della Valsugana in questo settore (Leonardi e coll., 1968). La sovrastante Formazione dello Sciliar è costituita da un complesso di piattaforma carbonatica il cui spessore si riduce progressivamente da sud verso nord, in analogia a quanto descritto per la sottostante Formazione di Contrin: nel settore settentrionale (Col Mandio – Le Forzelete) lo spessore è compreso fra i 400-500 m mentre nei quadranti meridionali (Palaza Alta – M. Pighera) l'unità raggiunge i 700-800 m (Fig. 8). In questa sede, si vuol illustrare il risultato di recenti osservazioni e misurazioni effettuate alla parete rocciosa del M. Alto di Pelsa – La Palaza Alta che confermano e puntualizzano quanto già segnalato in precedenza in relazione al basso angolo di slope delle clinoformi (Doglioni, 1992); più in particolare, la parete in

oggetto appare come una sezione naturale, a direzione N 15°-20°E, dove sono ben esposte clinoformi immergenti verso nord che la rendono molto simile ai profili sismici dell'industria petrolifera (Fig. 8). Questa parete rocciosa, la cui lunghezza supera i 6-7 km, è caratterizzata da clinoformi la cui immersione apparente è circa 12°-15° verso nord; poiché questa parete naturale forma un angolo di circa 50° con la direzione di progradazione delle clinoformi (circa N 30°-35°W), è possibile calcolare il reale angolo di slope delle clinoformi in circa 18°-22°. Grazie a questa correzione, è possibile stimare la lunghezza del complesso progradante (Formazione dello Sciliar) in almeno 4 km (Fig. 9).

Altro aspetto interessante, è la diminuzione degli angoli di slope delle clinoformi: nelle aree prossimali, più a sud, tali valori sono appunto sui 18°-22° mentre nella parte più distale, verso nord, tale angolo si riduce a 10° ed anche meno (Fig. 8).

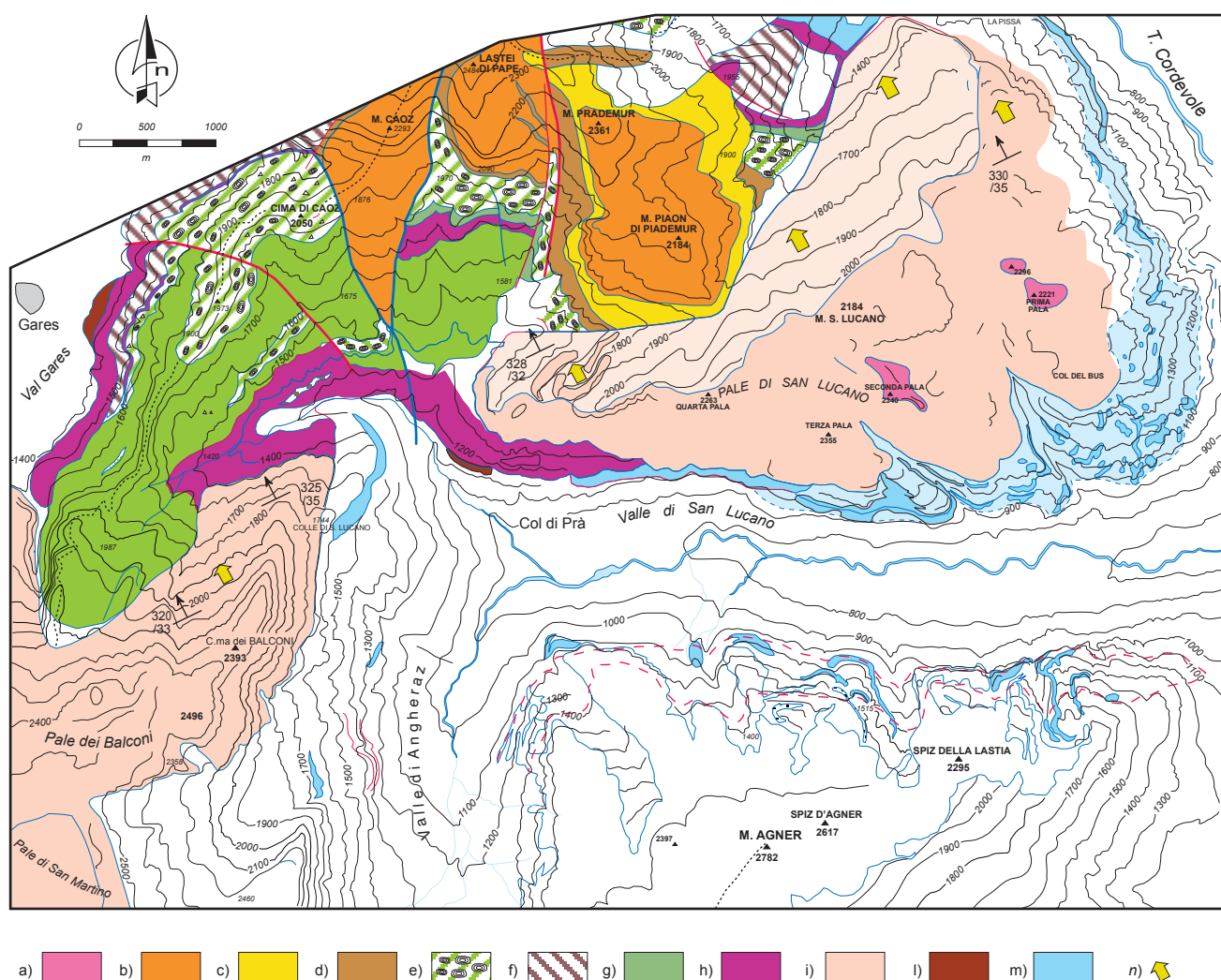


FIG. 10: Carta geologica semplificata della Valle di San Lucano: si noti come la valle sia impostata su quello che doveva essere il nucleo del build-up carbonatico. A nord, il Gruppo delle Pale di San Lucano costituiscono lo slope immergente verso nord-ovest mentre il Gruppo del M. Agner, a sud, rappresenta la scarpata immergente verso sud-est. Peculiarità di questo settore meridionale del bacino del Biois è la sovrapposizione stratigrafica delle unità bacinali (Formazione di Livinallongo sopra la Formazione di Moena) e, dall'altra parte, nelle zone di alto relativo la piattaforma della Formazione dello Sciliar si sovrappone alla Formazione di Contrin. La parte nord dell'area, quella dove affiorano i terreni vulcanici, è stata presa da Sarti & Ardizzoni (1984). a) Dolomia Cassiana; b) Conglomerato della Marmolada; c) arenarie vulcanoclastiche; d) Formazione del M. Fernazza; e) Pillow-lava e pillow-breccias; f) filoni e sill vulcanici; g) Caotico eterogeneo (Formazione del M. Fernazza); h) Formazione di Livinallongo; i) Formazione dello Sciliar; l) Formazione di Moena; m) Formazione di Contrin; n) clinoformi.

FIG. 10: Simplified geological map of the San Lucano Valley: note how the valley is set on what must have been the core of the carbonate build-up. To the north, the Pale di San Lucano Group constitutes the dipping slope towards the north-west while the Mount Agner Group, to the south, represents the dipping slope towards the south-east. A peculiarity of this southern sector of the basin of the Biois basin is the stratigraphic overlapping of the basin units (Livinallongo Formation above the Moena Formation) and, on the other hand, in the areas of relative height the platform of the Sciliar Formation overlaps the Contrin Formation. The northern sector of the area, where the volcanic succession outcrop, was taken by Sarti & Ardizzoni (1984). a) Cassian Dolomite; b) Marmolada Conglomerate; c) volcaniclastic sandstone; d) Mt. Fernazza Formation; e) Pillow-lava and pillow-breccias; f) volcanic dykes and sills; g) Caotico eterogeneo (Mt. Fernazza Formation); h) Livinallongo Formation; i) Sciliar Formation; l) Moena Formation; m) Contrin Formation; n) clinoform.



FIG. 11: Panoramica delle Pale di San Lucano vista dalla strada regionale agordina (s.r. 203), nei pressi di Taibon Agordino. Nella parte sommitale della prima e seconda pala visibile la Dolomia Cassiana in evidente discordanza angolare sulle scarpate clinostratificate, immergenti verso N-W, della Formazione dello Sciliar. C = Formazione di Contrin; DS = Formazione dello Sciliar; DC = Dolomia Cassiana.

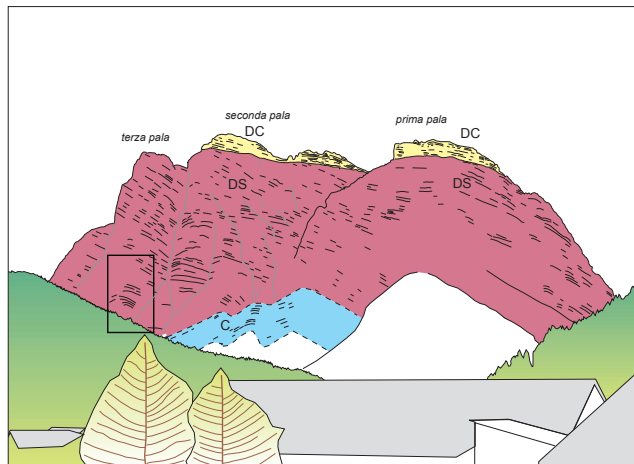


FIG. 11: Panoramic view of the Pale di San Lucano from the agordina regional road (s.r. 203), near Taibon Agordino village. In the upper part of the first and second pala visible the Cassian Dolomite in angular unconformity over clinostratified scarps, dipping N-W direction, of the Sciliar Formation. C = Contrin Fm.; DS = Sciliar Fm.; DC = Cassian Dolomite.

Tali valori degli angoli di slope della piattaforma progradante appaiono in accordo con quanto documentato nella zona del M. Coldai (Malga Pioda), al margine settentrionale della piattaforma Ladinico inferiore (Fois & Gaetani, 1981) dove viene descritto il margine caratterizzato da angoli di slope di circa 10° costituito da prevalenti packstone-wackestone e subordinate calcareniti e brecce; facies con queste tessiture sarebbero in accordo con bassi angoli di slope (Kenter, 1990).

Al margine orientale del bacino del T. Biois sono state misurate e descritte due sezioni stratigrafiche nella Formazione di Livinallongo: la prima misurata in corrispondenza dell'abitato di Maserè (sponda sud del Lago di Alleghe), in posizione distale rispetto alle aree di alimentazione poste più a sud; la seconda, in località La Pissa.

IL MARGINE MERIDIONALE

La Valle di San Lucano ed i gruppi montuosi circostanti (Pale di San Lucano, a nord, e gruppo del M. Agner a sud) costituiscono il settore orientale delle Pale di San Martino, un massiccio carbonatico formato principalmente da successioni sedimentarie dell'Anisico superiore – Ladinico inferiore per uno spessore complessivo di circa 1500 m (Zampieri, 1987). Quest'area rappresenta il settore meridionale delle Dolomiti occidentali, separate dalle Prealpi Bellunesi, verso sud, dal sovrascorrimento della Valsugana, un importante lineamento tettonico – a direzione ENE – WSW ed immersione verso nord – attivato durante il Permiano inferiore (Valsugana Palaeofault) che controllò gli spessori delle successioni sedimentarie (Selli, 1998). La linea della Valsugana fu riattivata durante le fasi di strutturazione alpina come linea compressiva (sovrascorrimento) con vergenza meridionale (Bosellini & Doglioni, 1986).

La Valle di San Lucano, una valle laterale sul versante destro della valle del Torrente Cordevole, è una sezione naturale che consente di osservare le relazioni geometriche all'interno degli edifici carbonatici delle Formazioni di Contrin e dello Sciliar. Questa valle si sviluppa in senso E-W per circa 6 km, dalla confluenza con il torrente Cordevole fino alla località di Col di Prà

dove confluisce nella Valle di Angheraz; quest'ultima si addentra verso sud all'interno delle Gruppo delle Pale di San Martino per circa 3 km (Fig. 10).

Lungo questa valle sono esposte le variazioni di spessore delle piattaforme carbonatiche: la Formazione di Contrin ha una potenza di 450-500 m alle Pale di San Lucano (Giordano & D'Alberto, 2013), in analogia con quanto conservato lungo la valle del Torrente Cordevole, al M. Alto di Pelsa (Doglioni, 1992; Trombetta & Masetti, 2012); al lato occidentale della valle di San Lucano, sotto la Cima dei Balconi, la Formazione di Contrin supera i 300 m mentre nella Valle di Angheraz essa è di almeno 400 m (Giordano & D'Alberto, 2013).

La sovrastante Formazione dello Sciliar mostra anch'essa una variabilità laterale negli spessori: alla 2a Pala di San Lucano lo spessore stimato è di circa 900 m (Blendinger, 2007) che progressivamente aumentano verso ovest fino a superare i 1000 m alla 4a Pala di San Lucano e al Mt. Agner (Giordano & D'Alberto, 2013). (Fig. 11 e 12).

Il primo tratto della valle coincide con quello che doveva essere nel Triassico medio il nucleo della piattaforma carbonatica (Build-up) delle Pale di San Lucano (Formazione dello Sciliar); attualmente sono conservati solo i depositi di slope immergenti verso nord (Gruppo delle Pale di San Lucano) e gli analoghi immergenti verso sud/sud-est (Gruppo del M. Agner), mentre mancano completamente i depositi di piattaforma interna (inner platform deposits).

ANALISI DI BACINO

Questo paragrafo prende in rassegna le successioni sedimentarie della Formazioni di Livinallongo misurate e descritte nei vari settori del bacino del Biois – Cordevole, tentando di evidenziarne la variabilità laterale negli spessori e nelle facies (Fig. 12).

Il membro dei **Plattenkalke** presenta una relativa uniformità di facies e spessore per l'intera area bacinale: gli spessori sono ridotti, variando dai pochi metri della sezione di Cima Uomo ad un massimo di circa 9-10 a Caprile (Val Fiorentina); localmente è sostituita dall'unità dei "calcarei rossi" (Passo delle Cirelle).

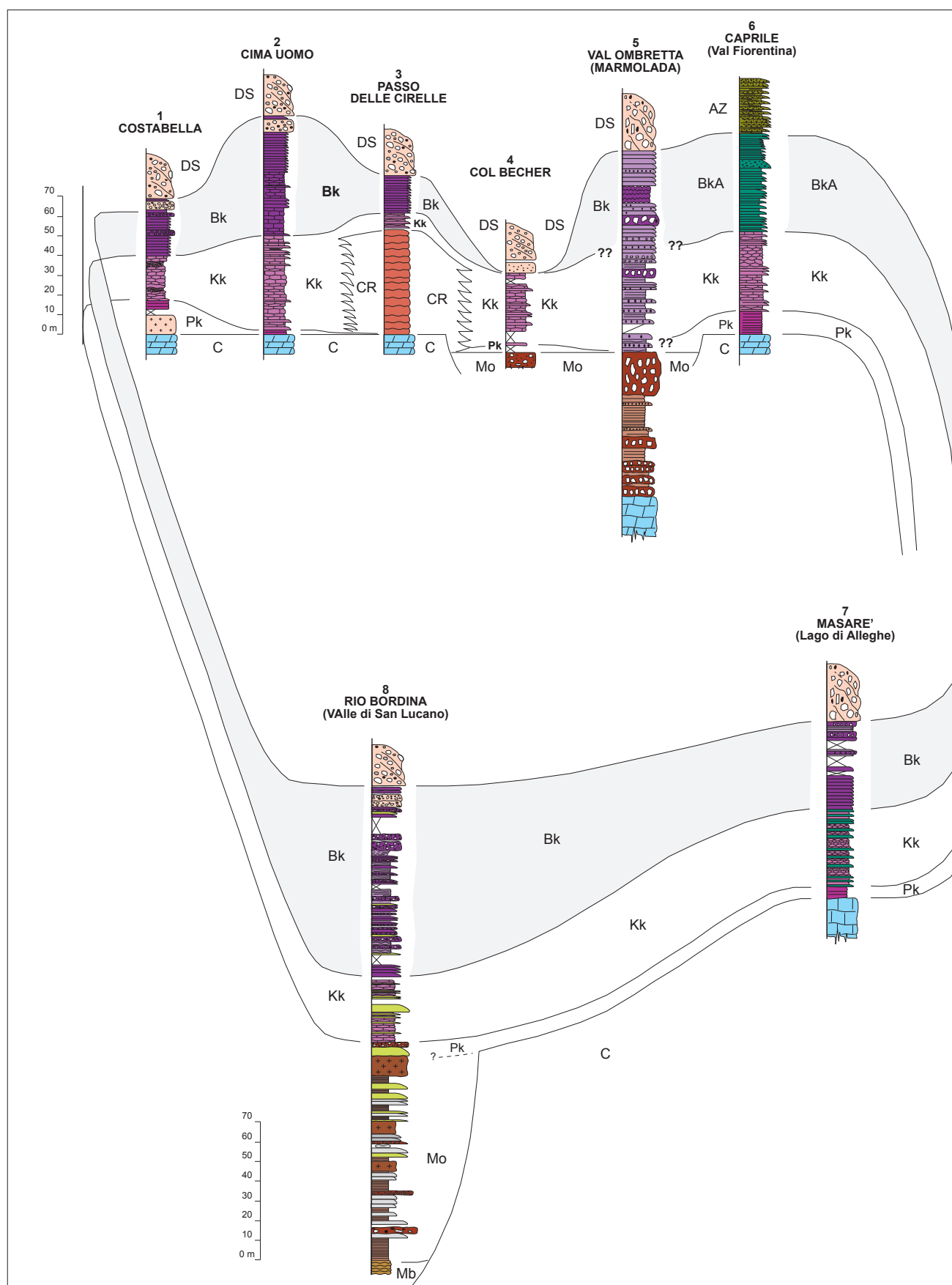


FIG. 12: Schema di correlazione delle sezioni stratigrafiche della Formazione di Livinallongo all'interno del bacino del Biois-Cordevole: si noti la variabilità laterale dei vari membri. Legenda: Mb = Calcare di Morbiac; C = Formazione di Contrin; Mo = Formazione di Moena; Pk: membro dei Plattenkalke; Kk: membro dei Knollenkalke; CR: unità dei "calcarei rossi"; Bk: membro dei Bänderkalke; BkA: membro dei Bänderkalke vulcanoclastici (Pietra Verde); AZ: Arenarie di Zoppè; DS: Formazione dello Sciliar.

FIG. 12: Relationship scheme of the Livinallongo Formation stratigraphic sections into the Biois-Cordevole Basin: note the lateral variability of the various units.

Mb = Morbiac Limestone; C = Contrin Formation; Mo = Moena Formation; Pk = Plattenkalke member; Kk = Knollenkalke member; CR = "calcarei rossi" unit; Bk = Bänderkalke member; BkA = volcanoclastic Bänderkalke member (Pietra Verde); AZ = Zoppè Sandstone; DS = Sciliar Formation.

Il confronto fra gli spessori del membro dei **Knollenkalke** nei vari settori del bacino del Biois-Cordevole rivela una certa uniformità di spessore con circa 36 m nella Valle di San Lucano, 38 m nella sezione di Masarè, 22-23 m alla Costabella, 47-48 m a Cima Uomo e circa 40 m nella sezione di Caprile, in Val Fiorentina. In altre località del margine settentrionale del bacino del Biois-Cordevole (Passo delle Cirelle) lo spessore del Knollenkalke è di incerta misurazione perché qui affiora la facies dei “Calcarei

rossi” (unità informale) che si “salda” sulla Formazione di Contrin senza apparente distinzione. Anche nella sezione della Val Ombretta, compresa fra la Marmolada e la Costabella, la distinzione del membro dei Knollenkalke appare difficoltosa dovuta alle differenti facies affioranti, a maggiore composizione carbonatica, rispetto alle facies classiche della formazione presenti nelle Dolomiti. Il confronto del membro dei **Bänderkalke** nei vari settori del bacino appare interessante perché evidenzia una

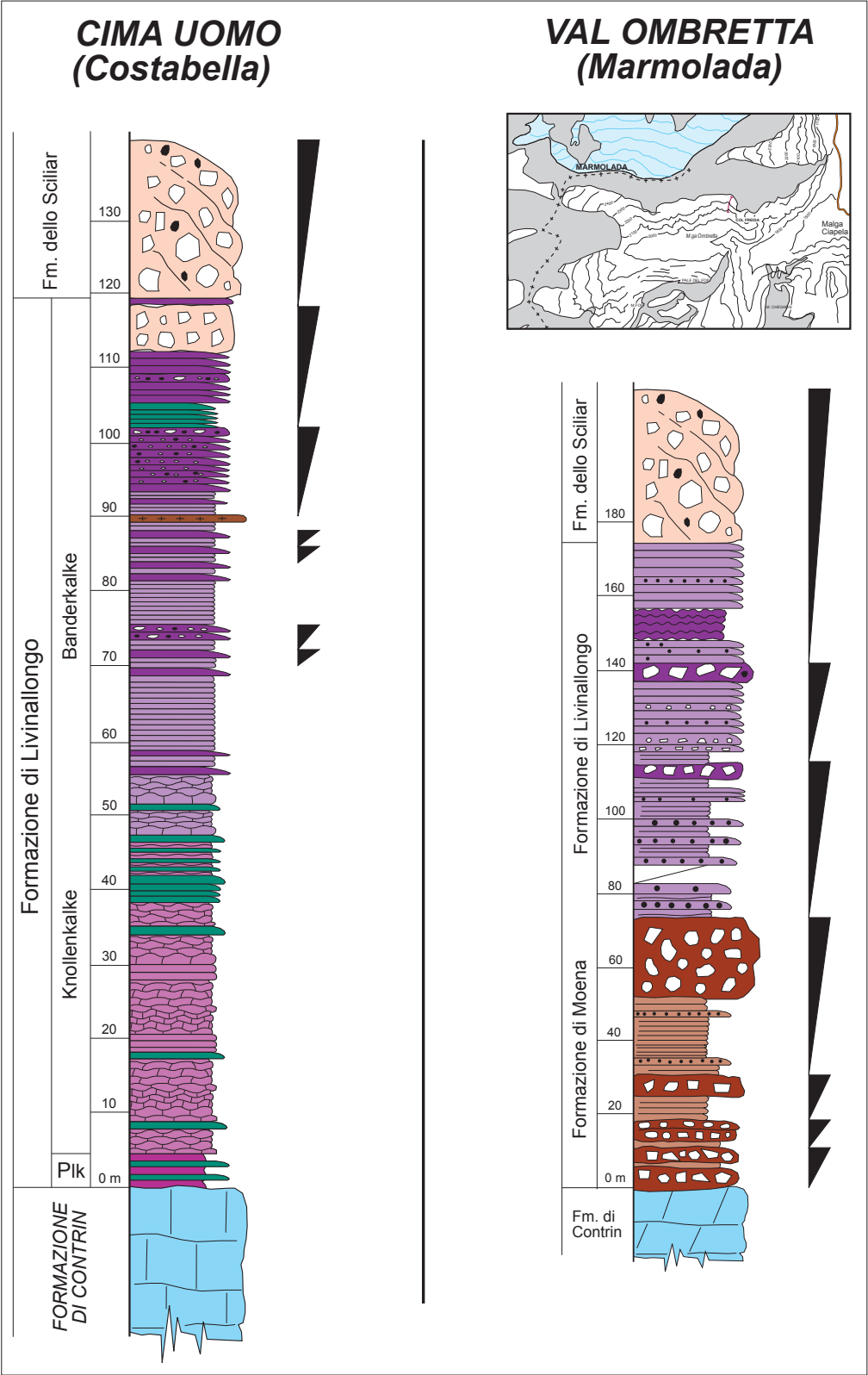


FIG. 13: Sezioni stratigrafiche di Cima Uomo (Costabella) e della Val Ombretta (Gruppo della Marmolada). Notare la differenza delle litofacies presenti all'interno del membro dei Bänderkalke: a Cima Uomo depositi relativamente grossolani, come calcareniti grossolane e calciruditi fini sono presenti nella parte medio-alta dell'unità mentre in Val Ombretta depositi grossolani (calciruditi e breccie) sono distribuiti nell'intera sezione stratigrafica, dove è possibile individuare numerosi cicli thickening- e coarsening-upward. Tali caratteristiche rendono la successione sedimentaria della Val Ombretta simile a quella del Rio Bordina.

FIG. 13: Cima Uomo (Costabella) and Val Ombretta (Marmolada Group) stratigraphic sections. Note the difference in litofacies found within the Bänderkalke member: at Cima Uomo relatively coarse deposits, such as coarse calcarenites and fine calcirudites, are present in the middle-upper part of the unit while in Val Ombretta coarse deposits (calcirudites and breccias) are distributed throughout the stratigraphic section, where it is possible to identify many thickening- and coarsening-upward cycles. These characteristics make the sedimentary succession of the Val Ombretta similar to that of the Rio Bordina.

marcata variabilità negli spessori e nella tessitura dei depositi risedimentati, solo in parte spiegati con il fattore prossimalità/distalità rispetto ai nuclei di espansione delle piattaforme del Ladinico inferiore (Formazione dello Sciliar), dai quali esse progradarono verso le aree bacinali. Al margine sud del bacino, nella sezione del Rio Bordina (Valle di San Lucano), il membro dei Bänderkalke presenta uno spessore di circa 100 m, a Masarè (Lago di Alleghe) raggiunge i 40-45 m mentre nel settore nord del bacino lo spessore varia dai 20 m della Costabella, ai 40 di Cima Uomo, ai 15 m del Passo delle Cirelle; nella sezione della Val Ombretta il limite fra il membro dei Knollenkalke e quello dei Bänderkalke non è ben evidente, tuttavia per quest'ultimo si può ipotizzare uno spessore di circa 40 m (Fig. 12).

Al Colle di Santa Lucia, cioè in un'area esterna ma prossima al bacino del Biois-Cordevole e collocata all'interno del bacino Cadorino, il membro dei Bänderkalke in facies completamente di Pietra Verde ha uno spessore di circa 45 m.

Le differenze più marcate fra le varie sezioni stratigrafiche sono, quindi, conservate all'interno del membro dei Bänderkalke: spessori, tessiture ed organizzazione interna delle litofacies. Per ognuno dei tre settori analizzati (nord, est ed ovest) viene proposta una o più sezioni stratigrafiche rappresentative.

Il **settore settentrionale** del bacino del Biois è rappresentato dal rilievo della Costabella dove affiorano varie sezioni stratigrafiche della Formazione di Livinallongo che mostrano una marcata variabilità laterale di facies mentre gli spessori presentano una certa uniformità (Trombetta & Masetti, 2016). Per questo settore vengono qui descritte sinteticamente la sezione stratigrafica di Cima Uomo, rappresentativa della Costabella, e la sezione della Val Ombretta che si colloca fra la Costabella e la Marmolada (Fig. 13): nella prima il membro dei Bänderkalke presenta uno spessore di circa 50 m e mostra un chiaro trend coarsening-upward che culmina con breccie a clasti dm provenienti dalla piattaforma (Formazione dello Sciliar). All'interno di questa unità sono, localmente, riconoscibili cicli coarsening- e thickening-upward dello spessore variabile da 1,5 a 3-4 m: la base dei cicli è formata da micriti scure in strati di spessore cm, ai quali seguono verso l'alto alternanze di micriti e calcareniti a bioclasti, echinodermi e valve disarticolate di bivalvi. Il tetto di tali cicli è rappresentato da calcareniti e/o calciruditi in strati di spessore compreso fra 30-40 cm fino 70-80 cm. Nella successione sedimentaria di Cima Uomo sono stati riconosciuti 7-8 cicli thickening e coarsening-upward che registrano la fase di progradazione della piattaforma.

La successione sedimentaria della **Val Ombretta** è caratterizzata, per l'intero spessore, da abbondanti depositi di risedimentazione grossolana (calciruditi e breccie) e comprende sia la Formazione di Moena e sia la Formazione di Livinallongo; il limite fra le unità è posto in corrispondenza del tetto di un potente corpo dolomitizzato (spessore di circa 20 m) di breccie sedimentarie (Trombetta & Masetti, 2016). La presenza di abbondanti depositi di breccie e calciruditi, intercalate a micriti e dolomicriti scuri e bituminosi, potrebbe consentire di individuare cicli thickening- e coarsening-upward di spessore decimetrico similmente a quanto meglio esposto nella successione del Rio Bordina (Fig. 15).

Al **margine orientale** del bacino del Biois c'è la sezione stratigrafica di **Masarè** (Fig. 14), vicino al lago di Alleghe, dove i tre membri della Formazione di Livinallongo sono ben conservati: il Plattenkalke per uno spessore di 4 m, i Knollenkalke con uno spessore di circa 38 m ed, infine, il membro dei Bänderkalke con circa 40-45 m. L'analisi di facies ha rivelato che questa

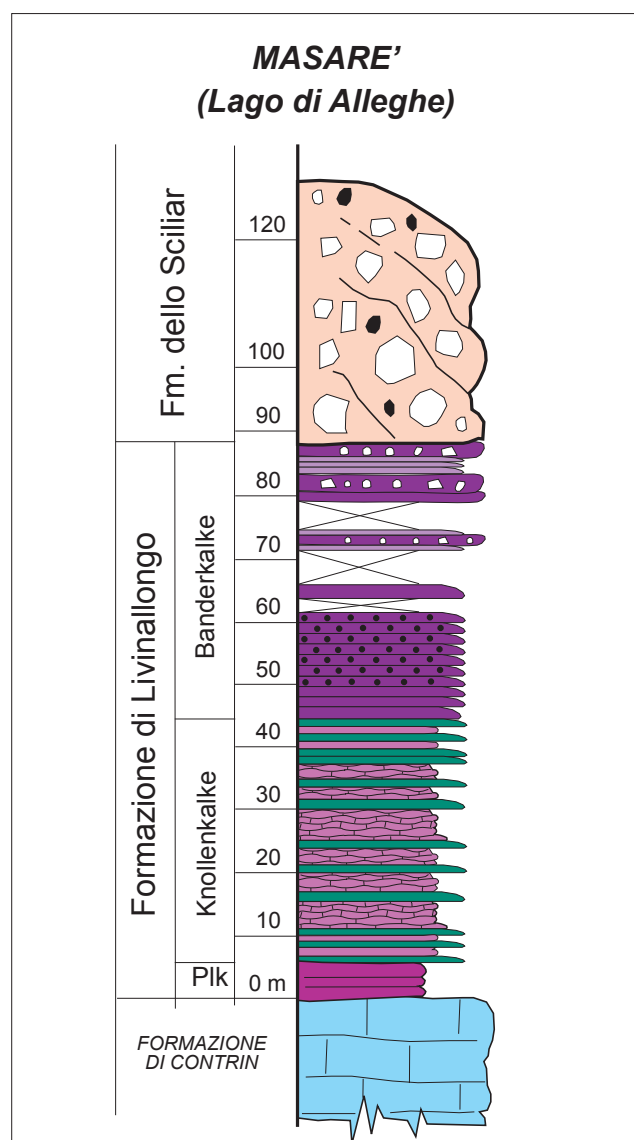


FIG. 14: Sezione stratigrafica di Masarè (Lago di Alleghe). Notare la scarsità di depositi di risedimentazione grossolana (breccie e calciruditi) e la prevalenza di calcareniti medio-fini. Rispetto alla successione sedimentaria del Rio Bordina, qui non sono stati individuati chiari cicli thickening- e coarsening-upward.

FIG. 14: Masarè stratigraphic section (Lake Alleghe). Note the scarcity of coarse resedimented deposits (breccias and calcirudite) and the prevalence of medium-fine calcarenites. Compared to the sedimentary sequence of the Rio Bordina, thickening- and coarsening-upward cycles have not been identified here.

sezione presenta il membro dei Knollenkalke relativamente ricco in Pietra Verde, costituita sia da intercalazioni fra i noduli calcarei e sia da episodi di risedimentazione nel bacino di spessore cm. Qui il membro dei **Bänderkalke** è costituito da una successione, in strati di spessore decimetrico, di calcareniti fini a gradazione diretta che sfumano verso l'alto in calcari micritici scuri e bituminosi. I pochi episodi di risedimentazione grossolana della piattaforma sono conservati solo nella parte superiore del membro dei Bänderkalke dove sono riconoscibili depositi calcarenitici a foraminiferi, frammenti di echinodermi, bioclasti, bivalvi disarticolati, ecc.

Nel **settore meridionale** del bacino la sezione stratigrafica rappresentativa è quella del **Rio Bordina** (Fig. 15): qui, al netto delle intrusioni vulcaniche collegate al magmatismo del Triasico medio, i membri dei Knollenkalke e del Bänderkalke sono rispettivamente di circa 36 m e 100 m, mentre il membro dei

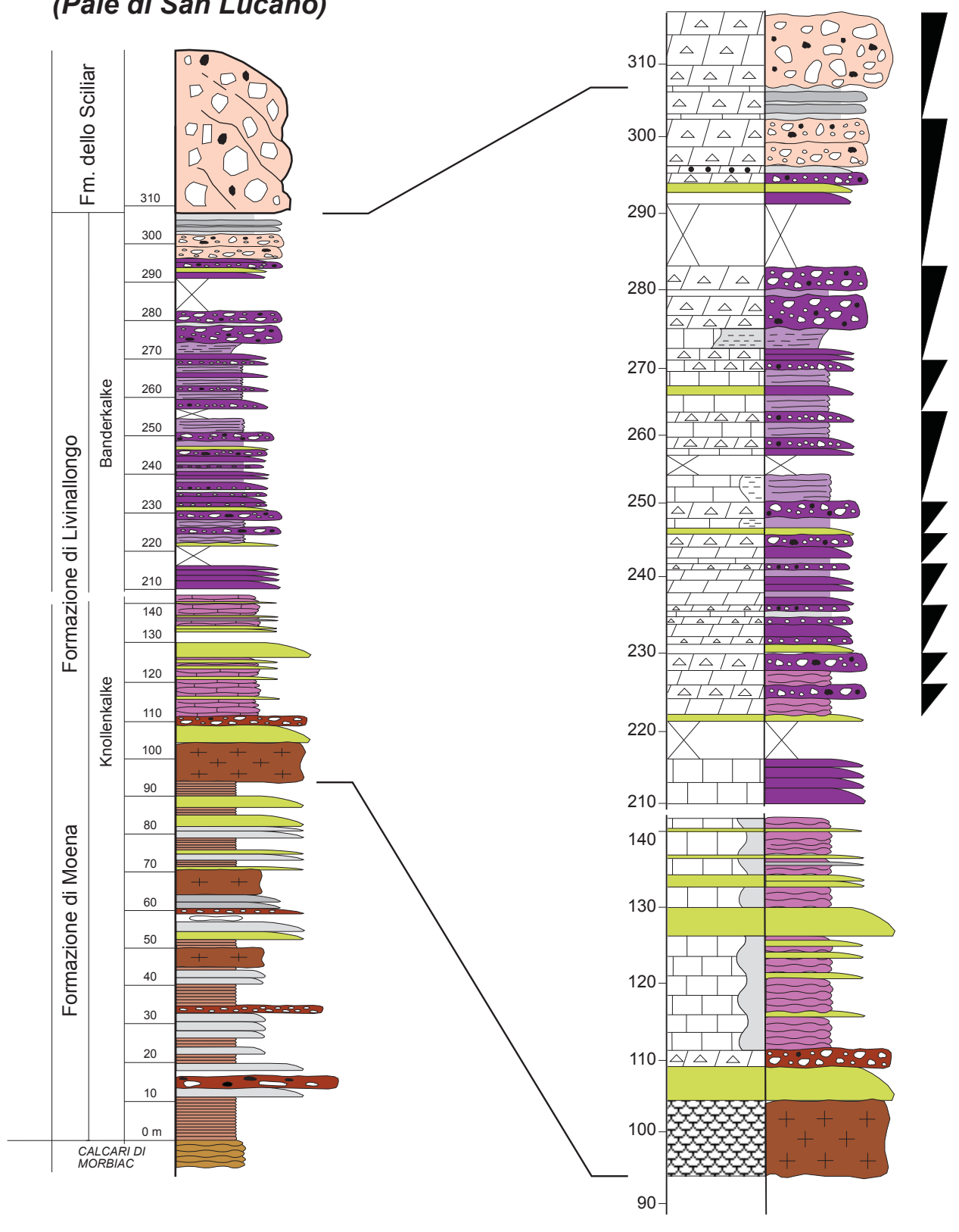
RIO BORDINA**(Pale di San Lucano)**

FIG. 15: Sezione stratigrafica del Rio Bordina ed ingrandimento della porzione superiore corrispondente al membro dei Bänderkalke: in evidenza, l'abbondanza di depositi di risedimentazione grossolana (calcareeniti, calciruditi e breccie) che consentono di suddividere il membro in almeno una decina di cicli thickening- e coarsening-upward a scala decametrica che testimoniano la fase di progradazione del complesso di piattaforma.

FIG. 15: Rio Bordina stratigraphic section and enlargement of the upper portion corresponding to the Bänderkalke member: in evidence, the abundance of coarse resedimentation deposits (calcareenites, calcirudites and breccias) that allow the member to be divided into at least nine-ten thickening- and coarsening-upward cycles at a decametric scale that testify to the progradation phase of the platform complex.

FORMAZIONE DI BACINO	PIETRA VERDE	MICRITE	DEPOSITI RISEDIMENTATI (CALCARENITI & CALCIRUDITI)	BRECCIE SEDIMENTARIE	CALCARI NODULARI	PELITI & MARNE
SEZIONE DELLA VALLE OMBRETTA (MARMOLADA) LIVINALONGO - MOENA (SPESSORE MISURATO CIRCA 135 M)	0,25	21	33	44	-	1,19
SEZIONE DI MASAR (LAGO DI ALLEGHE) LIVINALONGO - BÄNDERKALKE (SPESSORE MISURATO 43-44 M)	3	19	56	5	15	1,6
SEZIONE DEL RIO BORDINA (VALLE DI SAN LUCANO) LIVINALONGO - BÄNDERKALKE (SPESSORE MISURATO 75 M)	6	23	27	41	-	3

FIG. 16: Tabella della distribuzione delle litofacies individuate all'interno della Formazione di Livinallongo nelle sezioni stratigrafiche della Val Ombretta, di Masarè e del Rio Bordin. Dal confronto emerge una certa somiglianza, per spessori e litofacies, fra le successioni della Val Ombretta e del Rio Bordin, mentre i depositi presenti a Masarè presentano una taglia più fine.

FIG. 16: Lithofacies distribution table identified within the Livinallongo Formation of the Val Ombretta, Masarè and Rio Bordin stratigraphic sections. The comparison shows a certain similarity, for thicknesses and lithofacies, between the Val Ombretta and Rio Bordin sedimentary successions, while those Masarè sedimentary deposits have a finer size.

Plattenkalke non affiora, probabilmente perché eliso dai sills vulcanici (Fig. 12). Peculiarità di questa sezione stratigrafica è quella di presentare il membro dei Bänderkalke organizzato in cicli thickening- e coarsening-upward a scala decametrica (Fig. 15): ogni ciclo inizia con micriti scure e bituminose alternate a calcari micritici e livelli cm marnosi neri, ai quali seguono verso l'alto alternanze di calcareniti e calcari laminati (laminazioni trattive da corrente); tali depositi presentano spessori variabili da pochi fino a 15-20 cm ed oltre; proseguendo verso l'alto del ciclo aumenta la taglia dei depositi risedimentati che da calcareniti passano a calciruditi fino a vere e proprie breccie a clasti di dimensioni fino a 30-40 cm sia provenienti dalla piattaforma che dal bacino. Il tetto dei cicli è costituito da corpi di breccia, spesso di spessore metrico, ai quali si sovrappongono le micriti scure e bituminose, in strati cm, del ciclo thickening- e coarsening-upward successivo. Come già segnalato in precedenza, è possibile riconoscere un trend thickening- e coarsening-upward anche alla scala dell'intera sezione stratigrafica che registra la progradazione della piattaforma sul bacino (Bosellini & Ferri, 1980; Trombetta & Masetti, 2012).

RELAZIONI PIATTAFORMA/BACINO

Gli spessori della Formazione di Livinallongo e, in particolare, quelli del membro dei Bänderkalke sono stati messi in relazione con quelli dei corrispondenti edifici di piattaforma carbonatica: tale confronto appare più attendibile per il margine meridionale (Pale di San Lucano) ed orientale (M. Alto di Pelsa) del bacino dove gli spessori delle piattaforme sono più attendibili mentre per il settore settentrionale tale accostamento appare meno affidabile a causa dell'incertezza relativa agli spessori della Formazione dello Sciliar nel gruppo della Marmolada – Costabella, qui coinvolta dalla fase di strutturazione alpina che ha determinato vari raddoppi tettonici (Semenza in Leonardi e coll., 1968; Doglioni, 1985; 1987; 1988; Caputo et al., 1999). La variazione di spessore del membro dei Bänderkalke può essere controllata da differenti fattori:

- il fattore prossimalità/distalità delle sezioni stratigrafiche rispetto ai nuclei delle piattaforme ladiniche progradanti;
 - tasso di esportazione di sedimenti dalle aree di piattaforma;
 - tasso di subsidenza che appare maggiore nei quadranti meridionali rispetto a quelli settentrionali.
- a) la posizione dei depositi bacinali rispetto alle aree di provenienza dei sedimenti, cioè dai nuclei delle piattaforme ladiniche

che progradanti (fattore prossimalità/distalità), influenzerebbe lo spessore dei depositi medesimi (membro dei Bänderkalke): le porzioni del bacino più vicine alle aree di provenienza dei sedimenti erano raggiunte e coperte dalle piattaforme progradanti prima rispetto alle aree più distali dove, quindi, si potevano accumulare maggiori quantità di depositi risedimentati prima che venissero raggiunti dalle piattaforme progradanti. Secondo questo modello gli spessori maggiori nelle successioni di bacino (Bänderkalke) dovrebbero essere conservati nelle aree più distali mentre successioni di spessore ridotto sarebbero collocate nelle aree prossimali.

b) Un secondo fattore di controllo è rappresentato dal tasso di esportazione di sedimento dalle aree di piattaforma verso le antistanti aree bacinali: da un'analisi sui volumi dei depositi risedimentati grossolani (calcareniti, calciruditi e breccie carbonatiche) appare chiaro che in alcuni settori del bacino, come al Rio Bordin (Fig. 16) essi prevalgono rispetto ai volumi degli analoghi depositi conservati negli altri margini, cioè in quello orientale (Sezione di Masarè e La Pissa) e in quello settentrionale (Costabella, Cima Uomo, Caprile). Anzi, da un confronto fra la sezione stratigrafica del Rio Bordin e quella di Masarè il modello sedimentario prossimalità/distalità sembra trovare applicazione per quanto riguarda la tessitura dei depositi bacinali ma non sullo spessore complessivo delle medesime successioni sedimentarie: la successione bacinale in Valle di San Lucano si colloca in una posizione relativamente prossimale rispetto al nucleo della piattaforma Ladinica inferiore, del quale non sono conservati i depositi perché asportati dall'erosione glaciale ma che si possono presumibilmente collocare a circa 1-1,5 km mentre la successione di Masarè si trova ad almeno 4 km rispetto al corrispondente nucleo posto al M. Pighera (Fig. 17). La sezione della Val Ombretta presenta i maggiori volumi di depositi grossolani (breccie, calciruditi, calcareniti, etc.) probabilmente perché più prossima ad uno dei vari nuclei di piattaforma individuati nel Gruppo della Marmolada (Fig. 13 e 16).

c) Il tasso di subsidenza: il confronto fra gli spessori delle successioni di piattaforma/slope (formazioni di Contrin e dello Sciliar) mette in evidenza una diminuzione progressiva da sud verso nord: al **margine meridionale** (Valle di San Lucano) la Formazione di Contrin è di circa 450-500 m e la sovrastante Formazione dello Sciliar varia da 900 a circa 1000 m.

Al **margine orientale** del bacino (M. Alto di Pelsa/Gruppo del M. Civetta) la Formazione di Contrin mostra una variazione di spessore da sud verso nord: verso sud, al Col Martinel – Col Pighera (Listolade), l'unità presenta uno spessore simile a

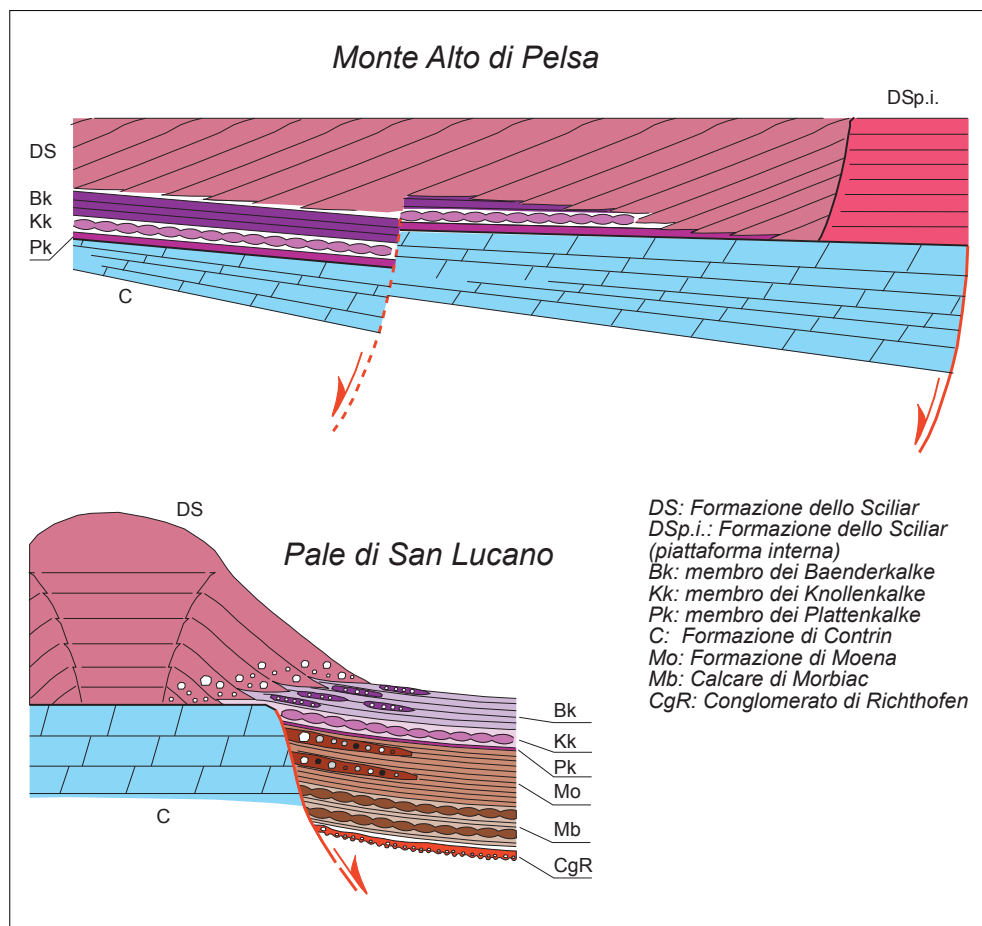


FIG. 17: Modelli sedimentari a confronto: in alto, il M. Alto di Pelsa, un complesso di piattaforma progradante per almeno 4 km sopra i depositi bacinali della Formazione di Livinallongo; tale schema prevede un ispessimento del membro dei Bänderkalke verso il bacino. In basso, le Pale di San Lucano, rappresentano un complesso carbonatico la cui espansione laterale (progradazione) era impedita dalla presenza di un bacino dell'Anisico superiore (Formazione di Moena); la presenza di una faglia anisica avrebbe avuto una doppia conseguenza: da un lato potrebbe aver determinato uno sviluppo prevalentemente verticale del complesso carbonatico (aggradazione) e dall'altro aver consentito la deposizione di ingenti volumi di materiali risedimentati nel bacino del Livinallongo. Notare il diverso angolo di slope delle clinofor- mi nei due modelli.

FIG. 17: Sedimentary models comparison: above, Mt. Alto di Pelsa, a platform complex that progrades for at least 4 km above the Livinallongo Formation basin deposits; this scheme foresees a thickening of the Bänderkalke member towards the basin. Below, the Pale di San Lucano represent a carbonate complex whose lateral expansion (progradation) was prevented by the presence of a basin of the upper Anisian (Moena Formation); the presence of an Anisian fault would have had a double consequence: on the one hand it could have determined a predominantly vertical development of the carbonate complex (aggradation) and on the other hand it could have allowed the deposition of large volumes of resedimented materials in the Livinallongo Basin. Note the different dip angle slope of the clinofor- ms in the two models.

quello in Valle di San Lucano (Fig. 10) che si assottiglia verso nord fino al M. Alto di Pelsa dove si riduce a 70-80 m. La sovrastante Formazione dello Sciliar sembra mostrare un trend simile, passando da uno spessore di 700-800 m, a sud, fino ai 400-500 m verso nord.

ARCHITETTURA DELLE PIATTAFORME CARBONATICHE

Un aspetto interessante emerso dall'analisi dei complessi carbonatici che circondano il bacino in oggetto è il differente angolo di slope delle clinofor- mi oltre alla differente geometria dei complessi Ladinico inferiori.

Un primo confronto appare naturale fra le **Pale di San Lucano** ed il limitrofo complesso del **M. Alto di Pelsa**: nel primo caso, il build-up carbonatico delimitato sia verso nord che verso sud da corpi clinostratificati con angoli di slope di 35°-40° (Fig. 18); il secondo, il M. Alto di Pelsa (Fig. 8 e 9), è un edificio progradante verso nord – almeno 4 km – con angoli di slope compresi fra 18° e 22°. Il diverso comportamento di questi due edifici di piattaforma progradanti potrebbe essere collegato a vari fattori: a) il differente substrato sedimentario: nel caso delle Pale di San Lucano, la piattaforma ladinica (Formazione dello Sciliar) si sviluppa direttamente sulla sottostante piattaforma dell'Anisico superiore (Formazione di Contrin) ma la presenza di un'antistante area in cui persistettero condizioni bacinali (Formazione di Moena e Formazione di Livinallongo), soggetta ad alti tassi di subsidenza impedì lo sviluppo laterale della piattaforma, poi bloccata dai successivi eventi magmatici (Fig. 18).

Viceversa, al M. Alto di Pelsa la presenza di un substrato uniforme e, stabile, consentì lo sviluppo laterale della piattaforma ladinica inferiore (Formazione dello Sciliar) secondo angoli di slope meno acclivi (Fig. 8 e 9).

b) oltre alla differente geometria delle clinofor- mi i vari comparti del bacino mostrano marcate differenze nello spessore dei depositi risedimentati dalle piattaforme che si riflettono negli spessori del membro dei Bänderkalke: a sud (Rio Bordina) tale unità raggiunge i 100 m, mentre a Masarè cioè in una posizione relativamente distale dal nucleo di espansione della piattaforma del M. Alto di Pelsa circa 40-45 m.

Anche questa differenza può essere spiegata in termini di differente tasso di esportazione dalle piattaforme e da una differente "accomodation" legato a differenti tassi di subsidenza, cioè maggiori nella zona delle Pale di San Lucano.

A nord, il complesso della **Marmolada/Costabella** rappresenta l'edificio di piattaforma carbonatica più controverso: da un lato, avendo una composizione carbonatica, a differenza delle Pale di San Lucano e del M. Alto di Pelsa completamente dolomitizzati, fornisce numerose informazioni sulla composizione primaria degli organismi che lo popolavano e, più in generale, sulle sua evoluzione sedimentaria; dall'altra, essendo attraversato da una importante faglia a direzione E-W che separa il massiccio della Marmolada a nord dall'area della Costabella – Ombretta – Cime d'Auta a sud, la ricostruzione paleogeografica di questo settore appare complicata (Rossi, 1962; Leonardi e coll., 1968; Doglioni, 1984). Inoltre, altre faglie tagliano il complesso provocando dislocazioni dell'ordine di decine di metri. La maggior parte di tali faglie sembrano essere di età triassica (Castellarin et al., 1982), probabilmente legate a

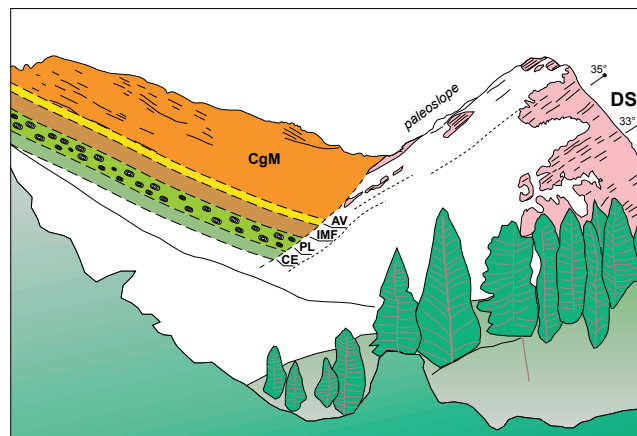


FIG. 18: Onlap dei depositi vulcanici e vulcanoclastici sulla scarpata del build-up delle Pale di San Lucano. DS = Formazione dello Sciliar; CE = Caotico eterogeneo; PL = Pillow-lave; IMF = Formazione del M. Fernazza; AV = Arenarie vulcaniche (Formazione del M. Fernazza); CgM = Conglomerato della Marmolada (Formazione del M. Fernazza).

FIG. 18: Onlap of volcanic and vulcanoclastic deposits on the slope of the Pale di San Lucano build-up. DS = Sciliar Formation; CE = Caotico eterogeneo (Mt. Fernazza Formation); PL = Pillow-lave; IMF = Mt. Fernazza Formation; AV = Volcanic sandstones (Mt. Fernazza Formation); CgM = Marmolada Conglomerate (Mt. Fernazza Formation).

movimenti transpressivi sinistri (Doglioni, 1984). Nonostante le complicazioni tettoniche, numerosi sono gli studi a carattere strutturale volti alla ricostruzione dell'originario assetto paleogeografico (Caputo et al., 1999; Caputo & Stefani, 2003), sedimentologico-stratigrafico (Russo et al., 2000) e sulle modalità di sviluppo ed architettura interna (Blendinger, 1994; 2006).

All'interno del complesso della Marmolada/Costabella sono stati distinti differenti depositi sedimentari: successioni di piattaforma interna (ex-Calcare del Latemar), il cui spessore viene stimato in circa 500 m (Vernel, Roda del Mulon e Monte Fop; Blendinger, 1994); spessori analoghi vengono stimati anche dai profili geologici N-S (Caputo et al., 1999). Il Calcare della Marmolada (ora inglobato nella Formazione dello Sciliar) che raggiunge lo spessore di circa 1000 è costituito da depositi clinostratificati di slope. Sempre secondo studi recenti, il Gruppo della Marmolada/Costabella sarebbe costituito da tre edifici distinti e separati (Caputo et al., 1999) all'interno del bacino del Livinallongo la cui geometria sarebbe riconducibile a build-up carbonatici (Bosellini & Rossi, 1974) contornati da slope (clinoformi) che erano la sede principale della produzione carbonatica (Blendinger, 1994) anziché formati da materiale risedimentato. In relazione alle facies, si segnala l'importanza dei cementi sindeposizionali nella crescita e sviluppo dei build-ups della Marmolada e, più in generale, degli edifici carbonatici pre-vulcanici (Russo et al., 2000).

Per quanto riguarda l'inclinazione delle clinoformi nel complesso Marmolada/Costabella, stime attendibili sono sull'ordine dei 35°, in analogia a quelle delle Pale di San Lucano.

Gli studi a carattere sedimentologico-stratigrafico (Russo et al., 2000) hanno consentito di distinguere le seguenti litofacies:

- successioni di piattaforma interna, caratterizzate da calcareniti e calciruditi intra- bioclastiche, organizzate in cicli shal-
lowing-upward;
- depositi di margine di piattaforma, ricchi in boundstone, privi di un framework primario formato da organismi;
- depositi di margine esterno e della parte superiore dello slope, caratterizzati da blocchi di boundstone, a scala decimetrica, avvolti e uniti fra loro da grandi quantità di cementi calcitici fibroso-raggiati, disposti in croste concentriche. Questi cementi ("evinosponge") costituiscono il principale componente del margine di piattaforma e della parte superiore dello

slope. Depositi del tutto analoghi sono documentati nel Calcare di Esino del Triassico medio della Lombardia (Frisia-Bruni et al., 1989).

Recenti osservazioni sulle geometrie del complesso di piattaforma e dei rapporti fra corpi clinostratificati di slope e depositi bacinali hanno rilevato angoli di slope sull'ordine dei 35° (Monte Fop e Monte La Banca, Blendinger, 2006).

CONCLUSIONI

La revisione dei dati presenti in letteratura unita ai nuovi dati emersi dalle osservazioni macroscopiche di campagna e dalla misurazione di sezioni stratigrafiche consente di proporre un modello per l'evoluzione sedimentaria del bacino del T. Biois le cui caratteristiche principali possono essere sintetizzate nei seguenti punti:

- I complessi di piattaforma carbonatica che delimitano il bacino dei torrenti Biois – Cordevole presentano geometria ed una architettura interna differente, probabilmente riconducibile al precedente assetto tettonico dell'Anisico superiore (Fig. 19): a sud, le Pale di San Lucano assieme al gruppo del M. Agner costituiscono un build-up carbonatico sviluppato in senso N-S di circa 5 km che raggiunge uno spessore di almeno 1500 m (Zampieri, 1987). A nord, nel gruppo della Marmolada/Costabella sono stati identificati almeno tre nuclei dai quali si svilupparono altrettanti build-up carbonatici (Caputo et al., 1999) che mostrano geometrie ed una evoluzione verticale simile a quella della Valle di San Lucano, con successioni di piattaforma interna (ex-Calcare del Latemar) di circa 500 m e spessore dei corpi clinostratificati di circa 1000 m (Blendinger, 1984; Caputo et al., 1999). Ad est, il complesso di piattaforma del M. Alto di Pelsa (Fig. 19) presenta una geometria differente poiché sviluppato principalmente in senso orizzontale (progradazione) rispetto a quello verticale (aggradazione). La diversa evoluzione degli edifici di piattaforma circostanti il bacino del Biois-Cordevole può essere ricercata, almeno in parte, nel precedente assetto paleogeografico ereditato dall'Anisico superiore (Fig. 20): in quest'ottica, gli edifici che si svilupparono prossimi a margini controllati da faglie sin-sedimentarie anisiche (al

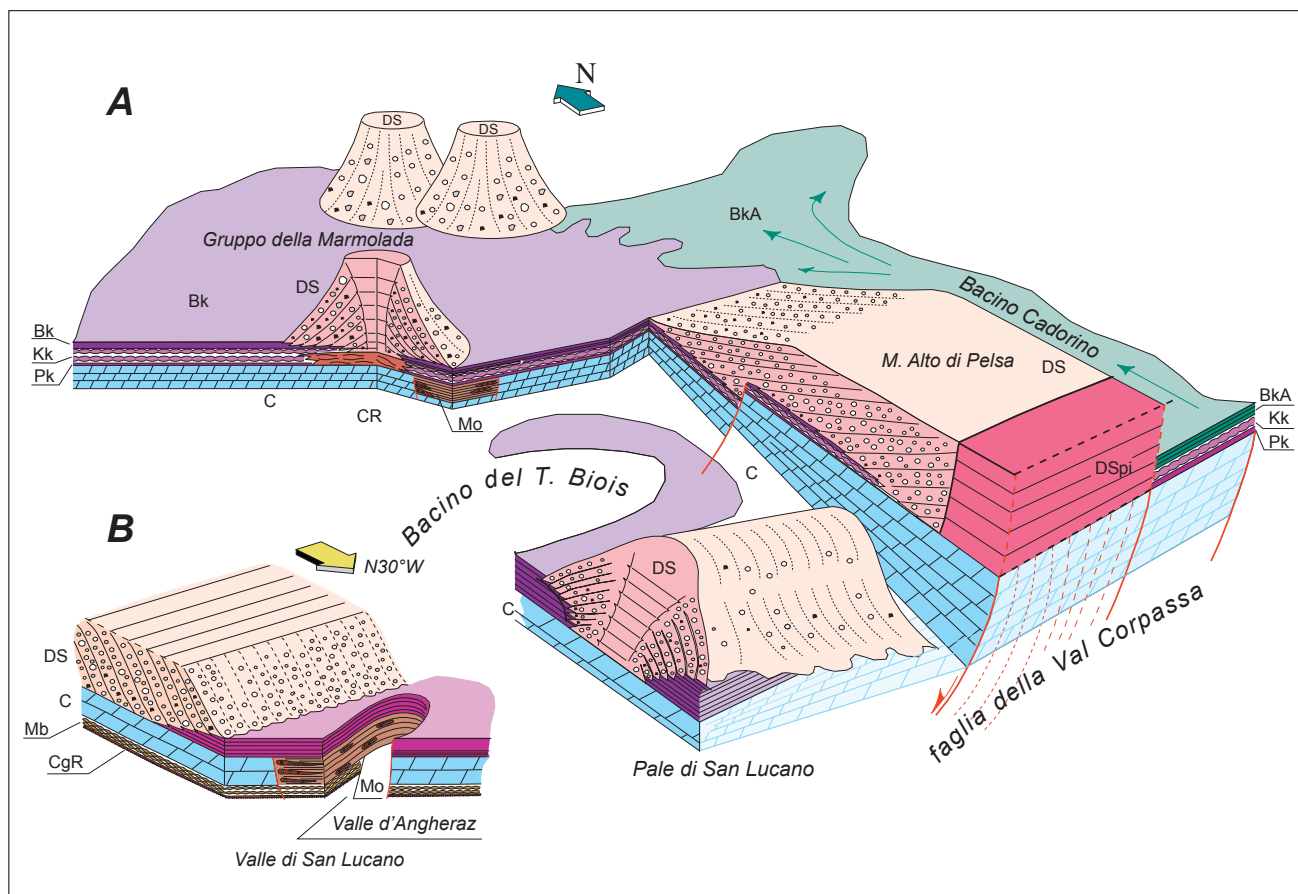


FIG. 19: A) Modello tridimensionale del bacino medio-triassico del Biois-Cordevole: in evidenza, la differente geometria ed organizzazione interna dei complessi carbonatici ai margini del bacino. Da un lato, a sud, il complesso delle Pale di San Lucano costituisce un build-up delimitato da corpi clinostratificati con angoli di slope di 35° - 40° . Ad est, al M. Alto di Pelsa, l'edificio Ladinico inferiore mostra una geometria ed organizzazione interna differente con un complesso progradante verso il bacino di circa 4 km con angoli di slope di 18° - 22° . A nord, il Gruppo della Marmolada era costituito da almeno tre nuclei carbonatici aggradanti delimitati verso il bacino da clinoformi ad alto angolo. B) In basso a sinistra, particolare ingrandito della Valle di San Lucano vista da nord che evidenzia la forma a sacco chiuso ("cul de sac") del bacino della Formazione di Moena che viene "sigillato" dalla progradazione del complesso Ladinico inferiore (Formazione dello Sciliar) secondo una direzione $N30^{\circ}W$. Legenda: CgR = Conglomerato di Richthofen; Mb = Calcare di Morbiac; C = Formazione di Contrin; Mo = Formazione di Moena; DS = Formazione dello Sciliar (facies di slope); Dspi = Formazione dello Sciliar (piattaforma interna); Lv = Formazione di Livinallongo (Pk = membro dei Plattenkalke; Kk = membro dei Knollenkalke; CR = membro dei "calcarei rossi"; Bk = membro dei Bänderkalke; BkA = membro dei Bänderkalke vulcanoclastici (Pietra Verde).

FIG. 19: A) Three-dimensional model of the Biois-Cordevole middle-Triassic Basin: in evidence, the different geometry and internal organization of the carbonate complexes at the edge of the basin. On the one hand, to the south, the Pale di San Lucano complex constitutes a build-up delimited by clinostratified bodies with slope angles of 35° - 40° . To the east, at M. Alto di Pelsa, the complex shows a different internal geometry and organization with a complex prograding towards the basin of about 4 km with slope angles of 18° - 22° . To the north, the Marmolada Group consisted of at least three aggradating carbonate nuclei bounded towards the basin by high-angle clinoforms. B) In the lower left, enlarged detail of the San Lucano Valley seen from the north that highlights the closed-sac shape ("cul de sac") of the Moena Formation basin that is "sealed" by the progradation of the Lower Ladinian complex (Sciliar Formation) in a direction $N30^{\circ}W$. Key words: CgR = Richthofen Conglomerate; Mb = Morbiac Limestone; C = Contrin Formation; Mo = Moena Formation; DS = Sciliar Formation (slope facies); Dspi = Sciliar Formation (inner platform); Lv = Livinallongo Formation [P = Plattenkalke member; Kk = Knollenkalke member; CR = "calcarei rossi" member; Bk = Bänderkalke member; BkA = volcanoclastic Bänderkalke member (Pietra Verde)].

limite fra le formazioni di Contrin e di Moena) potrebbero aver avuto uno sviluppo in prevalenza verticale (aggradazione) poiché la presenza di un limite per faglia ne avrebbe impedito o limitato lo sviluppo laterale (progradazione); viceversa, i complessi di piattaforma del Ladinico inferiore che si svilupparono su precedenti aree di piattaforma, relativamente stabili, e appunto il M. Alto di Pelsa (e, in analogia, il coevo complesso del Catinaccio/Rosengarten; Bosellini & Rossi, 1974; Bosellini, 1984; Bosellini & Stefani, 1991; Maurer, 2000) ebbero avuto un maggior sviluppo laterale (oltre 4 km; progradazione) rispetto a quello verticale (aggradazione, spessore stimato in 700-800 m). 2) Oltre alla diversa geometria dei complessi di piattaforma che delimitano il bacino del Biois - Cordevole si registra un differente "stile" delle clinoformi che mostrano differenze nei vari compartimenti: a sud, il "build-up" delle Pale di San Lucano è delimitato da corpi clinostratificati con angoli di slope prossimi ai 35° - 40° ; ad est, al M. Alto di Pelsa, i depositi di margine sono organizzati in clinoformi con angoli di slope di circa 18° - 22° .

3) Le successioni bacinali presentano spessori maggiori nel settore meridionale (vedi sezione del Rio Bordinia) rispetto a quelle conservate nei settori orientale e settentrionale (Masarè e Costabella, Cima Uomo, Jigole/Passo delle Cirelle). Più in particolare, la variabilità negli spessori e nelle tessiture dei depositi si concentra nel membro dei Bänderkalke, mentre più uniformi appaiono i due membri sottostanti (Plattenkalke e Knollenkalke).

4) La tessitura media dei depositi bacinali antistanti i complessi di piattaforma del Build-up di San Lucano e della Marmolada presentano una maggior percentuale di breccie sedimentarie, calciruditi e calcareniti rispetto alla successione bacinale antistante la piattaforma del M. Alto di Pelsa, più ricca in calcareniti bioclastiche e micriti.

Questa differente tessitura potrebbe essere in relazione al differente angolo di slope delle clinoformi dei rispettivi complessi di piattaforma.

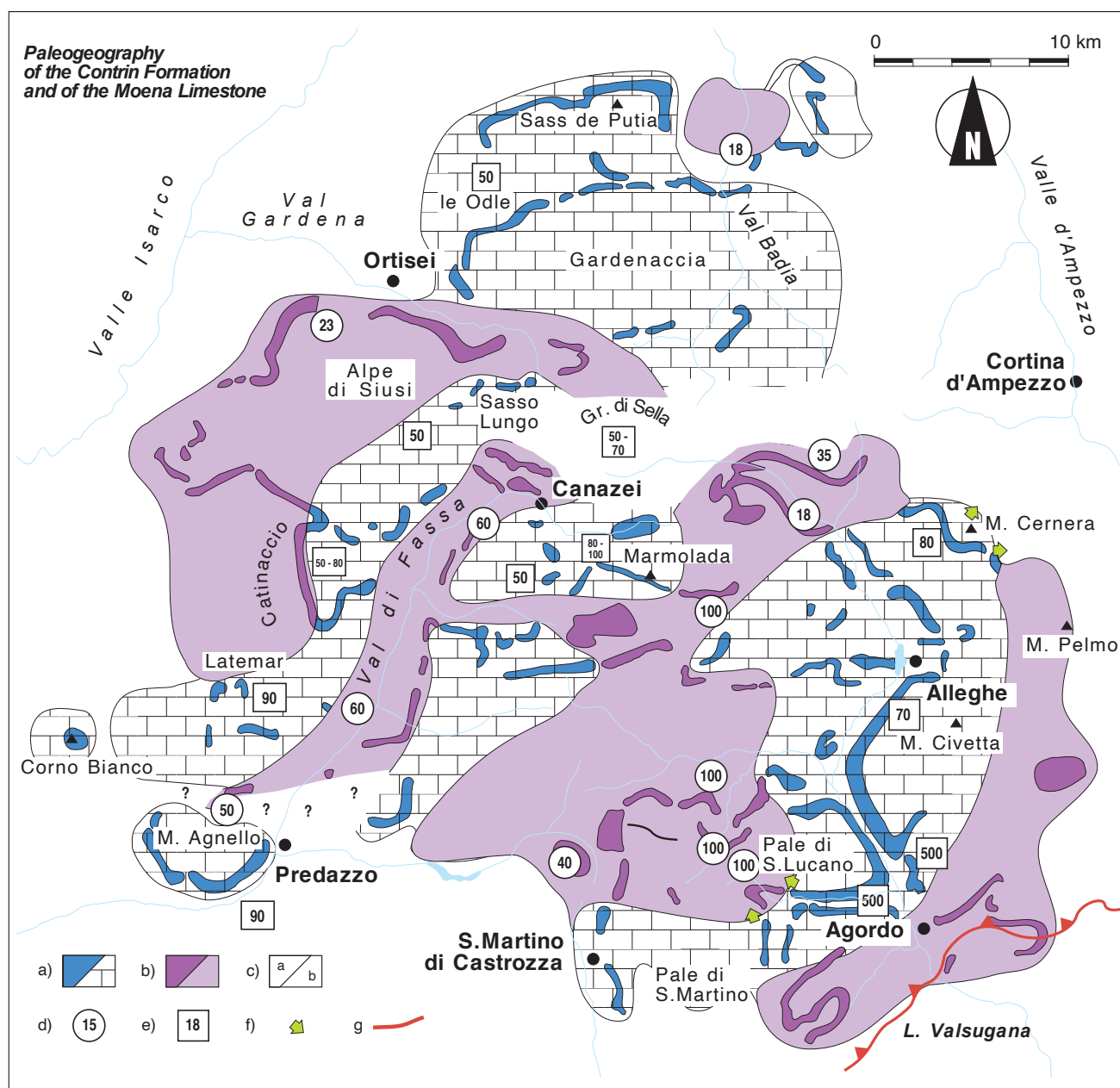


FIG. 20: Paleogeografia della Formazione di Contrin e della Formazione di Moena in cui vengono evidenziati gli spessori di entrambe le unità stratigrafiche. a) Formazione di Contrin; b) Formazione di Moena, Formazione del Biviera e Formazione dell'Ambata (queste ultime due solamente nell'area del M. Pelmo – Agordo); c) affioramento/interpretazione; d) spessori della Formazione di Moena; e) spessori della Formazione di Contrin; f) clinostratificazioni; g) faglie e paleofaglie.

FIG. 20: Contrin and Moena palaeogeographic map where are showing the thickness of either stratigraphic units. a) Contrin Fm.; b) Moena Fm., Biviera Fm. and Ambata Fm. (Biviera Fm. and Ambata Fm. only in the Mt. Pelmo – Agordo areas); c) outcrop/interpretation; d) Moena Fm. thickness; e) Contrin Fm. thickness; f) clinoform; g) fault and paleofault.

RINGRAZIAMENTI

Gli autori desiderano ringraziare lo scomparso Claudio Neri e Marco Stefani per le stimolanti discussioni sul terreno. Ancora, si ringrazia l'Eni/Agip per aver sponsorizzato le prime ricerche e aver autorizzato la pubblicazione dei dati stratigrafici: fra i ricercatori del gruppo Eni ricordiamo: Paolo Scotti, Alberto Boz, Paolo Viaggi, Roberto Longoni. Gli autori ringraziano il Prof. W. Blendinger per la revisione ed i suggerimenti che hanno portato ad una migliore comprensibilità del testo ed il Dott. Benno Baumgarten per la gentilezza e la disponibilità ad accogliere il lavoro nella rivista.

BIBLIOGRAFIA

- ABBAS H., MICHAEL M., CIFELLI F., MATTEI M., GIANOLLA P., LUSTRINO M. & CARMINATI E., 2018: Emplacement modes of the Ladinian plutonic rocks of the Dolomites: Insights from anisotropy of magnetic susceptibility. – *Journal of Structural Geology*, 113; in press.
- AVANZINI M., BARGOSI G. M., BORSATO A., CASTIGLIONI G. B., CUCATO M., MORELLI C., PROSSER G. & SAPELZA A., 2007: Note illustrative – Foglio 026 Appiano. Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50.000. ISPRA, Roma. Provincia Autonoma di Bolzano.

- BARGOSSO G. M., ROTTURA A., VERNIA L., VISONÀ D. & TRANNE C. A., 1998: Guida all'escursione sul Distretto Vulcanico Atesino e sulle plutoniti di Bressanone-Chiusa e Cima d'Asta. – Mem. Soc. Geol. It., 53: 23-41.
- BIDDLE K. T., 1980: The basal Cipit boulders: indicators of middle to upper Triassic buildup margins, Dolomites Alps, Italy. – Riv. It. Paleont. Strat. 86: 779-794.
- BLENDINGER W., 1994: The carbonate factory of middle Triassic buildups in the Dolomites, Italy: a quantitative analysis. – Sedimentology, 41: 1147-1159.
- BLENDINGER W., 2006: Enigmatic carbonate platform geometries from the Alpine Triassic. – Clausthaler Geowissenschaften, 5: 35-49.
- BOSELLINI A., 1968: Paleogeologia pre-anisica delle Dolomiti centro-settentrionali. – Atti Accad. Naz. Lincei, Mem. Cl. Sci. Fis. Mat. Nat., Sez. 9 (8): 1-33.
- BOSELLINI A. & FERRI R., 1980: La Formazione di Livinallongo (Buchenstein) nella Valle di San Lucano (Ladinico inferiore, Dolomiti Bellunesi). Ann. Univ. di Ferrara (N.S.), sez. 9, Scienze della Terra, 6: 63-89.
- BOSELLINI A., 1984: Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites, Northern Italy. – Sedimentology, 31: 1-24.
- BOSELLINI A. & ROSSI D., 1974: Triassic carbonate buildups of the Dolomites, northern Italy. In Laporte L. F. (eds), Reef in time and space. – SEPM, Spec. Publ., 18: 209-233.
- BOSELLINI A. & DOGLIONI C., 1986: Inherited structure in the hanging wall of the Valsugana overthrust (Southern Alps, Northern Italy). Jour. Struct. Geology, 8(5): 581-583.
- BOSELLINI A. & NERI C., 1991: The Sella Platform (Upper Triassic, Dolomites, Italy). – Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, Guidebook Excursion C, 30 pp., Ortisei (Italy).
- BOSELLINI A. & STEFANI M., 1991: The Rosengarten: a platform-to-basin carbonate section (Middle Triassic, Dolomites, Italy). – Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, Guidebook Excursion C, 30 pp., Ortisei (Italy).
- BOSELLINI A., CASTELLARIN A., ROSSI, P. L., SIMBOLI G. & SOMMAVILLA E., 1977: Schema sedimentologico e stratigrafico per il Trias medio della Val di Fassa ed aree circostanti (Dolomiti centrali). – Gior. Geologia, serie 2, 42(1): 83-108.
- BOSELLINI A., NERI C. & STEFANI M., 1996: Geologia delle Dolomiti, introduzione geologica. – 78a riunione estiva della Soc. Geol. It., Guidebook, pp. 1-36, San Cassiano.
- BOSELLINI A., GIANOLLA P. & STEFANI M., 2003: Geology of the Dolomites. – Episodes, 26: 181-185.
- BRADNER R., 1991a: Geological setting and stratigraphy of the Schlern-Rosengarten build-up and Seiser Alm basin. In Brandner, R., Flügel, E., Koch, R. & Yose, L.A. (eds): The Northern Margin of the Schlern/Sciliar – Rosengarten/Catinaccio Platform, 4-16, Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, Guidebook Excursion A, 61 pp, Ortisei, Italy.
- BRADNER R., FLUGEL E. & SENOWBARI-DARYAN B., 1991b: Microfacies of Carbonate Slope Boulders: Indicator of the Source Area (Middle Triassic: Mahlknecht Cliff, Western Dolomites). – Facies, 25: 279-296.
- BRADNER R., GRUBER A. & KEIM L., 2007: Geologie der Westlichen Dolomiten: von der Geburt der Neotethys im Perm zu Karbonatplattformen, Becken und Vulkaniten der Trias. – GeoAlp, 4: 95 – 121.
- BRADNER R. & MOSTLER H., 1982: De geologische Aufbau des Schlerngebietes und seiner weiteren Umgebung. Jahrestagung Österr. – Geol. Gesell., Seis am Schlern, Südtirol 1982, Exursionführer: 80-97.
- CAPUTO R., STEFANI M. & DAL PIAZ G., 1999: Contractional and transcurrent tectonics in the Marmolada Group (Dolomites, Italy). – In: 3rd Workshop on Alpine Geological Studies; Gosso, G., Jadoul, F., Sella, M. & Spalla, M.I. (Eds). September 29th – October 1st 1997: 63-77, (Oropa) Biella.
- CAPUTO R. & STEFANI M., 2003: Understanding polynucleated carbonate platforms through palinspastic restoration: examples from the Middle Triassic of the Dolomites. – Mem. Scienze Geol., 54: 147-150.
- CASTELLARIN A., 1979: Il problema dei raccorciamenti crostali nel Sudalpino. Rend. Soc. Geol. It. 1: 21-33.
- CASTELLARIN A., GUY F. & SELLI L., 1982: Geologia dei dintorni del Passo di S. Nicolò e della Valle di Contrin (Dolomiti). – In: Casellarin, A. & Vai, G.B. (Eds) Guida alla Geologia del Sudalpino Centro-Orientale. Soc. Geolog. Italiana 231-242, Bologna.
- CASTELLARIN A., CAPUTO R., SELLI L., PICOTTI V. & CANTELLI L., 1996: Evoluzione tettonica delle Dolomiti e della Valsugana. In: 78a Riunione Estiva della Soc. Geol. Ital., San Cassiano, Settembre 1996. Guida all'escursione, pp. 1-71, San Cassiano.
- CASTIGLIONI B., 1931: Il Gruppo della Civetta (Alpi Dolomitiche). – Mem. Geol. Univ. Padova, 9: 1-83.
- DAL CIN R., 1967: Sull'ambiente di sedimentazione di alcuni affioramenti di Conglomerato di Richthofen della Val Gardena e della Val Badia (Alto Adige). – Riv. It. Paleont. Strat., 73: 165-203.
- DE ZANCHE V., FRANZIN A., GIANOLLA P., MIETTO P. & SIORPAES C., 1992: The Piz da Peres section (Valdaora-Olang, Pusteria Valley, Italy). – A reappraisal of the Anisian stratigraphy in the Dolomites. – Eclogae geol. Helv., 85 (1): 127-143.
- DE ZANCHE V., GIANOLLA P., MIETTO P. & SIORPAES C. & VAIL P., 1993: Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy). – Mem. Sc. Geol., 45: 1-27.
- DOGLIONI C., 1982: Tettonica triassica nella valle di Livinallongo (Dolomiti centrali). – Ann. Univ. di Ferrara (N.S.), sez. 9, Scienze della Terra, 8: 1-20.
- DOGLIONI C., 1984: Tettonica triassica transpressiva nelle Dolomiti. – Giornale di Geologia, 3: 47-60.
- DOGLIONI C., 1985: The overthrusts in the Dolomites: ramp-flat systems. – Eclogae geol. Helv., 78: 335-350.
- DOGLIONI C., 1987: Tectonics in the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy). – Journ. Struct. Geology, 9(2): 181-193.
- DOGLIONI C., 1988: Examples of strike-slip tectonics on platform-basin margin. – Tectonophysics, 156: 293-302.
- DOGLIONI C., 1992: Escursioni nel Sudalpino orientale (Dolomiti e Prealpi Venete). – Agip: 1-118.
- DOGLIONI C. & CASTELLARIN A., 1985: A geologic schematic cross section of the eastern Southern Alps. – Rend. Soc. Geol. It., 8: 35-36.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A., 1987: Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. – Geol. Rundschau, 76: 735-754.
- FARABEGOLI E., PISA G. & OTT E., 1977: Risultati preliminari sull'Anisico della Conca di Agordo e dell'Alta Val di Zoldo. – Boll. Soc. Geol. It., 95: 659-703.
- FOIS E. & GAETANI M., 1981: The northern margin of the Civetta buildup (western Dolomites): biofacies succession and mar-

- gin development during the Ladinian and the Carnian. – Riv. It. Paleont. Strat., 86: 469-542.
- FRISIA-BRUNI S., JADOUL F. & WEISSERT H., 1989: Evinosponges in the Triassic Esino Limestone (Southern Alps): documentation of early lithification and late diagenetic overprint. – *Sedimentology*, 36: 685-699.
- GAETANI M., FOIS E., JADOUL F. & NICORA A., 1981: Nature and evolution of Middle Triassic Carbonate Buildups in the Dolomites (Italy). – *Marine Geol.*, 44: 25-57.
- GIANOLLA P., DE ZANCHE V. & Mietto P., 1998: 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., Ulmer-Scholle, D. (eds.): *Mesozoic – Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. – SEPM Special Publication, 60: 719-747.
- GIANOLLA P., AVANZINI M., BRED A., KUSTATSCHER P. E., PRETO N., ROGLI G., FURIN S., MASSARI F., PICOTTI V. & STEFANI M., 2010: Field Trip to the World Heritage Site of the Tethysian Triassic, September 5-10, 2010, Dolomites, Southern Alps, Italy. 1-122.
- GIORDANO D. & D'ALBERTO L., 2013: Nuovi dati per la paleogeografia anisica e ladinica della Valle di San Lucano e aree limitrofe (Dolomiti Agordine, Taibon Agordino). – *Frammenti*, 5: 65-80.
- GUIDO A., MASTANDREA A., STEFANI M. & RUSSO F., 2016: Role of autochthonous versus detrital micrite in depositional geometries of Middle Triassic carbonate platform systems. – *GSA Bulletin*; May/June 2016; 128 (5/6): 989-999.
- HARRIS M. T., 1993: Reef fabrics, biotic crusts and syndepositional cements of the Latemar reef margin (Middle Triassic), northern Italy. – *Sedimentology*, 40: 383-401.
- KEIM L. & SCHLAGER W., 2001: Quantitative compositional analysis of a Triassic carbonate platform (Southern Alps, Italy). – *Sediment. Geol.*, 139: 261-283.
- KEIM L., BRADNER R., KRISTYN L. & METTE W., 2001: Termination of carbonate slope progradation: an example from the Carnian of the Dolomites, Northern Italy. – *Sedimentary Geology* 143: 303-323.
- KENTER J., 1990: Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric. – *Sedimentology*, 37: 777-794.
- LEONARDI P. e collaboratori, 1968: *Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave*. Manfrini Editore, Rovereto (Trento), 1019 pp.
- MASETTI D. & NERI C., 1980: L'Anisico della Val di Fassa (Dolomiti occidentali): sedimentologia e paleogeografia. – *Ann. Univ. Ferrara, N. S. Sez. 9*, 3: 127-155.
- MASETTI D. & TROMBETTA G. L., 1998: L'eredità anisica nella nascita ed evoluzione delle piattaforme medio-triassiche delle Dolomiti Occidentali. – *Mem. Sci. Geol.*, 50: 213-237.
- MAURER F., 1999: Wachstumsanalyse einer mitteltriadischen Karbonatplattform in den westlichen Dolomiten (Süd-alpen). – *Eclogae Geol. Helv.* 92: 361-378.
- MAURER F., 2000: Growth mode of Middle Triassic carbonate platforms in the Western Dolomites (Southern Alps, Italy). – *Sedimentary Geology*, 134: 275-286.
- MAURER F. & SCHLAGER W., 2003: Lateral variations in sediment composition and bedding in Middle Triassic inter-platform basins (Buchenstein Formation, southern Alps, Italy). – *Sedimentology*, 50: 1-22.
- MOJSISOVICS E. V. von, 1879: *Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien: Beiträge Zur Bildungsgeschichte der Alpen*. – A. Hölder, Vienna, 551 pp., Wien.
- NERI C., GIANOLLA P., FURLANIS S., CAPUTO R. & BOSELLINI A., 2007: Note illustrative – Foglio 029 Cortina d'Ampezzo, Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50.000. IPRA, Roma.
- PISA G., FARABEGOLI E. & OTT E., 1979: Terreni anisici della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti Sud-orientali). – *Mem. Soc. Geol. It.*, 18: 63-93.
- RICHTHOFEN F. von, 1860: *Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und der Seiser Alpe in Südtirol*, 327 pp. Perthes, Gotha.
- ROSSI D., 1962: Geologia della parte meridionale del Gruppo della Marmolada. – *Mem. Mus. Trid. St. Nat.*, 14: 1-189.
- ROSSI D., 1968: Gruppo della Marmolada (parte meridionale). – In: Leonardi P., (eds): *Geologia delle Dolomiti*, 753-768, Arti Grafiche Manfrini, Rovereto (Trento).
- RUSSO F., NERI C., MASTANDREA A. & 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* 36: 25-36.
- RUSSO F., MASTANDREA A., STEFANI M., & NERI C., 2000: Carbonate facies dominated by syndepositional cements: A key component of Middle Triassic platforms. The Marmolada case history (Dolomites, Italy). – *Facies*, 42: 211-226, doi: 10.1007/BF02562573.
- SARTI M. & ARDIZZONI F., 1984: Tettonica triassica nel Gruppo di Cima Pape – Pale di Sanson (Dolomiti Bellunesi). – *Mem. Sci. Geol.*, 36: 353-370.
- SCHLAGER W. & NICORA A., 1979: Picco di Vallandro (Dürrenstein) – the flank of a carbonate platform at Cassian time. In: Gaetani M. (eds): *Field Guide Book, Riccardo Assereto and Giulio Pisa field symposium on Triassic stratigraphy in the southern Alps*, pp. 64-68, Università degli Studi di Milano, Bergamo.
- SCHÖNBORN G., 1999: Balancing cross section with kinematic constraints: The Dolomites (Northern Italy). – *Tectonics*, 18(3): 527-545.
- SELLI L., 1998: Il lineamento della Valsugana fra Trento e Cima d'Asta: cinematica neogenica ed eredità strutturali permomesozoiche nel quadro evolutivo del Sudalpino orientale (NE-Italia). – *Mem. Soc. Geol. It.*, 53: 503-541, Roma.
- SEMENTA E., 1968: I gruppi dolomitici tra il Boite e S. Stefano di Cadore. – In: Leonardi P., (eds): *Geologia delle Dolomiti*, 851-859, Arti Grafiche Manfrini, Rovereto (Trento).
- SALOMON W., 1895: Geologische und palaeontologische Studie über die Marmolata. – *Palaeontographica* 42 (1-3): 1-210.
- STEFANI M. & CAPUTO R., 1998: Stratigrafia triassica e tettonica alpina nel Gruppo Marmolada – Costabella (Dolomiti Centrali). – *Mem. Soc. Geol. It.*, 53: 263-293.
- SUDIRO P., 2002: Carbonate slope deposits of the Contrin Formation, Costabella area (Western Dolomites, NE Italy). – *Mem. Soc. Geol. It.*, 57: 19-28.
- TROMBETTA G. L., 2011: Facies analysis, geometry and architecture of a Carnian carbonate platform: the Settsass/Richthofen Riff (Dolomites, Southern Alps, Northern Italy). – *Geolp* 8: 56-75.
- TROMBETTA G. L. & MASETTI D., 2012: Geologia, stratigrafia e sedimentologia del Triassico medio della Valle di San Lucano (Gruppo delle Pale di San Martino, Provincia di Belluno). – *Frammenti*, 4: 65-80.
- TROMBETTA G. L. & MASETTI D., 2016: La Formazione di Liviallongo nel Gruppo della Marmolada – Costabella: sedimentologia e variabilità laterale di un bacino sedimentario

nel quadro della paleogeografia del Ladinico inferiore delle Dolomiti occidentali (Province di Belluno e Trento). – Frammenti, 6: 31-46.

VIEL G., 1979a: Litostratigrafia Ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area Dolomitico-Cadorina (Alpi Meridionali). – Parte I. Riv. It. Paleont. Strat., 85 (1): 297-352.

VIEL G., 1979b: Litostratigrafia Ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area Dolomitico-Cadorina (Alpi Meridionali). – Parte II. Riv. It. Paleont. Strat., 85 (1): 85-125.

WITTEMBURG von P., 1908: Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. – Geol. Palaont. Abh., 8: 251-292.

WOLF K. H., 1965: Gradational sedimentary products of calcareous algae. – Sedimentology 5: 1-37.

ZAMPIERI D., 1987: Le piattaforme carbonatiche triassiche delle Pale di San Martino (Dolomiti). – Mem. Sci. Geol., 39: 73-83.

Manoscritto pervenuto il 18. febbraio 2021

Approvato il 13. maggio 2021