

STRATIGRAFIA E FACIES AL LIMITE PERMIANO–TRIASICO NELLE DOLOMITI OCCIDENTALI (PROVINCIA DI BOLZANO, ITALIA): UNA REVISIONE.

Enzo Farabegoli¹ & David Tonidandel²

Con 17 illustrazioni

¹ BiGeA – Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali, Università di Bologna, Via Zamboni 67, I-40100 Bologna;
E-Mail: enzo.farabegoli@unibo.it

² Amt für Geologie und Baustoffprüfung/Ufficio Geologia e Prove Materiali, Autonome Provinz Bozen–Südtirol/Provincia Autonoma di Bolzano–Alto Adige, Eggentalerstr./Via Val d'Ega 48, I-39053 Kardaun/Cardano;
E-Mail: david.tonidandel@provinz.bz.it

Key words: Permian, Triassic, facies, cycles, sequences, Dolomites

Riassunto

Vengono presentati in questo lavoro i risultati dell'analisi stratigrafica e delle microfacies di un intervallo che contiene il limite Permiano–Triassico (P–T), in quattro sezioni stratigrafiche ubicate nelle Dolomiti occidentali (Masi Saracini, Sass de Putia W, Seres e Bulla), già oggetto di numerosi studi negli ultimi 30 anni. Abbiamo controllato la posizione e la qualità dei dati di campagna, originali o tratti dalla letteratura, e li abbiamo ottimizzati in modo da evitare sia la sovrapposizione di informazioni, sia la loro ripetizione artificiale nel record stratigrafico. Abbiamo esaminato al microscopio e interpretato le microfacies che compaiono nei tre cicli trasgressivi–regressivi (C1,...,C3), ciascuno dei quali è spesso da circa 1 m ad alcune decine di metri, che compongono la successione. Le microfacies basali e di tetto di ciascun ciclo sono caratteristiche rispettivamente delle veloci fasi trasgressive e regressive; queste ultime sono visibili solo in alcuni siti, ove furono preservate dall'erosione subaerea e da quella connessa con il processo trasgressivo (ravinement) successivi. Le microfacies della parte mediana dei cicli sono invece meno diagnostiche, in quanto i diversi componenti (alghe calcaree, gasteropodi, micro- e macroforaminiferi, crinoidi e bivalvi) risultano quasi ovunque fortemente mescolati. La causa risiede, almeno per il tratto sommitale della Formazione a Bellerophon (i.e. Membro di Bulla) nell'elevata energia delle correnti di tempesta che spazzavano il fondale, profondo alcuni metri, del settore nord-occidentale del Bellerophon Gulf. Un aiuto per l'interpretazione paleogeografica è fornito dalla distribuzione spaziale dei grandi brachiopodi (*Comelicania* sp.) la cui presenza, poco-nulla rimaneggiata, indica le aree di altofondo, ricche di nutrimento.

Il limite fra la Formazione a Bellerophon e la sovrastante Formazione di Werfen è caratterizzato da una breve e intensa fase regressiva (shallowing), che segna l'inizio del più forte evento di scomparsa–estinzione (ME3) nella paleo–Tetide occidentale. Il fortissimo impoverimento dei taxa a scheletro calcareo caratterizza l'accumulo trasgressivo basale (ravinement) della Formazione di Werfen, e si accompagna con la comparsa di microbialiti e stromatoliti anche domiformi e delle ooliti. Queste ultime divengono via via più grandi e meglio formate verso l'alto, ad indicare la stabilizzazione almeno momentanea dell'ambiente marino. L'importante evento biologico di estinzione ME3 derivò da un rapido e complesso cambiamento climatico (più caldo e arido), che sconvolse gli habitat marini di bassa profondità e le aree continentali intorno alla paleo–Tetide occidentale.

In questo caso, infatti, la distribuzione latero-verticale dei sedimenti e delle microfacies segue logiche biologiche e meccaniche quasi-casuali, secondo modelli illustrati recentemente in ambienti attuali di piana tidale bahamiana. La prima apparizione evolutiva del conodonte *Hindeodus parvus* avviene in questo contesto paleogeografico stressato, poco più di 1 m sopra ME3. Per finire, le quattro mappe paleogeografiche presentate in questo lavoro, pur se riferite a brevi periodi di tempo (migliaia-decine di migliaia di anni) in corrispondenza di eventi circa isocroni (limiti di cicli o di parasequenze deposizionali) e corroborati da dati biostratigrafici certi, hanno un carattere schematico.

Zusammenfassung

In dieser Arbeit stellen wir die Ergebnisse stratigraphischer Analysen und Mikrofazies Untersuchungen eines Abschnitts im Bereich der Perm-Trias (P-T) Grenze vor. Die Untersuchungen wurden an vier stratigraphischen Profilen in den westlichen Dolomiten (Masi Saracini, Peitlerkofel W, Seres und Pufels) durchgeführt. In den letzten 30 Jahren standen diese Profile im Mittelpunkt von zahlreichen Studien. Es wurden die Position und die Qualität der Originaldaten und der bestehenden Daten aus der Literatur kontrolliert und optimiert, um einerseits eine Überlappung und andererseits eine Wiederholung in der stratigraphischen Abfolge zu vermeiden. Am Mikroskop wurden die Mikrofazies der drei transgressiv-regressiven Zyklen (C1,..., C3; wobei jeder Zyklus von ca. 1 m bis einigen Zehnermetern mächtig ist) der Abfolge untersucht und interpretiert. Die Mikrofazies an der Basis und am Top jedes Zyklus sind charakteristisch für die jeweiligen schnellen transgressiven und regressiven Phasen, sofern letztere von der subaerischen Erosion und von der darauf folgenden Transgression (ravinement) erhalten geblieben sind. Die Mikrofazies in den Mittelbereichen der Zyklen sind weniger diagnostisch, weil die verschiedenen Komponenten (Kalkalgen, Gastropoden, Mikro- und Makro-Foraminiferen, Crinoiden und Bivalven) fast überall stark durchmischt sind. Der Grund dafür liegt, zumindest für den oberen Abschnitt der Bellerophon Formation (z.B. Bulla Member), bei der hohen Energie der Sturmströmungen, die den einige m tiefen Meeresboden des NW Bellerophon Gulf aufwirbelten. Eine Hilfe für die paläogeographische Interpretation ist die räumliche Verteilung der großen Brachiopoden (*Comelicania* sp.). Ihr kaum umgelagertes Vorkommen deutet auf tiefe und nährstoffreiche Meeresuntergründe.

Die Grenze zwischen Bellerophon Formation und der darüber liegenden Werfen Formation ist von einer kurzen aber intensiven regressiven Phase (shallowing) geprägt. Diese steht für den Beginn des größten Aussterbeereignisses (ME3) innerhalb der westlichen Paläotethys. Der extrem starke Rückgang der Kalkskelett-Taxa charakterisiert die basale, transgressive Ablagerung (ravinement) der Werfen Formation. Gleichzeitig findet das Auftreten von Mikrobialithen, Stromatolithen (auch domförmig) und Ooiden statt. Nach oben hin weisen die Ooiden eine immer größere und besser entwickelte Form auf, was auf eine momentane Stabilisierung des marinen Umfelds deutet. Das wichtige biologische Ereignis des Aussterbens ME3 war die Folge eines schnellen und komplexen Klimawandels (wärmer und trockener). Dieser Wandel brachte die marinen Habitats von geringer Tiefe und die kontinentalen Gebiete um der westlichen Paläotethys aus dem Gleichgewicht. In diesem Fall folgt die laterale und vertikale Verteilung der Sedimente und der Mikrofazies einer biologischen Logik, ist aber dem mechanischen Zufall (oder fast) überlassen, in etwa wie in rezent gezeigten Modellen heutiger Gezeitenflächen der Bahamas. Das erste Auftreten des Conodonten *Hindeodus parvus* ereignet sich in diesem gestressten paläogeographischen Kontext, etwas mehr als 1 m oberhalb des ME3. Die hier präsentierten vier paläogeographischen Karten, trotz Bezug auf kurze zeitliche Perioden (Tausenden - Zehntausenden von Jahren) an fast isochronen Ereignissen (Grenzen von Ablagerungszyklen - Para-Ablagerungssequenzen) und zweifellosen biostratigraphischen Daten, haben einen schematischen Charakter.

Abstract

We analysed four stratigraphic sequences located in the western Dolomites, Italy (Masi Saracini, Sass de Putia W, Seres, Bulla), encompassing the Permian-Triassic boundary (P-T). This stratigraphic interval, 5-20 m thick, is divided by paraconformable-unconformable erosional surfaces in three transgressive-regressive cycles (C1,..., C3). We, first, relocated the rich set of stratigraphic data derived by many researchers in the last thirty years in their exact location, in order to avoid incorrect repetitions of data. Each depositional cycle is from about 1 m to some dozen meter thick. The duration of the investigated interval is ca. 200 ky; the duration of each cycle ranged from less than 20 ky to ca. 100 ky; the magnitude of the sea level changes ranged from 5 to 15 m. Each mass-mortality event (ME1,..., 3) affecting the shallow marine environments of this sector of the western Palaeotethys, corresponds with a regressive phase lasting a few millennia. The acme

of mortality event, ME2, corresponded with a submarine chemical-corrosion event at the boundary Bellerophon-Werfen Formations, followed locally by subaerial exposure and pedogenesis. The qualitative composition of microfascies is in good agreement with the transgressive and regressive tracts of the sedimentary cycles. The same is not true, in particular, for microfascies that form the middle part of the Bulla Member (topmost Bellerophon Formation), which was deposited in upper foreshore environment. Here are represented all the biological components (calcareous algae, macro- and microforaminifers, bivalves, echinoids and gastropods), mixed in different percentages. Weak vertical variation of energy at the marine bottom (packstone vs grainstone) and of composition are not traceable between neighboring sections (a few km) and are thus attributable to local causes. The "current event" at the base of Werfen Formation is only the mechanical process of ravinement that followed locally the emergence of the Bellerophon Formation. The disappearance-extinction events (ME1-ME4) were generated by rapid and complex climate changes that affected at the same time both land and shallow marine areas of the western Palaeotethys. The four paleogeographic maps we reconstructed in this study, even if they concern short time intervals (thousand - ten thousand years), are only general pattern.

1. Introduzione

La serie di eventi che hanno determinato la "madre di tutte le estinzioni" alla fine del Permiano (Erwin, 1993), dopo oltre 160 anni di ricerche e migliaia di lavori scientifici pubblicati, è tuttora oggetto di accanite discussioni. La determinazione delle cause ultime di questa estinzione presenta difficoltà oggettive, sia perché mancano esempi recenti di fenomeni di tale intensità, sia perché i dati raccolti forniscono per lo più solo deboli indizi, che difficilmente possono essere confermati tramite metodologie di indagini diverse. Ciò spiega anche perché alcuni ricercatori hanno interpretato come cause ciò che altri ricercatori hanno inteso essere solo gli effetti del fenomeno. Dopo oltre 40 anni di ricerche "moderne" uno dei pochi risultati condiviso dai ricercatori è che l'estinzione alla fine del Permiano fu prodotta da uno sconvolgimento globale degli ambienti marino e continentale. Per quanto riguarda le cause ultime vengono proposte, alternativamente o variamente combi-

nate, diverse soluzioni possibili dell'enigma, quali: 1) l'impatto di un corpo extraterrestre (cometa o meteorite) (Becker et al., 2001; Kaiho et al., 2002; Basu et al., 2003); 2) rapide trasgressioni o regressioni che hanno causato la perdita degli habitat (cfr. Sepkoski et al. 1991; Hallam & Wignall, 1997, 1999); 3) mega eruzioni vulcaniche (e.g. Kamo et al., 2003; Isozaki et al., 2007; Payne & Kump, 2007; Payne & Clapham, 2012) che hanno riscaldato antichi depositi carboniosi, rilasciando ad ogni eruzione enormi quantità di gas caldi, dominati da CO-CH₄ (cfr. Iacono-Marziano et al., 2012); 4) l'anossia oceanica profonda (e.g. Wignall & Twitchett, 1996; Isozaki, 1997; Hotinski et al., 2001; Kump et al., 2005; Song et al., 2012) che ha raggiunto localmente le aree costiere producendo effetti differenziati (Kershaw et al., 2012); 5) il soffocamento e l'avvelenamento degli organismi respiratori nelle acque oceaniche per le elevate concentrazioni di CO₂ e/o H₂S (Huey & Ward, 2005; Retallack, 2009); 6) l'acidificazione dell'atmosfera e delle acque marine costiere, prodotta da elevate concentrazioni di CO₂ e/o H₂S (Liang, 2002; Payne et al., 2007; Payne & Clapham, 2012; Farabegoli & Perri, 2012).

Tuttavia, una parte della confusione sembra scaturire da un elemento più basilare, qual è il comportamento umano. Confrontando infatti i dati raccolti da ricercatori diversi nelle medesime sezioni stratigrafiche, ma anche quelli raccolti in momenti diversi dallo stesso ricercatore nella medesima sezione, è facile accorgersi che una parte della confusione scaturisce proprio dai diversi metodi, dal diverso dettaglio e dalla diversa accuratezza con cui sono state condotte le osservazioni sul terreno e le indagini in laboratorio.

Vanno ricordati, al contrario, i due comportamenti virtuosi della comunità internazionale dei geologi che hanno permesso di limitare la confusione su questo argomento: 1) i ripetuti confronti che, dopo un iter durato circa 15 anni, hanno portato i ricercatori ad accettare la prima comparsa (FAD) del conodont *Hindeodus parvus* come marker del limite P-T, e la sezione Meishan D come GSSP (Yin et al., 2001); 2) il lungo confronto fra geocronologi e stratigrafi tradizionali, che ha permesso di porre fra 252.6 Ma (Mundil et al., 2004) e 252.28 (Shen et al., 2011) l'età del maggior impulso di estinzione (scomparsa) alla fine del Permiano in Cina meridionale.

Per quanto riguarda i terreni al limite P-T della paleo-Tetide occidentale, la maggior parte dei dati raccolti proviene dalle decine di sezioni stratigrafiche ubicate nelle Alpi meridionali, ad oriente del fiume

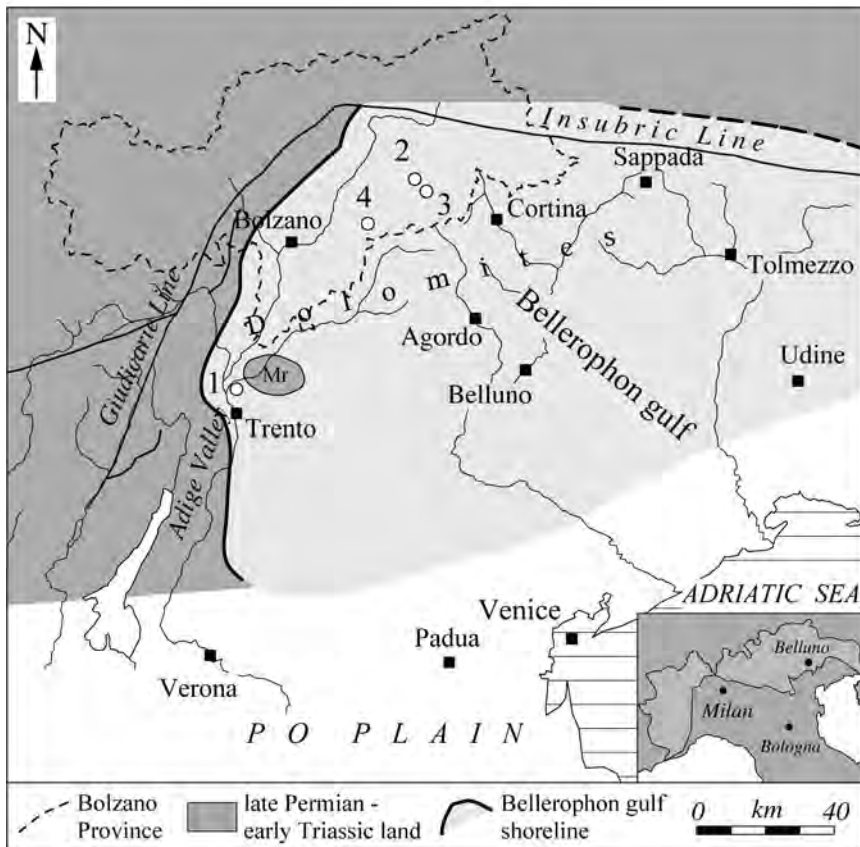


Fig. 1: Ubicazione delle quattro sezioni stratigrafiche studiate nel territorio delle Dolomiti occidentali: 1. Masi Saracini; 2. Sass de Putia W; 3. Seres; 4. Bulla. Sono indicate le aree emerse (Mr è la paleoisola di Monte Rosà) e l'estensione del Golfo a Bellerophon durante la deposizione del Membro di Bulla, poco prima della fine del Permiano.

Fig. 1: Location of examined sections in the western Dolomites: 1. Masi Saracini, 2. Sass de Putia W, 3. Seres, 4. Bulla. Lands, islands (Monte Rosà is Mr) and the Bellerophon Gulf during the deposition of the Bulla Member are indicated.

Adige. In particolare, va ricordata la sezione Bulla, che contiene una buona distribuzione verticale delle faune a conodonti (Perri & Farabegoli, 2003), ed è stata proposta come parastratotipo del limite P-T (Farabegoli et al., 2007). Le sezioni stratigrafiche dettagliate rilevate in Slovenia (cfr. Kolar-Jurkovšek & Jurkovšek, 2007; Kolar-Jurkovšek et al., 2011; Nestell et al., 2011), Ungheria (Haas et al., 2007; Sudar et al., 2008; Hips & Haas, 2009) e Croazia (Fio et al., 2010) hanno poi confermato sostanzialmente la successione biostratigrafica a conodonti riconosciuta nelle Dolomiti.

L'obiettivo di questo lavoro è riproporre all'attenzione degli studiosi alcune sezioni stratigrafiche chiave contenenti il limite Permiano-Triassico, ubicate nella Provincia Autonoma di Bolzano (Dolomiti, Italia) per: 1) descrivere dettagliatamente la distribuzione verticale delle microfacies che caratterizzano le sottili parasequenze deposizionali che contengono alcuni eventi di scomparsa/estinzione riconosciuti in un intorno del limite P-T (cfr. Farabegoli & Perri, 2012); 2) individuare quelle variazioni laterali delle microfacies che permettono di ricostruire l'assetto paleoambientale e paleogeografico

delle singole parasequenze; 3) individuare alcuni punti chiave che permettano di distinguere fra cause (dirette o indirette, locali o globali) ed effetti del fenomeno di scomparsa-estinzione dei taxa.

2. Materiali e metodi

In questo lavoro presentiamo quattro sezioni stratigrafiche (Masi Saracini, Sass de Putia W, Seres e Bulla) ubicate nel territorio della Provincia Autonoma di Bolzano (Fig. 1), ciascuna delle quali è stata studiata approfonditamente da più gruppi di ricerca negli ultimi 40 anni.

In alcuni casi abbiamo raccolto in campagna una successione continua di roccia utilizzando uno strumento di taglio motorizzato. In altri casi, abbiamo estratto campioni strato per strato, avendo cura che ciascun campione coprisse un significativo spessore dello strato-bedset. La sigla del campione di roccia posta a fianco del log stratigrafico indica pertanto anche lo strato (bed) o il gruppo di strati (bedset) più o meno organizzati (co-set). In laboratorio abbiamo realizzato sezioni sottili di dimensioni variabili

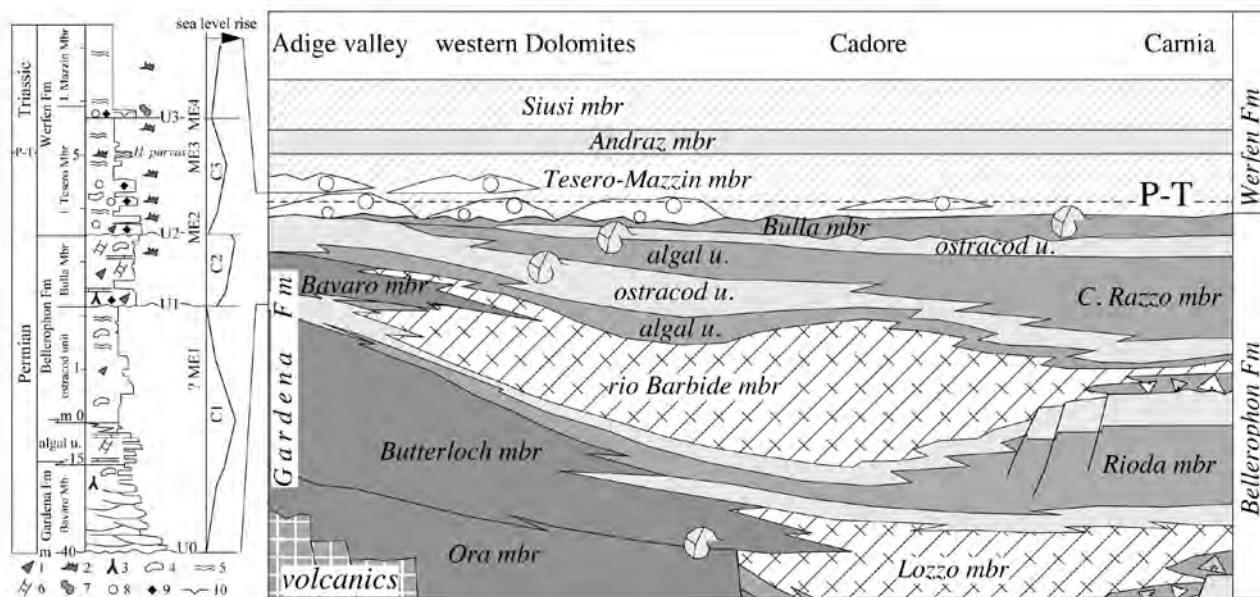


Fig. 2: A sinistra: colonna stratigrafica schematica delle unità al limite P-T nel territorio della Provincia Autonoma di Bolzano, suddivisa in cicli deposizionali trasgressivo-regressivi (C1,..., C3); sono indicate le superfici di discontinuità stratigrafica (U0,...,U3) e le fasi di massima scomparsa-estinzione dei taxa (ME1,...,ME4). Legenda: 1. gasteropodi, 2. conodonti, 3. piccole radici in posizione di crescita, 4. ostracodi, 5. microbialiti e stromatoliti, 6. alghe calcaree verdi, 7. alghe calcaree rosse, 8. ooidi, 9. litoclasti e bioclasti di provenienza extraformazionale, 10. fratture da essiccamento (da Farabegoli & Perri 2012, modificato). A destra: Lo schema illustra le complesse relazioni spaziali fra le unità litostratigrafiche (formali e informali) depositate nel Sudalpino centro-orientale durante il Permiano sup. e il Triassico inf. (da Farabegoli & Viel 1986, modificato).

Fig. 2: Left. The Upper Permian–Early Triassic depositional sequence outcropping in the Bolzano Province is composed of three transgressive–regressive cycles (C1,..., C3), divided by sharp and erosional, unconformable–paraconformable surfaces (U0,..., U3). Four phases of taxa disappearance–extinction have been recognized. Legend: 1. gastropod; 2. conodont; 3. shrub–plant root; 4. ostracod; 5. stromatolites; 6. green calcareous algae; 7. red calcareous algae; 8. oolite; 9. resumé clast; 10. sun crack; U1,..., U3, unconformity or paraconformity; ME1,..., ME4 mass disappearance–extinction time; C1,...,C3 transgressive–regressive cycle; (after Farabegoli & Perri 2012, modified). Right. Upper Permian–Early Triassic lithostratigraphy in the eastern sector of the Southern Alps (after Farabegoli & Viel 1986, slightly modified).

da 5,5x4 cm a 15x10 cm, disposte normalmente alle superfici di strato, in modo da potere osservare in continuo al microscopio ottico le eventuali variazioni verticali e laterali delle microfacies. Alcuni degli strati presentati in questo lavoro sono stati campionati e sottoposti ad indagini specifiche da molti ricercatori (chimica, chimica isotopica, ecc.: cfr. Sephton et al., 2002; Korte & Kozur, 2005; Watson et al., 2005; Farabegoli et al., 2007; Gorjan et al., 2007; Horacek et al., 2007 a, b; Brand et al., 2012; Jia et al., 2012). Da un controllo accurato sul terreno è emerso tuttavia che il posizionamento di alcuni campioni nelle colonne stratigrafiche è perlomeno dubbio, in relazione al dettaglio (mm-cm) richiesto da questa indagine. Il caso più eclatante sono i campioni ubicati da alcuni ricercatori al di sotto di una superficie di unconformity, anziché al di sopra come emerso da controlli più accurati sul terreno. Per evitare di effettuare confronti che avrebbero certamente contribu-

ito ad aumentare la confusione esistente, abbiamo provveduto a collocare/ricollocare i campioni raccolti lungo ciascuna sezione stratigrafica su una colonna di riferimento. Di ciascuna di queste quattro colonne è ben nota in letteratura la posizione geografica ed esistono numerose immagini fotografiche nelle quali sono ben visibili i numeri dei campioni-strati.

3. Assetto stratigrafico

La successione stratigrafica al limite P-T delle Dolomiti è composta da due formazioni depositate in mare basso, note rispettivamente come Formazione a Bellerophon (sotto) e Formazione di Werfen (sopra); entrambe sono suddivise in membri e in unità litostratigrafiche informali (Fig. 2; cfr. Farabegoli & Viel, 1982 a, b). La Formazione a Bellerophon è interdigitata con la laterale e sottostante Fm. di Val

Masi Saracini Section

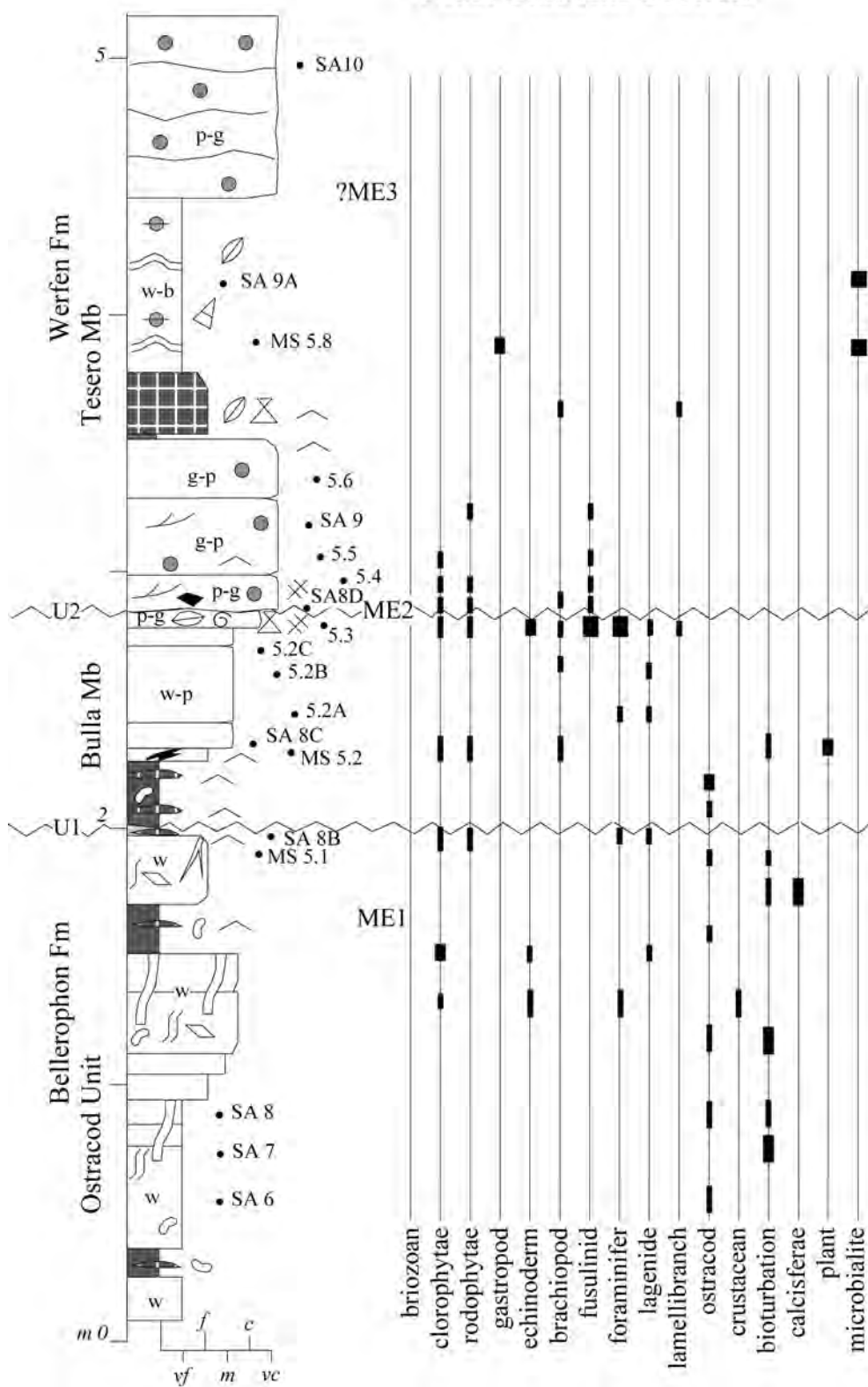


Fig. 3: Sezione Masi Saracini: stratigrafia e microfaccies. Legenda in Fig. 5.
 Fig. 3: Masi Saracini Section: stratigraphy and microfaccies. Legend as in Fig. 5.

Gardena, suddivisa in tre membri (Membro di Ora; Membro del Butterloch; Membro del rio Bavaro). La parte alta della Fm. a Bellerophon è composta da due unità informali-facies interdigitate fra loro (unità ad alghe; unità a Ostracodi) che nelle Dolomiti ricoprono il Membro di rio Barbide e in corrispondenza della Val d'Adige ricoprono il Membro del rio Bavaro delle Arenarie della Val Gardena. Il Membro di Bulla (Farabegoli & Perri, 1998), che costituisce il tetto della Formazione a Bellerophon, è anche quello più esteso, in quanto si estende dalla Carnia alla Val d'Adige. La parte alta della Formazione a Bellerophon costituisce il riempimento finale di un'area marina tardo-Permiana subsidente, il Bellerophon Gulf, allungata NNW-SSE (Fig. 1).

La parte inferiore della Fm. di Werfen è divisa in due unità variamente interdigitate: il Membro di Tesero (originariamente: Orizzonte di Tesero: Bosellini, 1964) composto da prevalenti depositi oolitici alternati a microbialiti, e il Membro di Mazzin, composto da prevalenti siltiti alternate a subordinate microbialiti e a strati e gruppi di strati oolitici. La produzione delle ooliti avveniva per lo più in aree marginali (oolite factories), lungo i bordi del Golfo a Bellerophon e di alcune isole ereditate dal Permiano. Localmente, nei pressi di questi alti topografici, i depositi oolitici alternati a microbialiti persistono fino alla base del Membro di Andraz, che segue stratigraficamente (cfr. Farabegoli & Viel, 1982 a).

Il limite fra le due formazioni si presenta netto, erosivo e paraconcordante nelle quattro sezioni in studio, come documentato localmente da Bosellini (1964) e Farabegoli & Perri (1998). La superficie erosiva si è approfondita per almeno 10 cm nel sottostante Membro di Bulla della Fm. a Bellerophon (Farabegoli & Perri, 2012), ma localmente ha asportato completamente (oltre 1 m) questo membro (cfr. Asse-reto et al., 1973). Nella sezione Sass de Putia W, fra le due formazioni è interposta una lente spessa alcuni millimetri di un paleosuolo bruno-rossastro, tipico di un ambiente temperato (Farabegoli & Perri, 2012). In nessuna delle decine di sezioni stratigrafiche che abbiamo misurato nelle Dolomiti abbiamo osservato, invece, un limite graduale fra le due formazioni, sfumato o per alternanza, come proposto da numerosi AA (cfr. Venzo, 1955; Mostler, 1982; Broglio Loriga et al., 1983; Brandner et al., 1986; Broglio Loriga et al., 1986 a, b; Holser & Magaritz, 1987; Noè, 1987; Brandner, 1988; Buggisch & Noè, 1988; Magaritz et al., 1988; Posenato, 1988, 1989, 1990, 1991, 1998, 2001; Baud et al., 1989; Hallam, 1989; Broglio Lori-

ga & Cassinis, 1992; Wignall & Hallam, 1992, 1996; Wignall & Twitchett, 1996; Hallam & Wignall, 1997, 1999; Kozur, 1998; Beretta & Cimmino, 1998; Beretta et al., 1999; Neri & Posenato, 1999; Scholger et al., 2000; Beretta & Radrizzani, 2001; Rampino et al., 2002; Newton et al., 2004; Korte & Kozur, 2005; Brandner et al., 2009; Chen et al., 2006; Gorjan et al., 2007; Groves et al., 2007; Horacek et al., 2007 a, b; Chen et al., 2009; Horacek et al., 2010; Brandner et al., 2012).

La descrizione delle quattro sezioni stratigrafiche considerate in questo lavoro (Masi Saracini, Sass de Putia W, Seres e Bulla), illustrate rispettivamente nelle Fig. 3, 4, 5 e 6, è incentrata sulle caratteristiche litologiche e le microfacies delle diverse unità litostratigrafiche. Abbiamo scelto di presentare anche la sezione Masi Saracini, che in realtà è ubicata qualche decina di chilometri più a sud, nel territorio della Provincia Autonoma di Trento, perché è costituita da alcune sequenze deposizionali tipiche di facies marine estremamente marginali, utili per interpretare al meglio gli ambienti deposizionali di intervalli coevi ubicati nel territorio di Bolzano.

3.1 Unità a Ostracodi

Questa unità, definita informalmente da Broglio Loriga et al. (1988), successivamente è stata utilizzata ripetutamente (Broglio Loriga et al., 1990; Neri & Posenato, 1999; Neri, 1999; Posenato & Prinoth, 2004; Farabegoli et al., 2007; Posenato, 2009, 2010; Farabegoli & Perri, 2012). È costituita in prevalenza da dolomie in strati sottili e medi, alternate a sottili strati di peliti. Per tale motivo è spesso ricoperta da una coltre detritica che ne rende difficoltoso il campionamento.

Nella sezione Masi Saracini (Fig. 3) l'unità a Ostracodi, spesso ca. 15 m, copre per interdigitazione le alternanze arenaria - pelite del Membro del rio Bavaro della Fm. della Val Gardena, contenenti localmente apparati radicali di piante in posizione di crescita (v. Fig. 2 e Fig. 5 in Farabegoli & Perri, 2012). Il contenuto in frustoli carboniosi è sempre abbondante e le peliti, localmente marnose o sabbiose, contengono rari ostracodi e rarissimi foraminiferi. Il passaggio alla sovrastante unità a Ostracodi è graduale, per l'aumento di dolomie e dolomie marnose, siltose e sabbiose, bioturbate (SA 07; Fig. 7a) e con ostracodi, in gruppi di strati (bedset) saldati, spessi fino 30 cm. Sono frequenti le cavità di dilatazione e dissoluzione, anche

Sass de Putia W Section

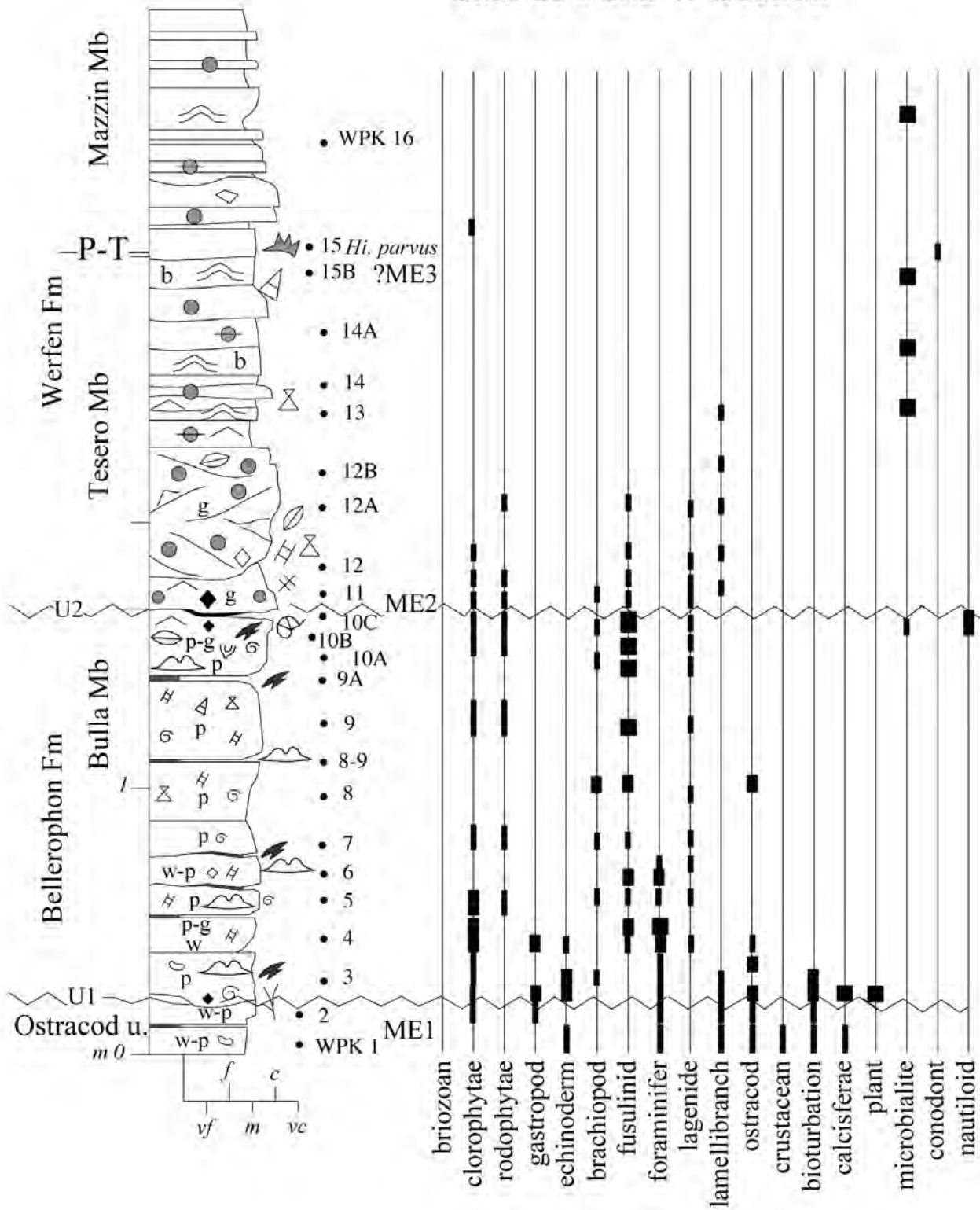


Fig. 4: Sezione Sass de Putia W: stratigrafia e microfaccies. Legenda in Fig. 5.
 Fig. 4: Sass de Putia W Section: stratigraphy and microfacies. Legend as in Fig. 5.

centimetriche, circa parallele alla stratificazione (SA 06; Fig. 7b), così come i noduli carbonatici derivati da sostituzione di gesso e anidrite. Il colore delle intercalazioni pelitiche passa verso l'alto dal grigio al verdastro. Un livello pelitico verdastro caratterizza proprio il tetto dell'unità. Nella sezione Sass de Putia W (Fig. 4) l'unità è molto più spessa, in quanto raggiunge i 60 m. Circa 12 metri sotto il tetto della unità a Ostracodi si intercala un intervallo metrico di pack-grainstone con stratificazione incrociata ad hummocky e ripples da onda, contenente biosomi e bioclasti, fra i quali qualche frammento di organismo biocostruttore (WPK 112 b; Fig. 7c). La parte alta è caratterizzata da mudstone dolomitici siltosi bioturbati con ostracodi (WPK 1; Fig. 7d), spesso con fenestrate e fratture da essiccamento, alternati a peliti. Nella sezione Seres (Fig. 5), ubicata circa 3 km a sud, le microfacies della parte alta dell'unità sono solo in parte simili, in quanto sono ricche in spicole di Oolurie (SER 2; Fig. 7e). Cirilli et al. (1998) hanno studiato i pollini di questa unità nella sezione Seres, e hanno denominato "Cuticle dominated" questa palinofacies; hanno evidenziato la tendenza all'aumento del contenuto in funghi verso l'alto, mentre la vitrinite presenta margini corrosi. La materia organica amorfa scompare al tetto dell'unità, ove sia i palinomorfi che la vitrinite hanno margini corrosi. Nella Sezione Bulla (Fig. 6), invece, le microfacies al tetto dell'unità ad Ostracodi sono monotoni wackestone ad ostracodi e crostacei (BU 1; Fig. 7f).

Posenato & Prinoth (2004) hanno riferito dubitativamente l'unità a Ostracodi al Changhsingiano, in seguito al ritrovamento, nella copertura detritica della porzione alta della Formazione a Bellerophon, di un clasto con facies ad ostracodi contenente l'ammonite *Paratirolites* sp. Nessuna datazione diretta con conodonti è disponibile anche se, sulla base della posizione e dei rapporti stratigrafici, è probabile che l'unità sia riferibile alla biozona a *Hi. praeparvus* (Farabegoli et al., 2007).

3.1.1 Interpretazione paleoambientale-paleogeografica

Complessivamente, l'unità a Ostracodi si è depositata in un piatto ambiente carbonatico pericontinentale, controllato prevalentemente dalla marea, nel quale i banchi carbonatici inter-supratidali limitavano verso terra lagune profonde pochi metri sottoposte a forti stress ambientali. Localmente, nella parte media del deposito, canali di marea profondi alcuni

metri, percorsi da correnti a più alta energia, interrompevano i piatti fondali intertidali e permettevano l'ingresso di nautiloidi e rarissime ammoniti nelle lagune. Come indicato dai pollini, le aree emerse erano coperte da arbusti ed erbe, tipiche di un ambiente semiarido. Tuttavia, almeno all'inizio del periodo, le facies deposizionali, i numerosi frammenti di tronchi e rami contenuti nelle arenarie del Membro del rio Bavaro e il contenuto pollinico indicano che le aree emerse, probabilmente in sollevamento tettonico (Farabegoli et al., 2007), erano ricoperte da una rigogliosa copertura arborea (Cirilli et al., 1998) favorita da un clima più umido (Massari & Neri, 1997). A causa della mancanza di orizzonti guida (es. cineriti vulcaniche) e di una biozonatura dettagliata, è possibile ricostruire solo uno schema paleogeografico sintetico di questo periodo (Fig. 8a). I detriti erosi dal substrato roccioso permiano, affiorante ad ovest della Val d'Adige, costruirono verso occidente una pianura alluvionale umida, larga da qualche chilometro ad alcune decine di chilometri, incisa da canali effimeri, profondi anche alcuni metri. Lungo alcuni tratti, il substrato roccioso terminava verso est con una ripida scarpata, alta anche varie decine di metri, probabilmente riattivata da faglie. Addossati alle scarpate si depositavano prismi di breccie, con blocchi di dimensioni anche metriche. Il medesimo tipo di deposito borda a ovest e a sud l'isola di M. Rosà. La pianura alluvionale poteva passare, più o meno gradualmente, a facies marine di bassa profondità, quali l'unità ad alghe (inferiore) della Formazione a Bellerophon (v. Fig. 2). Questa situazione caratterizza l'area del Sass de Putia. A Masi Saracini, invece, il materiale terrigeno si depositava in un lago-palude costiera, connesso solo saltuariamente con le aree marine.

Le facies carbonatiche che caratterizzano la sommità della successione (spessa da 1 ad alcuni metri) corrispondono invece ad un periodo più arido che ha interessato per alcune migliaia di anni l'area dolomitica. In questo breve periodo, l'ambiente a Sass de Putia - Seres divenne una piana di marea carbonatica, intertidale (Fig. 8b). A Masi Saracini, invece, si formò un piatto ambiente supratidale con forte tendenza evaporitica (ev, in Fig. 8b), paragonabile localmente ad una sebka (Massari & Neri, 1997), che riceveva sottili apporti terrigeni di silt e sabbia, provenienti anche dall'alto topografico di M. Rosà, alternati a breccie. A Bulla, invece, persisteva un ambiente di laguna a deposizione carbonatica subtidale, ristretta e sottoposta a condizioni ambientali stressanti; l'apporto terrigeno consisteva in silt trasportato dal vento (Farabegoli

Seres Section

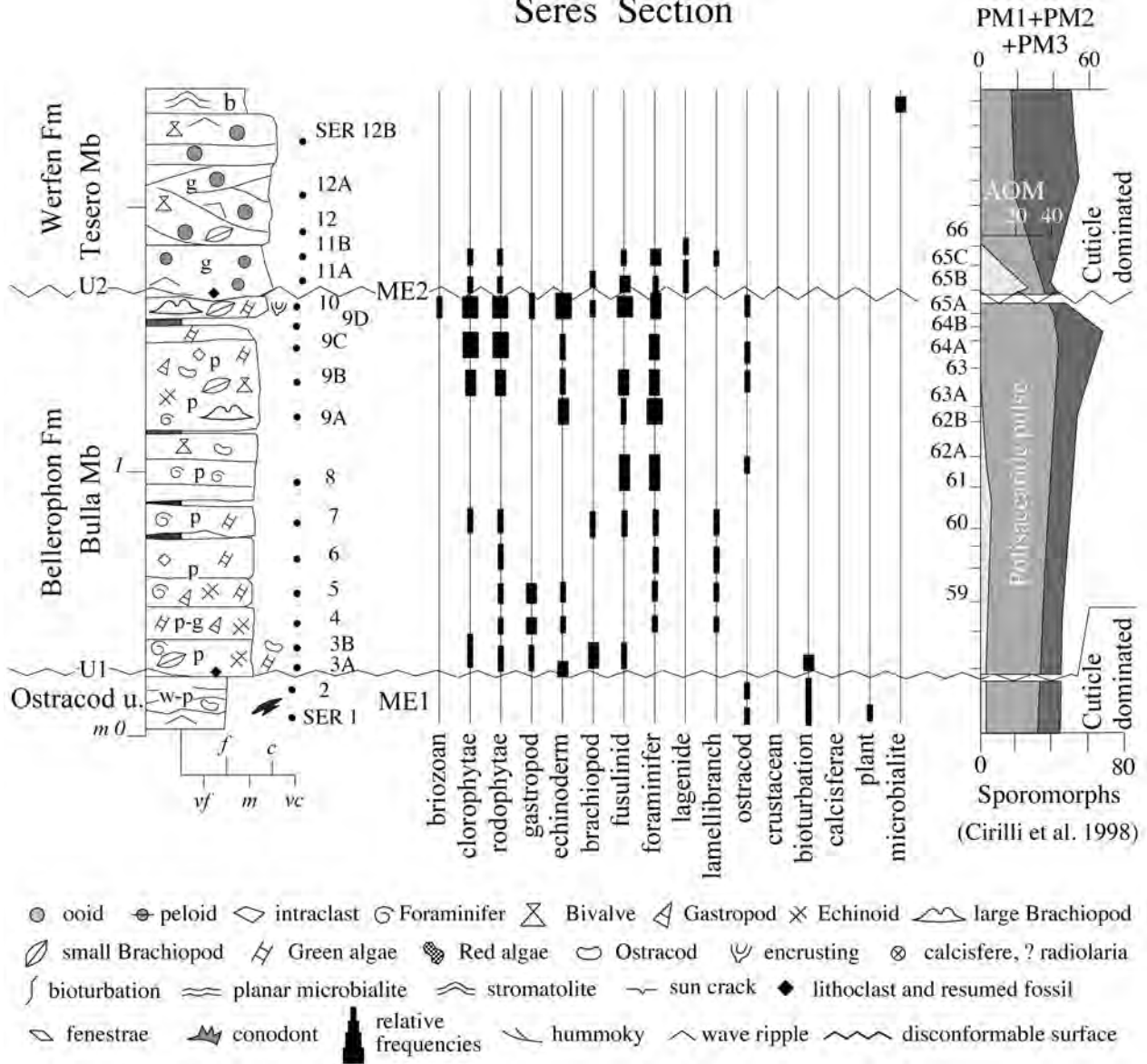


Fig. 5: Sezione Seres: stratigrafia e microbiofacies. La distribuzione verticale della sostanza organica derivata dalle terre emerse (AOM), dei frammenti di sostanza derivata da alberi (PM) e degli sporomorfi è tratta da Cirilli et al. (1998).

Fig. 5: Seres Section: stratigraphy and microfossils. Right. The distribution of land derived organic matter (AOM), palynomaceral higher plants debris (PM) and Sporomorphs is after Cirilli et al. (1998).

Bulla Section

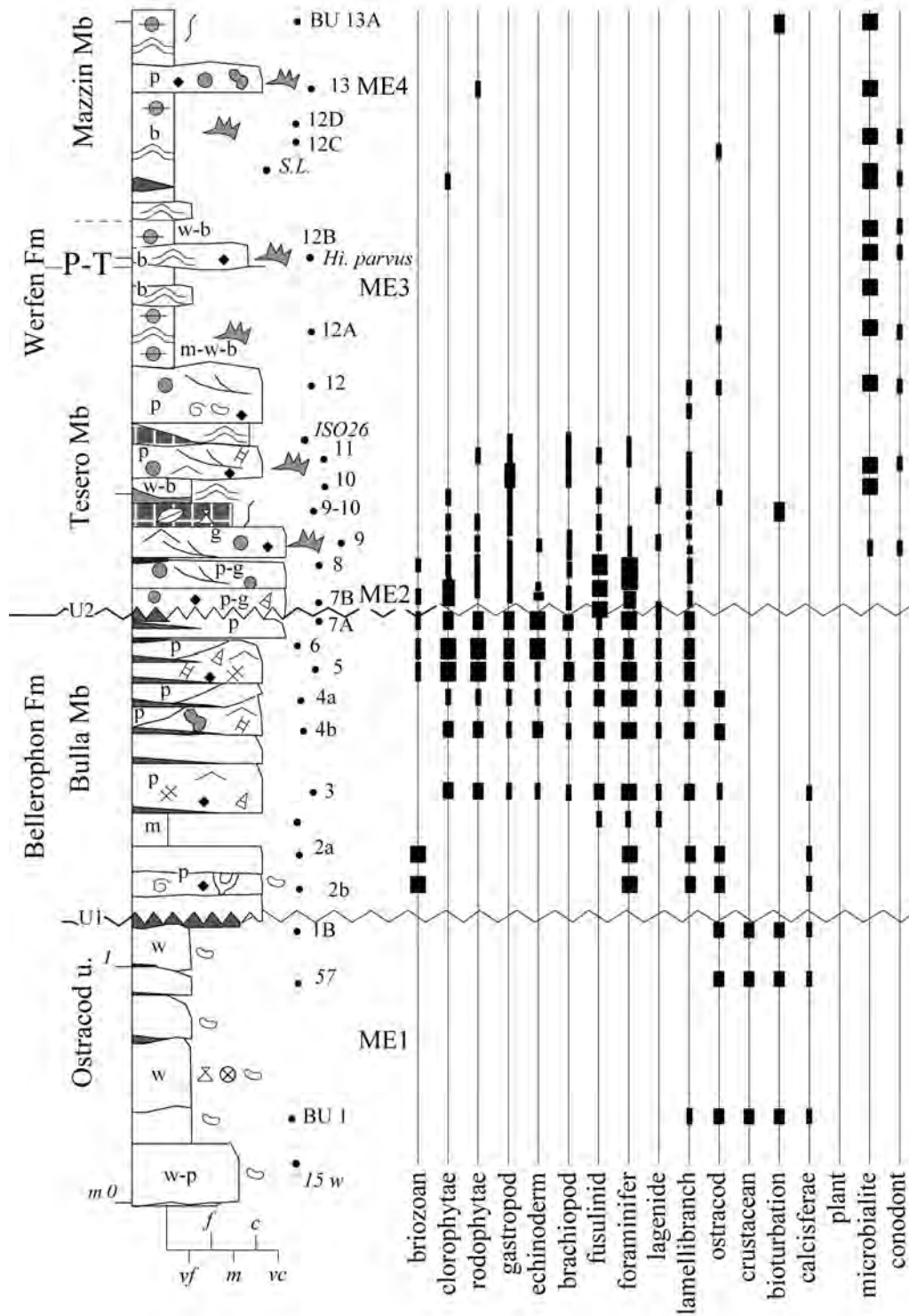


Fig. 6: Sezione Bulla: stratigrafia e microfacies. Legenda in Fig. 5.

Fig. 6: Bulla Section: stratigraphy and microfacies. Legend as in Fig. 5.

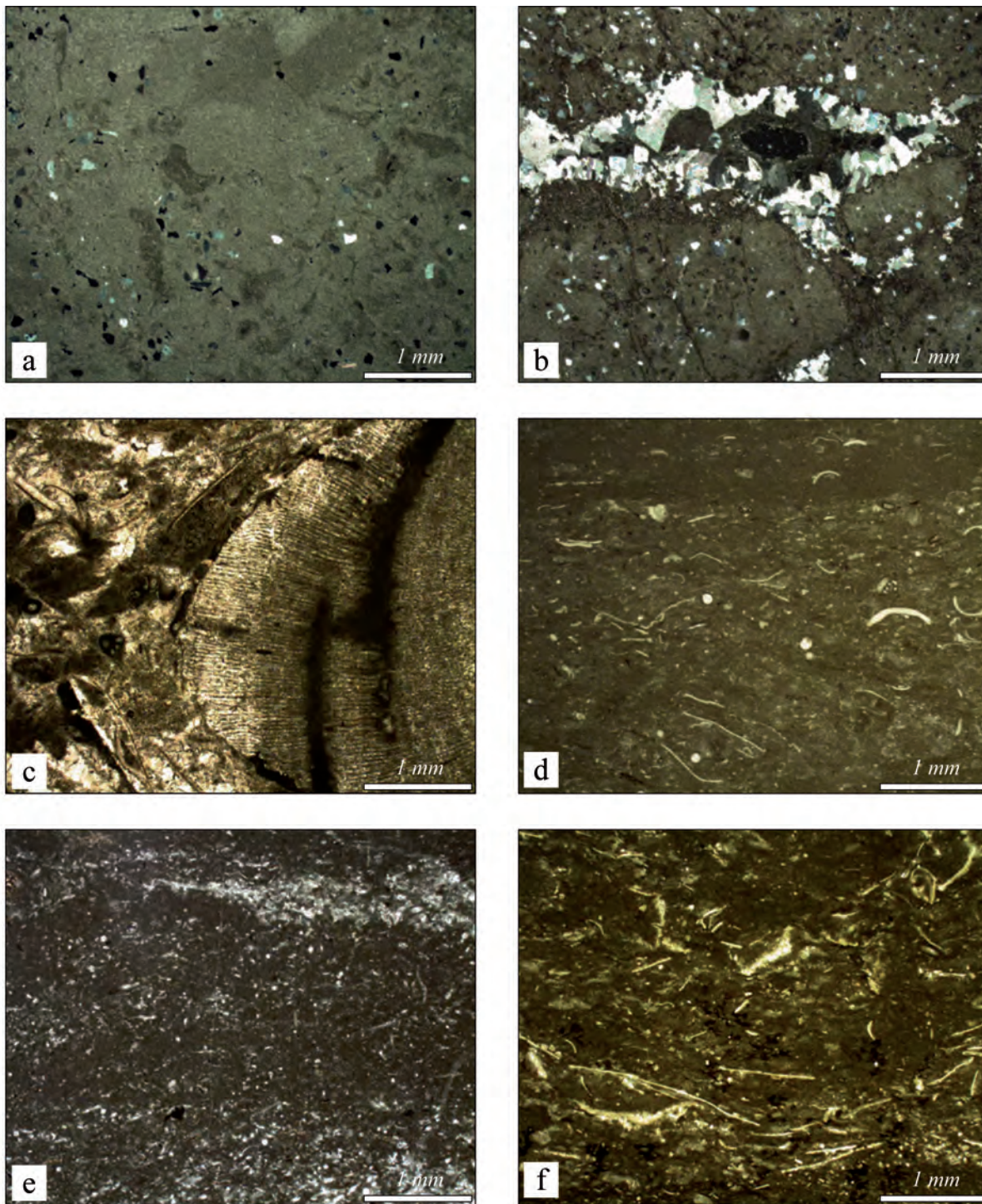


Fig. 7: Facies e microfaccies dell'unità a Ostracodi. a) mudstone bioturbato con sparsi granuli di quarzo (SA 07); b) dettaglio del riempimento in fase diagenetica di una cavità lunga circa 2 cm, parallela alla stratificazione (SA 06); c) il clasto di un piccolo organismo costruttore (?briozoo) è incluso nei grainstone dell'Unità ad alghe ubicata circa 12 m al di sotto del Membro di Bulla (WPK 112 B). Durante alcune fasi di accrescimento l'organismo subì in parte processi di micritizzazione; la parte esterna è erosa o incrostata da foraminiferi; d) wackestone - mudstone con ostracodi, crostacei e calcisfere (WPK 1); e) wackestone-packstone con abbondantissime spicole di ?Oloturie, oltre a calcisfere e ostracodi (SER 2); f) wackestone con ostracodi, calcisfere e crostacei (BU 1).

Fig. 7: Facies and microfacies of the Ostracod unit. a) bioturbated mudstone with scattered quartz grains (SA 07); b) detail of an elongated cavity parallel to the bedding that was partially filled with spar during the diagenesis (SA 06); c) a small reef-building (?bryozoan) transported in the grainstone of the Algal unit (Fig. 2). During some phases of growth, the skeleton was micritised. The outer part of the biosome was encrusted by foraminifera (WPK 112 B, about 12 m below the Bulla Member); d) wackestone and mudstone with autochthonous ostracods, crustaceans and calcispheres (WPK1); e) wackestone-packstone with frequent spines (?Oloturians), calcispheres and ostracods (SER 2); f) Wackestone-packstone with autochthonous ostracods, calcispheres and crustacean (BU 1).

et al., 2007). Occorre notare che i detriti di piante vascolari, funghi e licheni derivati dalle aree emerse (xantoni, dibenzofurani e naphthaleni alchilati) rinvenuti da Watson et al. (2005) nelle marne verdastre della sezione Vigo Meano (Masi Saracini) dimostrano che condizioni fortemente stressanti destabilizzarono contemporaneamente sia l'ecosistema marino marginale, sia le vicine aree continentali. La distribuzione planimetrica delle facies rilevate ci porta ad ipotizzare la presenza verso sud-est di aree di alto topografico, a probabile deposizione carbonatica intertidale, disposte sia all'interno della laguna ristretta sia lungo il margine che la separava dall'ambiente marino più aperto ubicato a SE. Le facies prevalentemente supratidali e il leggero aumento dell'apporto terrigeno, registrati nella parte sommitale, sembrano indicare una breve fase di stazionamento basso del livello del mare durante un periodo prevalentemente arido. La successione shallowing upwards dell'intervallo che seguì l'impulso terrigeno del Membro del rio Bavaro rappresenta il riempimento temporaneo del Bellerophon Gulf (Farabegoli et al., 2007), e la base di sequenza deposizionale, ovvero la parte superiore del ciclo sedimentario C1 (Fig. 2). La presenza locale di ambienti a più alta energia e leggermente più profondi (3-10 m) nel tratto intermedio del ciclo C1 potrebbe essere il risultato di una fase trasgressiva di una sequenza deposizionale ad alta frequenza. Una parziale conferma potrebbe essere rappresentata da alcuni frammenti di alghe calcaree rinvenuti a Masi Saracini; nel complesso, però, mancano elementi conclusivi per escludere che si tratti di variazioni paleobatimetriche locali, prodotte da una più elevata subsidenza non compensata rapidamente dalla deposizione carbonatica.

In tutte le sezioni in studio, il tetto dell'unità ad Ostracodi è troncato da una superficie netta e paraconcordante. Nella sezione Masi Saracini, la più marginale, la superficie è chiaramente erosiva a piccola scala (Fig. 9). L'effettiva durata dello hiatus, ove presente, non è assolutamente determinabile.

La fase regressiva al tetto della successione è stata correlata da Farabegoli et al. (2007) e da Farabegoli & Perri (2012) con la regressione riconosciuta nello strato 24e della sezione Meishan (Cina meridionale) (cf. Zang et al., 1996; Tong et al., 2007), in corrispondenza di quella che molti ricercatori considerano uno dei più importanti eventi di estinzione-scomparsa alla fine del Permiano, prodotto dalla destabilizzazione dell'ecosistema marino equatoriale lungo il bordo orientale della paleo-Tetide.

3.2 Membro di Bulla

Si tratta di una sottile unità tabulare, diffusa in tutto il Bellerophon Gulf delle Alpi Meridionali. Lo spessore dell'unità nelle quattro sezioni misurate varia da 84 cm (Masi Saracini) a 148 cm (Sass de Putia W). L'unità è costituita da prevalenti strati e gruppi di strati cm-dm di calcareniti, alternate a sottili strati mm-cm di peliti siltoso-sabbiose, di colore da grigio a grigio scuro. L'unità è stata campionata in modo continuo nelle quattro sezioni in studio, ma le microfaccies illustrate si riferiscono principalmente agli strati carbonatici.

Il Membro di Bulla è stato campionato nelle vicinanze dei Masi Saracini, lungo tre tracce di sezioni distribuite su un fronte lungo un centinaio di metri, orientato circa NO-SE. La successione verticale delle facies e microfaccies può essere così riassunta:

- 1) La base è costituita da una pelite grigia molto scura (marrone, color tabacco, ove alterata) alternata a silt grigio, ricco in frustoli carboniosi e resti di foglie, con stratificazione lenticolare, mm-cm, discontinua e continua per ripples da onda (Fig. 10 a).
- 2) La parte inferiore-media è un packstone bioturbato, con rare alghe calcaree (Fig. 10 b).
- 3) La parte media è un packstone fine con rari ostracodi, rarissimi foraminiferi e piccole alghe calcaree. Localmente, piccoli aggregati di fantasmi calcitizzati di cristalli e noduli diagenetici di gesso-anidrite (Fig. 10 c).
- 4) La parte media-superiore è un packstone fine, con intraclasti, foraminiferi, articoli di crinoidi (Fig. 10 d) e crostacei.
- 5) La parte superiore è un packstone medio, in strati centimetrici a giunti ondulati (v. Fig. 5g in Farabegoli & Perri, 2012), con strutture trattive da ripples da onda e hummocky, troncata al tetto da una superficie erosiva (Fig. 10 e), composto da una varietà di fossili: foraminiferi di diversi generi, crinoidi, echinoidi, alghe sia ben conservate che micritizzate, scure (Fig. 10 f; cf. Fig. 5h in Farabegoli & Perri, 2012).

Complessivamente gli organismi a scheletro carbonatico sono pochi in quasi tutta l'unità, e i taxa indicano ambienti di bassa energia e stressati. Solo il bedset sommitale è ricco in taxa, relativamente dif-

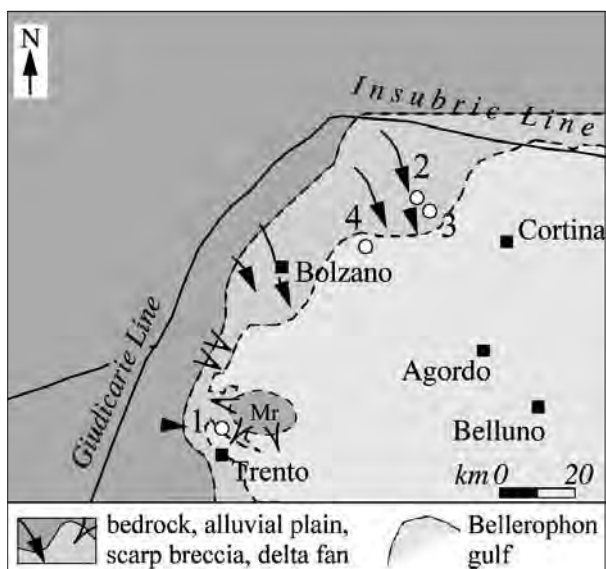


Fig. 8a: Mappa paleogeografica schematica del settore occidentale delle Dolomiti, alla fine della deposizione del Membro del rio Bavaro e all'inizio della deposizione dell'unità a Ostracodi: una fascia di pianura alluvionale larga alcuni chilometri si interponeva fra l'area emersa (Val d'Adige) e una laguna ristretta verso SE. L'isola di M. Rosà (Mr) si ergeva qualche decina di metri al di sopra del livello del mare. Paleocorrenti da Massari & Neri (1997).

Fig. 8a: Palaeogeographic sketch map of the western Dolomites at the transition from the Bavaro Member to the Ostracod unit. An alluvial plain, about ten kilometers wide linked the hilly area with restricted lagoon environments of the Bellerophon Gulf. The island of Mount Rosà (Mr) was a relief of a few tens of meters above the mean sea level. From the sides of the island were detached blocks tumbling down to the lagoon. Fluvial paleocurrents after Massari & Neri (1997).

ferenziati, in corrispondenza di un rapido aumento del livello di energia idraulica marina.

I campioni del Membro di Bulla esaminati nelle sezioni Sass de Putia W e Seres rappresentano oltre il 50% dell'unità, e sono caratterizzati dalle seguenti microbiofacies:

1) La parte basale comprende la transizione rapida dalle facies intertidali della sottostante unità a Ostracodi, a packstone (Fig. 11 a) con alghe calcaree, lamellibranchi, gasteropodi e grossi frammenti centimetrici calcitizzati, orientati da parallelamente a

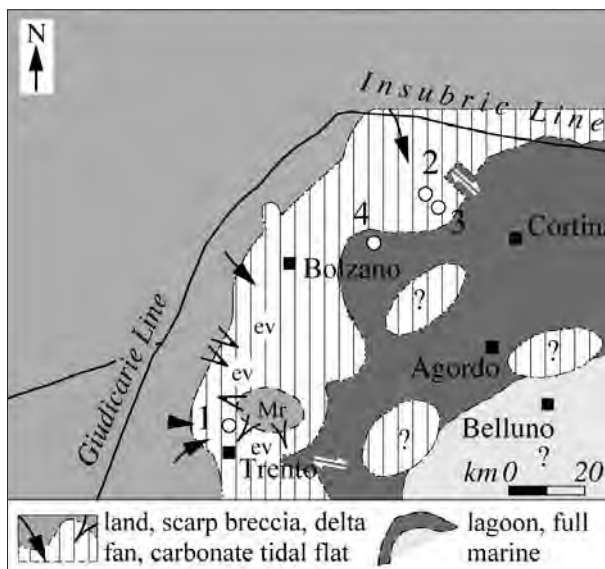


Fig. 8b: Mappa paleogeografica schematica del settore occidentale delle Dolomiti, alla fine della deposizione dell'unità a Ostracodi. Durante questa fase arida prevaleva la deposizione di carbonati di pianura di marea, localmente con facies decisamente evaporitiche (ev). Banchi a deposizione intertidale si ergevano dalla laguna ed erano percorsi da canali di marea. Più a SE dovevano depositarsi facies marine più aperte del Bellerophon Gulf. L'isola di M. Rosà (Mr) costituiva un rilievo che si ergeva qualche decina di metri al di sopra del livello del mare. Dai fianchi dell'isola si staccavano blocchi che rotolavano fino alla laguna. Paleocorrenti fluviali da Massari & Neri (1997).

Fig. 8b: Palaeogeographic sketch map of the western Dolomites during the dry period at the top of the Ostracod unit. The hilly area was bordered by a carbonate tidal flat, from which the island of Mount Rosà (Mr) was emerging for some tens of meters. The carbonate tidal flat was punctuated by some areas with evaporitic deposits (ev). From the sides of the island were detached blocks tumbling down to the tidal flat. The latter was dissected by tidal channels that connected them to the lagoon, which was punctuated by carbonate tidal flats. The lagoon was connected to the southeast to the marine facies of the Bellerophon Gulf. Fluvial paleocurrents after Massari & Neri (1997).

normalmente alla stratificazione, Farabegoli & Perri (2012) hanno individuato localmente nel campione WPK 3 resti di apparati centimetrici radicali (v. Fig. 3 c, op. cit.).

2) Il packstone-grainstone dello strato WPK 4 è caratterizzato da foraminiferi, alghe calcaree e lamellibranchi (Fig. 11 b).

3) Nella parte centrale dell'unità (WPK 5, 6, 7 e 8) prevalgono packstone molto compattati e molto ricristallizzati, con facies a fusulinidi, foraminiferi



Fig. 9: Il dettaglio della Sezione Masi Saracini mostra il contatto netto fra le marne verdi sommitali dell'unità a Ostracodi e le marne grigio scure basali del Membro di Bulla.

Fig. 9: Masi Saracini section. The photo shows the sharp, erosional and paraconformable contact between the greenish marls at the top of the Ostracod unit and the dark marls at the base of the Bulla Member.

e alghe calcaree, con pochi echinodermi; i lagenidi sono presenti ovunque ma rari (cfr. Groves et al., 2007), così come gli ostracodi (Fig. 11 d). Diventano più frequenti i grandi brachiopodi.

4) La parte alta (bedset WPK 10) è un packstone che passa in alto a un grainstone contenente foraminiferi, fusulinidi, alghe calcaree e numerosi intraclasti arrotondati (Fig. 11 e, f). Inoltre, la parte alta del bedset 10 contiene una fauna a brachiopodi molto diversificata (Comelicania, Comelicothyris, Janiceps, Ombonia, Orthothenina e Septospirigerella; Posenato, 2010), frammenti carboniosi centimetrici di rami e tronchi fluitati, e rari nautiloidi.

Nella vicina sezione Seres, la distribuzione verticale delle microfacies del Membro di Bulla (Fig. 5) è molto simile a quelle di WPK. Cirilli et al. (1998) hanno indicato come "Polisaccaride pulse" questa facies (campioni 57-64 B), che è caratterizzata dal contemporaneo aumento dei PM (1+2+3), degli sporomorfi e del contenuto in CaCO_3 . In realtà, dal momento che il limite superiore del Membro di Bulla non è posizionato fra i campioni 64 B e 65 A, come indicato da Cirilli et al. (1998), ma giace leggermente più in alto, i.e. fra i campioni 65 B e 65 A, risulta che la palinofacies al

tetto dell'unità cambia drasticamente fra il campione 64 B e 65 A (corrispondenti rispettivamente al SER 9C e SER 10 nella Fig. 5) e, per la diminuzione dei PM, degli sporomorfi e del CaCO_3 , ridiventa "cuticle dominated" come la sottostante unità a Ostracodi.

I campioni raccolti e sezionati nella sezione Bulla (Fig. 6) coprono circa il 40% dell'unità e mostrano:

1) La microbiofacies basale è relativamente povera, caratterizzata dalla comparsa di lamellibranchi, foraminiferi, organismi incrostanti e briozoi (Fig. 12 a), con qualche clasto millimetrico subarrotondato, eroso dalla sottostante unità a Ostracodi.

2) Il contenuto in fossili aumenta nei packstone del tratto intermedio (BU 4-6) nei quali sono rappresentate tutte le componenti fossilifere (Fig. 12 b, c) inclusi grandi esemplari di *Bellerophon* sp. (Fig. 12 d).

3) Nella parte inferiore-media dello strato sommitale (BU 7A) sembra diminuire leggermente il contenuto in alghe mentre aumenta quello in echinodermi (Fig. 12 e), come già osservato da Gorjan et al. (2007). La parte sommitale, invece, è un grainstone fossilifero, ricco in fusulinidi e piccoli litoclasti arrotondati (Fig. 12 f).

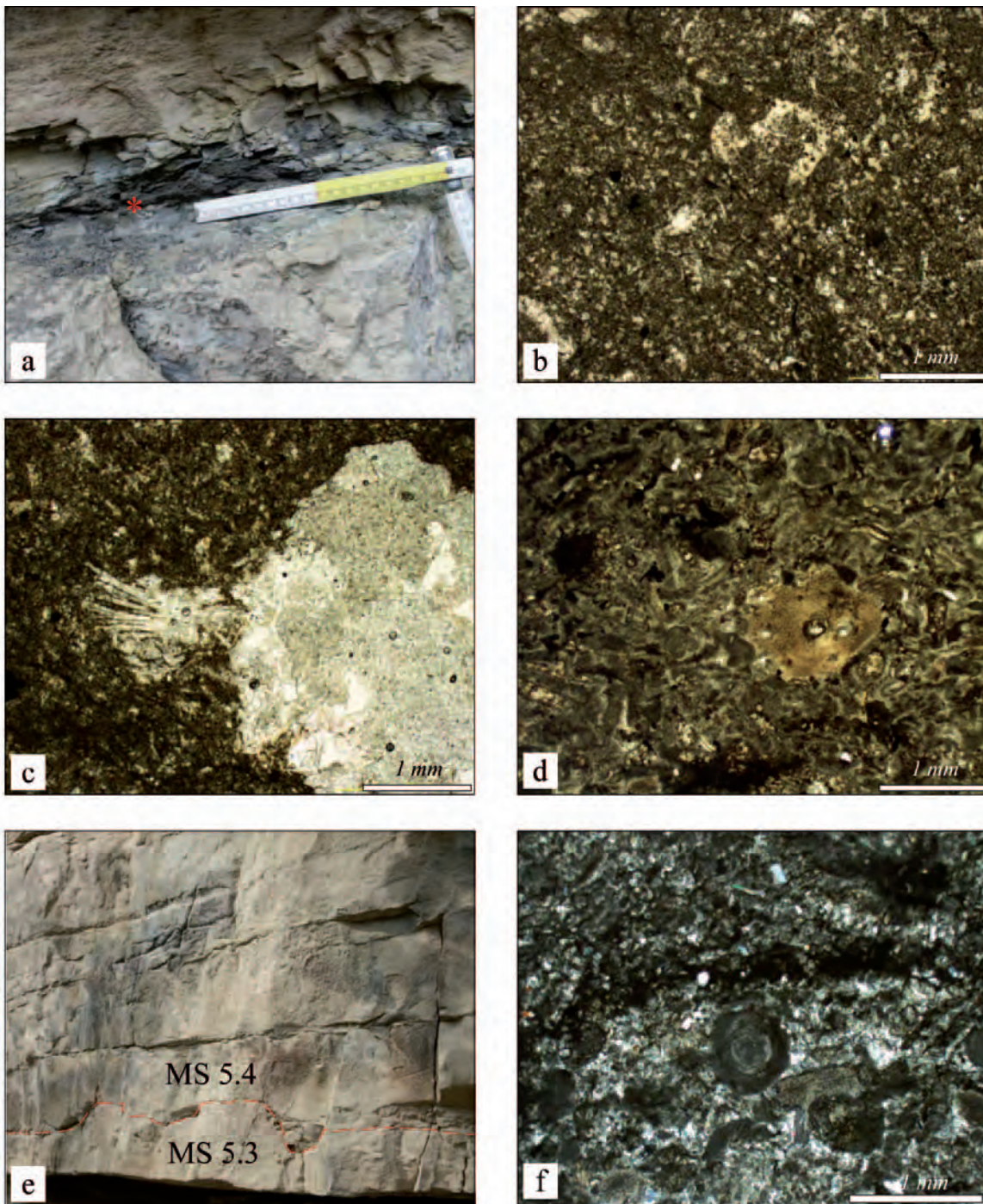


Fig. 10: Facies e microfaccies del Membro di Bulla nella Sezione Masi Saracini. a) Limite netto paraconcordante ed erosivo (asterisco) fra le marne verdi sommitali dell'unità a Ostracodi e le marne scure basali del Membro di Bulla, che passano gradualmente verso l'alto a siltiti ricche di foglie; b) packstone fine con pellets, frammenti di piccole alghe calcaree, ostracodi, lamellibranchi, bioclasti indeterminati (MS 5.2); c) fantasmi calcitizzati di aggregati di cristalli e di un nodulo di gesso-anidrite entro un packstone fine (SA 8); d) packstone con clasti indeterminati, ostracodi e rari articoli corrosi di crinoidi (MS 5); e) la linea tratteggiata è il limite netto ed erosivo fra la sommità del Membro di Bulla (MS 5.3) e la base del Membro di Tesero (MS 5.4); f) grainstone-packstone con numerosi articoli di crinoidi e un foraminifero con esteso involuppo microbialitico alla sommità del Membro di Bulla (MS 5.3).

Fig. 10: Facies and microfossils of the Bulla Member in the Masi Saracini Section. a) The asterisk marks the erosional and paraconformable contact between the greenish marls at the top of the Ostracod unit and the dark marls at the base of the Bulla Member. The dark marls pass gradually upwards to lenticular and wavy bedded siltstone rich in leaves and plant debris; b) packstone with pellets, small fragments of calcareous algae, ostracods, lamellibranchs and undetermined bioclasts (MS 5.2); c) a fine packstone with ghosts of aggregates of crystals and a nodule of gypsum or anhydrite (SA 8); d) the packstone contains undetermined clasts, ostracods and few crinoid ossicles; e) the dotted line is the erosional and paraconformable contact between the top of the Bulla Member (MS 5.3) and the base of the Tesero Member (MS 5.4); f) the grainstone-packstone contains several crinoid ossicles and a foraminifer with a thick microbialitic envelop (top of the Bulla Member, MS 5.3).

3.2.1 Interpretazione paleoambientale-paleogeografica

Nella sezione Masi Saracini le facies deposizionali che succedono a quelle inter-supratidali dell'unità a Ostracodi sono riferibili ad un ambiente stressato lagunare-prossimale, qui interpretato di bassissima-bassa profondità (1-3 m) per la presenza esclusiva di stratificazione incrociata da onda (v. Fig. 506 in Reineck & Singh, 1973). L'apporto terrigeno fine è ricco in sostanza organica di origine vegetale. L'ambiente deposizionale diviene improvvisamente marino prossimale e a più alta energia nel tratto sommitale, ma è ancora stressato. L'area del Sass de Putia - Seres mostra invece una transizione rapida dalle precedenti facies carbonatiche peritidali ad un ambiente marino normale, ricco di faune e flore anche molto differenziate, che persiste nel tratto medio - superiore. Nell'area della sezione Bulla, la transizione ad ambienti più aperti e ricchi di vita sembra leggermente ritardata, ma anche in questo caso il tratto superiore non è dissimile da quello osservato nella sezione Sass de Putia W.

In definitiva, l'ambiente deposizionale della parte centrale-sommitale del Membro di Bulla è riferibile ad un ambiente marino normale. Ciò è confermato anche dal fatto che complessivamente nell'unità sono state riconosciute quasi 150 specie di organismi bentonici a scheletro carbonatico (cfr. Noè, 1987; Farabegoli et al., 2007; Groves et al., 2007; Posenato, 2010; Farabegoli & Perri, 2012) appartenenti a quasi 40 generi (Brand et al., 2012). Un numero così elevato di taxa bentonici è confrontabile con quello degli ambienti costieri marini intertropicali, non coralligeni, attuali. Il tratto sommitale dell'unità, che è caratterizzato dalla diminuzione degli sporomorfi, che appaiono maggiormente degradati, è stato interpretato da Cirilli et al. (1998) come il prodotto di una fase trasgressiva (intendendo, probabilmente, la successiva trasgressione del Membro di Tesero) durante una fase climatica che favorì la produzione di suoli ricchi di humus. La nostra interpretazione, che maggiormente si accorda con il contesto stratigrafico, è che questo intervallo rappresenti invece il breve tratto regressivo di una sequenza deposizionale, perfettamente percepibile nella vicina sezione Sass de Putia, in concomitanza con una importante fase di distruzione della copertura forestale delle aree continentali. Il tratto regressivo sommitale non è presente a Masi Saracini; non possiamo escludere che sia stato eroso durante la fase di emersione che produsse il fit-

to reticolo di drenaggio superficiale (cf. Fig. 10 e, con le Fig. 5 g, h in Farabegoli & Perri, 2012). Nell'area di Bulla, il tratto regressivo sommitale è appena accennato e comunque di dubbia interpretazione (cfr. Brandner et al., 2009; Brandner & Keim, 2011; Farabegoli & Perri, 2012).

Anche in questo caso, mancando orizzonti guida all'interno dell'unità, nonché una biostratigrafia estremamente dettagliata, è possibile ricostruire solo una mappa paleogeografica schematica (Fig. 13). Le aree emerse erano bordate da lagune e ambienti marini marginali, per lo più stressati, che passavano al largo ad ambienti prettamente marini. I fondali marini erano dominati da alghe calcaree, foraminiferi e articoli di crinoidi. Purtroppo, il rimaneggiamento e le commistioni operate dal moto ondoso e dalle correnti di tempesta impediscono di operare suddivisioni paleogeografiche dettagliate, distinguendo le vere tanatocenosi. Occorre notare che anche nella letteratura specialistica recente, forse per gli stessi fenomeni di trasporto-accumulo, non vengono riportati limiti certi dei biotopi marini e neppure vengono specificati i criteri atti ad individuarli (cfr. Boudagher-Fadel, 2008). Nel caso in esame, un'informazione paleogeografica aggiuntiva proviene dalla distribuzione spaziale dei brachiopodi di grossa taglia, poco o nulla rimaneggiati (v. Brand et al., 2012). Sulla base dell'analisi di facies in queste ed altre sezioni stratigrafiche, essi sembrano concentrarsi in alcune aree di altofondo, spazzate da correnti marine a più alta energia, che probabilmente trasportavano il nutriente. Tali aree, sulla base dei pochi casi disponibili, erano ubicate sia offshore sia in baie, quale quella ubicata a meridione dell'isola di M. Rosà. La presenza prevalente fra i fossili di articoli di crinoidi (sempre di dimensioni millimetriche) può segnalare la vicinanza di praterie a crinoidi, spazzate solo saltuariamente da correnti distruttive ad alta energia. L'alternanza lungo la stessa sezione di strati con microfaccies rappresentative di livelli ad energia marina anche molto diversa (es. packstone fini vs. grainstone a granulometria grossolana-molto grossolana), peraltro mai correlabili con certezza fra sezioni distanti anche pochi chilometri, è interpretabile verosimilmente in termini di variazioni quasi-casuali dei fattori locali (es. correnti marine alimentate da venti con fetch diversi) piuttosto che da cambiamenti ambientali sopraregionali (es. variazioni del livello del mare). Le uniche variazioni certe del livello del mare sono pertanto: 1) l'innalzamento rapido che ha guidato la trasgressione basale, portando l'ambiente marino

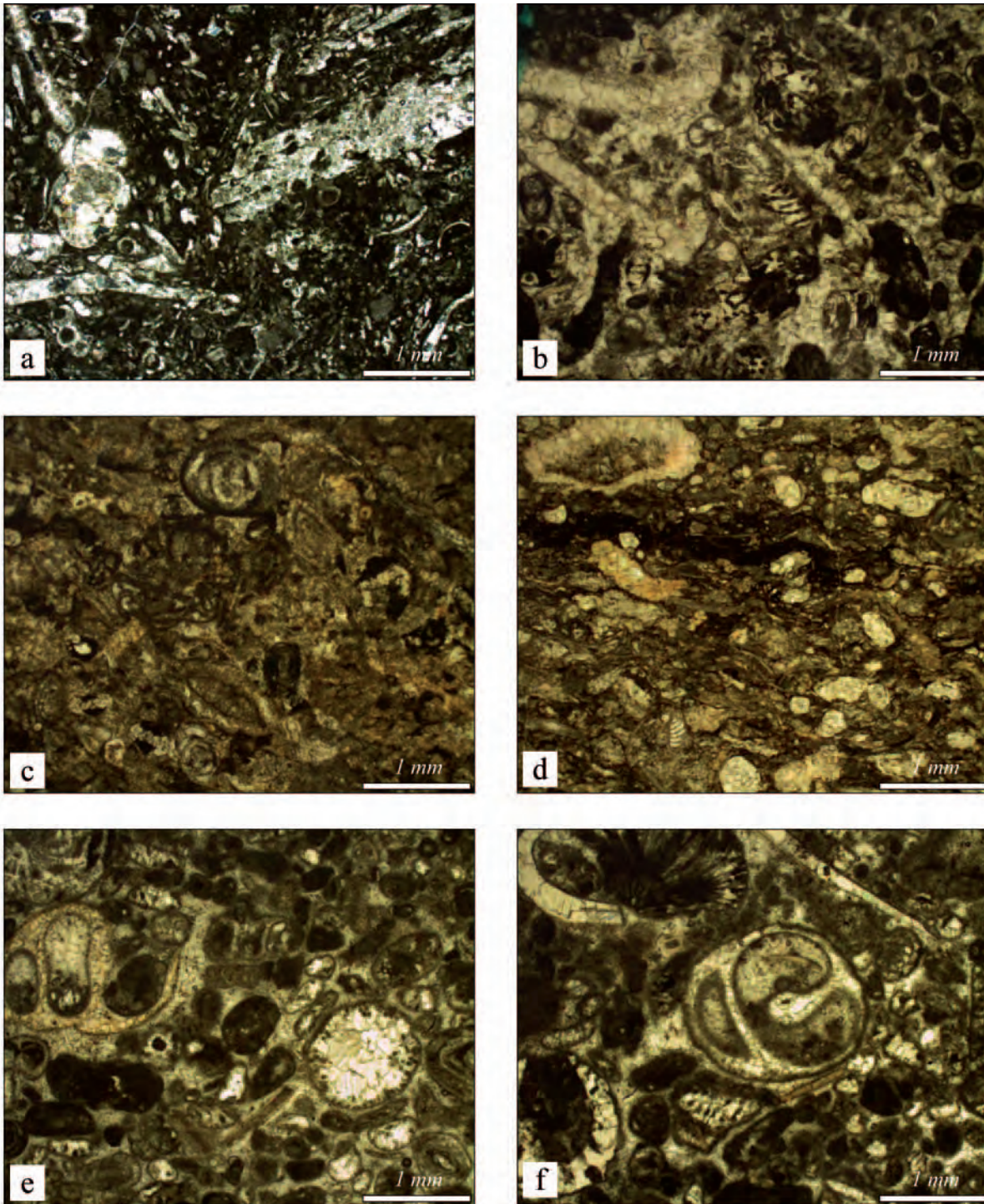


Fig. 11: Microbiofacies del Membro di Bulla nella Sezione Sass de Putia. a) Packstone con alghe calcaree, lamellibranchi, gasteropodi e un grosso frammento calcitizzato di natura indeterminata (?radice; WPK 3); b) packstone-grainstone con numerosi foraminiferi, lamellibranchi, alghe calcaree e clasti indeterminati (WPK 4); c) packstone con fusulinidi, foraminiferi e alghe calcaree (WPK 6); d) packstone molto addensato, con fantasmi di foraminiferi, ostracodi, lagenidi, alghe calcaree e brachiopodi (WPK 8B); e) grainstone con foraminiferi micritizzati, fusulinidi, alghe, gasteropodi e clasti subarrotondati di incerta origine (WPK 10 base); f) grainstone con foraminiferi, fusulinidi, lamellibranchi, alghe calcaree, gasteropodi e clasti subarrotondati di incerta origine (WPK 10 mid).

Fig. 11: Microbiofacies of the Bulla Member in the Sass de Putia Section. a) Packstone with calcareous algae, bivalves, mm-sized gasteropods and ghosts of large, elongated fragments of undetermined origin (?roots; WPK 3); b) packstone-grainstone with several foraminifers (*Hemigordius* sp.), calcareous algae and undetermined clasts (WPK 4); c) packstone with fusulinids, foraminifers and calcareous algae (WPK 6); d) very compacted, recrystallized packstone, with ghosts of foraminifers, ostracods, lagenidae, calcareous algae and brachiopods (WPK 8B); e) grainstone with micritised foraminifers, fusulinids, calcareous algae, gastropods and rounded clasts of uncertain origin (WPK 10, base); f) grainstone with foraminifers, fusulinids, bivalves, calcareous algae, gastropods and rounded clasts of uncertain origin (WPK 10, mid).

a oltrepassare verso ovest e nord la linea di costa precedente la deposizione dell'unità a Ostracodi; b) il rapidissimo abbassamento del livello del mare al termine della deposizione del Membro di Bulla, caratterizzato quasi ovunque da facies ad energia più elevata. Anche le microfaccies di questi due sottili intervalli, ove conservati, mostrano in alcuni casi (es. la base a Masi Saracini e a Sass de Putia W; il tetto a Sass de Putia W) microfaccies leggermente diverse e caratteristiche.

In tutte le sezioni in studio, il tetto del Membro di Bulla è una superficie netta e paraconcordante. Sia nella sezione Masi Saracini, la più marginale (Fig. 10 e), che nell'area di Sass de Putia - Seres, la superficie è chiaramente erosiva e si approfondisce di almeno 10 cm nel substrato su una distanza di pochi metri (cfr. Farabegoli & Perri, 2012). Nella sezione Sass de Putia W la superficie di erosione è coperta da una sacca di paleosuolo bruno-rosso spesso pochi millimetri, interpretato come il prodotto di una fase climatica più fresca e umida (cfr. Fig. 3 i, l, k in Farabegoli & Perri, 2012). Una fase climatica più fredda che produsse la contrazione termica dell'acqua degli oceani e il conseguente abbassamento di una decina di metri del livello del mare possono spiegare anche l'erosione che localmente, nelle Dolomiti centrali (sezione Digonera), ha eliso completamente il Membro di Bulla, e quelle modeste manifestazioni di carsismo nel substrato, illustrate da Bosellini (1964) e Assereto et al. (1973). Considerando un tasso medio di deposizione della Fm. a Bellerophon compreso fra 5 cm e 10 cm/1000 anni, la durata della deposizione del Membro di Bulla è stimata in 10.000-25.000 anni. Brand et al. (2012) hanno considerato invece un tasso di sedimentazione del Membro di Bulla decisamente più alto e per conseguenza hanno proposto una durata più breve, pari a circa 6.000 anni. L'effettiva durata dello hiatus al limite Fm. a Bellerophon - Fm. di Werfen non è determinabile in modo diretto; la durata verosimile dell'emersione, in grado di produrre il carsismo superficiale e il sottile paleosuolo bruno-rosso, è di alcune centinaia-poche migliaia di anni.

Il Membro di Bulla è stato correlato da Farabegoli et al. (2007), Horacek et al. (2010) e Farabegoli & Perri (2012) agli strati 25-26 delle sezioni Meishan, ovvero ad una rapida fase eruttiva (bed 25) seguita dall'apporto terrigeno fine (bed 26), interpretato come il prodotto della fase regressiva che interessò la Cina meridionale. Posenato (2010) e Brand et al. (2012), invece, hanno correlato il Membro di Bulla

con lo strato più alto del bedset 24 della sezione Meishan.

3.3 Formazione di Werfen: Membro di Tesero e Membro di Mazzin

Il Membro di Tesero della Fm. di Werfen è una unità spessa da pochi cm a qualche decina di metri, diffusa in tutte le Dolomiti. È costituita da packstone-grainstone oolitici, in singoli strati, bedset e co-set, alternati a wackestone e bindstone microbialitici e a subordinate siltiti. Questa unità è quasi completamente interdigitata con il laterale-sovrastante Membro di Mazzin, costituito da prevalenti siltiti a cemento carbonatico.

In due delle quattro sezioni, la prima apparizione (FAD) del conodonte *Hi. parvus*, che definisce il limite P-T, è posta fra i 135 e 145 cm sopra la base dell'unità. Le ricerche di conodonti condotte nella sezione Masi Saracini hanno dato risultato negativo, mentre la sezione Seres non è stata campionata a questo scopo. Complessivamente la densità della campionatura eseguita per microfaccies è pari a quella dell'unità sottostante. Le differenze litologiche riscontrabili nella parte inferiore (3-4 metri) del Membro di Tesero nelle sezioni in studio consistono principalmente in un diverso rapporto della componente oolitica-non oolitica e in una modesta variazione della successione verticale delle microfaccies.

La successione delle microfaccies del Membro di Tesero nella sezione Sass de Putia W (e Seres p.p.) mostra:

1) Alla base (WPK 11) si osserva un packstone-grainstone con lito- e bioclasti micritizzati, erosi dal sottostante Membro di Bulla, associati a piccole ooliti con un rivestimento superficiale (Fig. 14 a). Alcune piccole alghe calcaree con riempimento geopetale (WPK 11, tetto) e bivalvi sono stati certamente trasportati dalle correnti, ma non sono stati rimaneggiati dalla sottostante unità (Fig. 14 b).

2) Il grainstone (WPK 12) alla base del canale di marea è costituito da prevalenti ooliti medie, formate da numerosi involucri, da bivalvi autoctoni e da alghe rotte, con un bordo micritizzato che ne occlude parzialmente l'apertura basale del tallo, forse rimaneggiate (Fig. 14 c). Altri lito- e bioclasti sono stati rimaneggiati dal Membro di Bulla, mentre un ciottolo di dimensioni centimetriche (X) è stato eroso dal sottostante strato WPK 11 (Fig. 14 d).

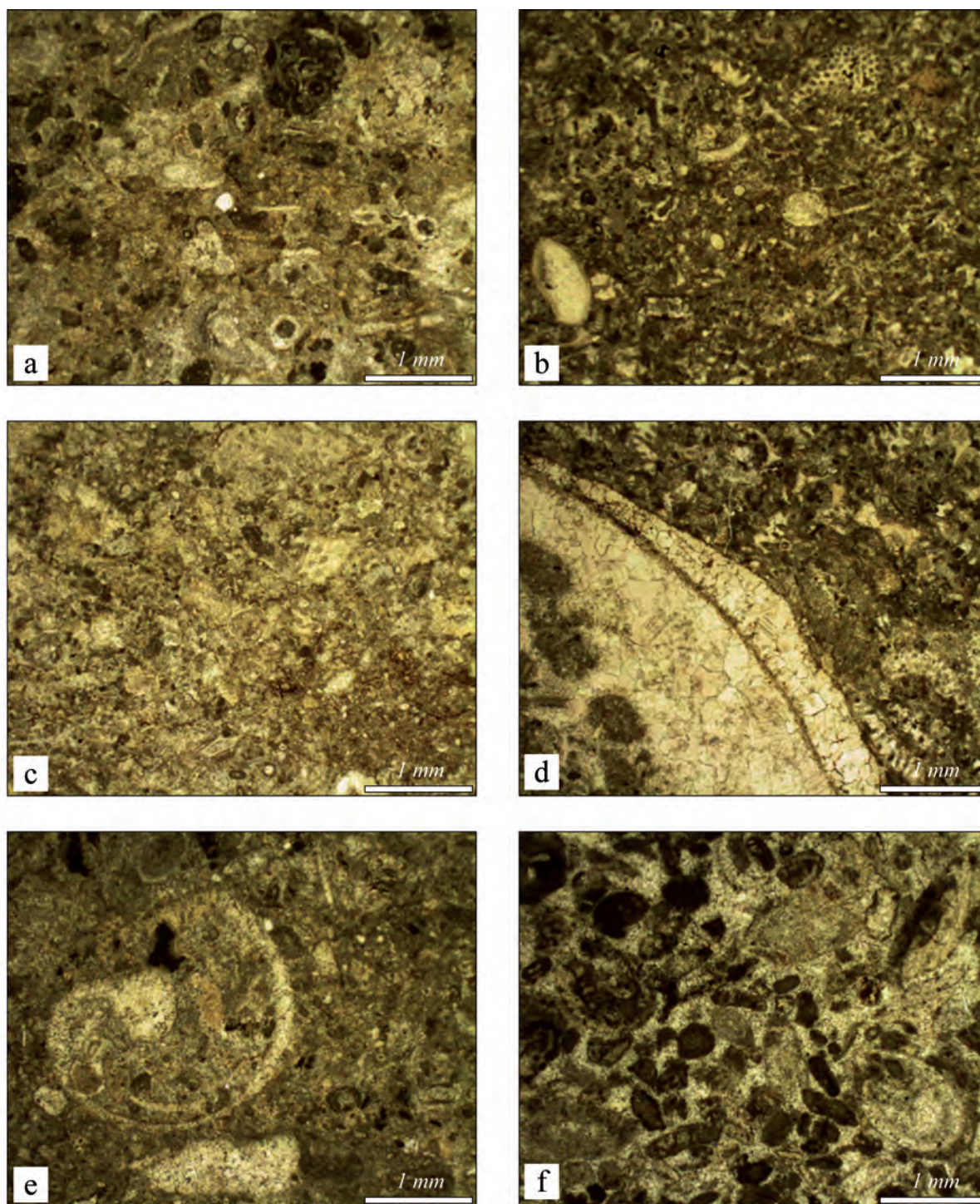


Fig. 12: Microbiofacies del Membro di Bulla nella Sezione Bulla. a) Packstone con intraclasti, foraminiferi, lamellibranchi, ?calcisfere, ostracodi (BU 2B); b) packstone con intraclasti, lamellibranchi, ostracodi, alghe calcaree, echinoidi, spicole, lagenidi, ?calcisfere (BU 4 basso); c) packstone con intraclasti, ostracodi, alghe calcaree, foraminiferi, calcisfere, echinodermi (BU 4 alto); d) packstone con intraclasti, alghe calcaree e un grosso *Bellerophon* sp., parzialmente riempito da grossi fecal pellets (BU 6); e) packstone con intraclasti, ostracodi, calcisfere, crinoidi e un piccolo *Bellerophon* sp. completamente riempito dallo stesso materiale. (BU 7A); f) grainstone con intraclasti subarrotondati, alghe, fusulinidi e brachiopodi micritizzati (BU 7A alto).

Fig. 12: Microbiofacies of the Bulla Member in the Bulla Section. a) Packstone with intra- bioclats, foraminifers, bivalves, ?calcispheres and ostracods (BU 2B); b) packstone with intra- bioclats, bivalves, ostracods, calcareous algae, echinoids, ?spines, lagenidae and ?calcispheres (BU 4, base); c) packstone with intraclasts, ostracods, calcareous algae, foraminifers, calcispheres and echinoderms (BU 4 top); d) packstone with intraclasts, calcareous algae and a large *Bellerophon* sp. filled, in part, by large fecal pellets (BU 6); e) packstone with intraclasts, ostracods, calcispheres, crinoid ossicles and a small *Bellerophon* sp. completely filled by the same materiale (BU 7A); f) grainstone with rounded intraclasts, calcareous algae, fusulinids and micritised brachiopods (BU 7A top).

3) Nella parte media (WPK 13 B) prevalgono grainstones con grosse ooliti, con il nucleo parzialmente disciolto, e qualche fossile autoctono, fra cui un piccolo *Bellerophon* sp. parzialmente riempito da micrite e dalle ooliti (Fig. 14 e).

4) La parte superiore è un mudstone circa-omogeneo. Nella parte media e alta prevalgono microbialiti con piccoli fecal pellets e rari ostracodi (WPK 14 A, Fig. 14 f) alle quali si intercalano packstone oolitici. *Hi. parvus* è stato rinvenuto 20 cm sopra, nel campione WPK 15, in una facies che spesso è cartografata come Membro di Mazzin (parte inferiore).

La successione delle microfaccies del Membro di Tesero nella sezione Bulla è in parte simile.

1) Il packstone-grainstone basale contiene abbondanti piccoli clasti-bioclasti, che formano sovente il nucleo di ooliti a rivestimento superficiale (BU 7 AB, top; Fig. 15 a). Sono numerosissimi i fossili rimaneggiati dal sottostante Membro di Bulla. I fossili sicuramente non rimaneggiati sono pochi (piccoli brachiopodi, lamellibranchi e alghe calcaree); il fusulinide non rotto e poco micritizzato (BU 7 AB, centro-alto) può essere ascritto dubitativamente a questo gruppo (Fig. 15 b).

2) Il packstone-grainstone della parte bassa (BU 8, centro; Fig. 15 c), contiene abundantissimi piccoli clasti-bioclasti micritizzati e rimaneggiati, che costituiscono spesso il nucleo di ooliti a rivestimento superficiale. Questo strato si è depositato ancora durante il processo di ravinement trasgressivo. Lo strato successivo (BU 9) è un grainstone composto da grandi ooliti, con molti anelli di accrescimento (Fig. 15 d) che testimoniano una prima fase di stazionamento della linea di costa. Solo in pochi casi il nucleo era costituito dai clasti micritizzati rimaneggiati, poco solubili. Questo fatto ha favorito la dissoluzione della parte centrale dell'oolite (o di alcuni anelli intermedi) in fase diagenetica precoce di tipo freatica e il riempimento della cavità così neoformata con cemento spatitico (dog-tooth e blocky cements) (cfr. la diversa interpretazione fornita da Brandner et al., 2009).

3) La parte medio-alta contiene stromatoliti domiformi (BU 10, Fig. 15 e; v. Fig. 16 in Farabegoli et al., 2007), alternate a grainstone con grandi ooliti, per lo più con nucleo disciolto, e a siltiti fossilifere.

4) La parte alta è composta da grainstone con grandi ooliti, alternati a mudstone-wackestone bioturbati con pochi fossili (Fig. 15 f) e a stromatoliti.

La successione delle facies e microfaccies del Membro di Tesero nella sezione Masi Saracini è leggermente diversa, in quanto mancano alla base i grainstone con piccole ooliti a rivestimento superficiale.

1) Alla base e nella parte bassa prevalgono grainstone dolomitizzati, con fantasmi di ooliti grandi, e plaghe mineralizzate a blenda (MS 5.4; Fig. 16 a); contengono sparse, piccole alghe calcaree molto probabilmente non rimaneggiate, in quanto parzialmente riempite dalle stesse ooliti (MS 5.4; Fig. 16 b).

2) Nella parte media prevalgono packstone-grainstone dolomitizzati, con ooliti grossolane-molto grossolane, col nucleo per lo più disciolto, e rare alghe calcaree (MS 5.6; Fig. 16 c); queste facies si alternano, e passano lateralmente, a calcisiltiti.

3) La parte alta (MS 5.8; SA 9A; Fig. 16 e) è costituita da strati calcarei ondulati alternati a calcisiltiti, con piccoli ripples da onda. Le microfaccies mostrano stromatoliti domiformi a rilievo centimetrico (Fig. 16 d), con rari gasteropodi (Fig. 16 f), che passano lateralmente a mudstone-wackestone con pellets e rari ostracodi (Fig. 16 g). Le calcisiltiti contengono abbondanti valve di filtratori del sedimento in sospensione, disarticolate e disposte con la concavità rivolta verso il basso, in risposta a deboli correnti marine (v. Fig. 5.L in Farabegoli & Perri 2012).

3.3.1 Interpretazione paleoambientale-paleogeografica

Nelle sezioni Sass de Putia W, Seres e Masi Saracini il substrato emerse e fu cementato precocemente dalla percolazione di acque freatiche di origine meteorica. Il sedimento trasgressivo che copre la superficie erosiva registra sia il ravinement che l'avvenuto drastico cambiamento ambientale. La rapida retrogradazione della linea di costa ha disattivato velocemente (centinaia di anni) la produzione locale del sottile tappeto di ooliti corticali, sottoposte al moto ondoso e alla marea. I depositi sovrastanti a Sass de Putia sono il riempimento di un canale di marea, orientato circa N-S. Le ooliti ben formate e la contemporanea presenza di litoclasti erosi dal sottostante deposito

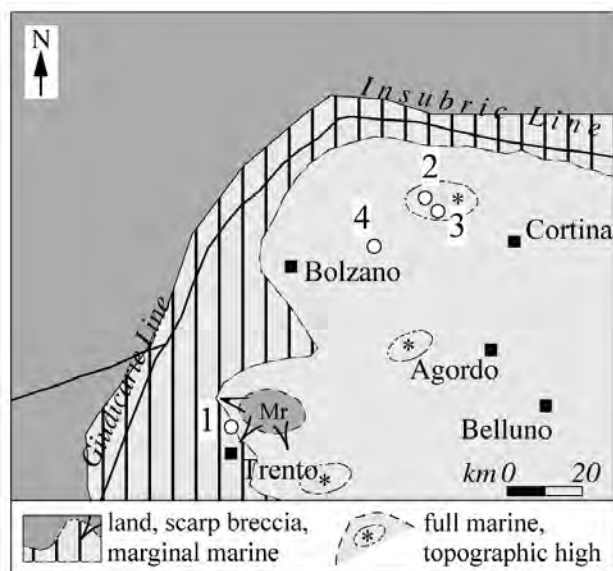


Fig. 13: Mappa paleogeografica schematica del settore occidentale delle Dolomiti, durante la deposizione del Membro di Bulla. L'area emersa occidentale e settentrionale passava alle facies prettamente marine sud-orientali tramite una piatta fascia a deposizione marina marginale, terrigena-carbonatica, controllata dalle onde e dalle maree. Le aree di altofondo, che si ergevano metri-decine di metri dal fondo del Bellerophon Gulf, garantivano le migliori condizioni di vita ai grandi brachiopodi. L'isola di M. Rosà (Mr) costituiva un rilievo che si ergeva qualche decina di metri al di sopra del livello del mare.

Fig. 13: Palaeogeographic sketch map of the western Dolomites during the deposition of the Bulla Member. The continental areas (west and north) were bordered by a terrigenous-carbonatic belt, wave and tide-controlled. Some topographic highs on the Bellerophon Gulf floor, ensured better living conditions to the large brachiopods. The island of Mount Rosà (Mr) was a relief of a few tens of meters above the mean sea level.

di ravinement (Fig. 14 d), segnalano una certa persistenza nel tempo del canale di marea, favorita probabilmente da una breve fase di stabilità (still-stand) del livello marino. Seres è ubicata in un'area marina leggermente più distale di questo apparato distributore. Anche nell'area di Masi Saracini il substrato era emerso, ma occupava probabilmente una quota topografica di vari decimetri più alta sul l.m.m che a Sass de Putia. Nonostante l'erosione subaerea abbia eliso, molto probabilmente, un tratto maggiore della successione sottostante, le condizioni di alto relativo persistettero e l'area fu raggiunta dalla trasgressione in un momento successivo rispetto a Sass de Putia. La linea di costa vi permase inoltre per più tempo, in corrispondenza di una breve fase di still-stand, sicché fu favorita la produzione di ooliti ben formate. Non possiamo escludere anche qui lo sviluppo di un sistema distributivo di canali di marea, anche se mancano in questo caso chiare evidenze tridimensionali.

Secondo Farabegoli & Perri (1998, 2012) e Farabegoli et al. (2007), il substrato nell'area di Bulla emerse e subì un'erosione in ambiente subaereo, come evidenziato dai cementi carbonatici precoci (cfr. Beretta & Radrizzani, 2001). Secondo Scholger et al. (2000), Brandner et al. (2007, 2009), e Brandner & Keim (2011), invece, la discontinuità fu prodotta da un "current event", ovvero un evento idraulico sottomarino ad alta energia, causato da forze ignote. In quest'area, il sottile strato di ravinement è composto da tempestiti, con ooliti ben formate, che indicano una maggiore persistenza temporale della sedimentazione e un leggero approfondimento del fondale. La breve fase di still stand relativo, suggerito

in precedenza, potrebbe corrispondere p.p. allo strato di marne siltose bioturbate compreso fra i campioni BU 9 e BU 10, che contiene una macrofauna stenohalina non rimaneggiata e alcuni resti di piante e semi (Farabegoli et al., 2007).

Segui un periodo nel quale il fondale, di bassissima profondità e assolutamente non anossico (Jia, et al., 2012), fu colonizzato estensivamente dai cianobatteri; a Bulla e Masi Saracini si accrebbero stromatoliti domiformi discontinue, alte fino a 10 cm, mentre a Sass de Putia, si depositavano in prevalenza microbialiti planari o appena odulate. In questo ambiente vivevano, attaccati col bisso al fondale duro, rari bivalvi miniaturizzati, qualche alga calcarea, rari gasteropodi, foraminiferi sopravvissuti al disastro ambientale, oltre a foraminiferi e ostracodi di nuovo ingresso (cfr. Farabegoli et al., 2007; Crasquin et al., 2008; Posenato, 2010). Il FAD di *Hi. parvus* a Bulla e Sass de Putia avvenne in ambienti microbialitici di questo tipo. È ipotizzabile che lo sviluppo delle microbialiti, certamente una diretta conseguenza delle mutate condizioni ambientali che hanno prodotto le estese scomparse di taxa durante la regressione-trasgressione al tetto Formazione a Bellerophon - base Formazione di Werfen, abbia peggiorato ulteriormente le già stressate condizioni ambientali. Probabilmente le microbialiti inibirono lo sviluppo di organismi diversi, secondo un processo di retroazione positiva simile a quello ben studiato in una playa bahamiana attuale (cfr. Glunk et al., 2011). Lo sviluppo delle microbialiti su questi fondali peritidali poteva essere limitato, oltre che dall'azione di rasatura operata dai gasteropodi (es. *Bellerophon waceki* Bitt-

ner) dalla formazione-deposizione di tappeti oolitici, trasportati dalle factories ubicate a ridosso delle aree emerse o intorno ad alti topografici e strutturali ereditati dal Permiano superiore (es. isola di M. Rosà). In questo caso, il fattore limitante dello sviluppo doveva essere la schermatura della luce prodotta dalla temporanea (giorni-mesi) o definitiva, copertura del fondale ad opera delle ooliti trasportate dalle correnti. Un processo di inibizione meccanica di questo tipo è stato ben descritto da Andres & Reid (2006) in altofondi, profondi anche più di 10 metri, lungo i margini di alcune isole delle Bahamas. In mancanza di luce, i cianobatteri cessano di operare la fotosintesi, ma possono sopravvivere mesi-anni come organismi eterotrofi. Alla luce di questi esempi attuali, non stupisce che fra i pacchi di lamine delle barre oolitiche di riempimento del canale di marea individuato nell'area dell'Odle (Sass de Putia, Seres), si trovino accumuli perfettamente conservati, perché poco-nulla trasportati, di bivalvi dal guscio sottile. Infatti, in alcune zone di questi sottoambienti, prevalevano i fattori che inibivano la crescita, l'accumulo e la stabilizzazione dei tappeti microbialitici.

Anche la mappa della distribuzione spaziale degli ambienti deposizionali che abbiamo ricostruito per la parte inferiore-media di questo periodo è necessariamente schematica (Fig. 17).

Nella sezione Bulla, pochi decimetri al di sopra del FAD di *Hi. parvus*, l'analisi di facies ha evidenziato la diminuzione della profondità; questo intervallo, che è stato riferito ad un limite di ciclo-parasequenza deposizionale (Farabegoli et al., 2007), marca anche la scomparsa locale/estinzione delle alghe calcaree rosse.

L'arrivo di una maggiore quantità di materiale terrigeno, che segna il passaggio graduale alla parte inferiore del Membro di Mazzin, può corrispondere ad una fase climatica più umida e/o ad un più elevato denudamento del suolo prodotto da condizioni ambientali stressate (piogge calde e acide). Ambienti prevalentemente carbonatici peritidali (microbialitici), segnalati localmente nella parte superiore del Membro di Mazzin (Farabegoli et al., 2007; Farabegoli & Perri, 2012), indicano il ritorno momentaneo alle condizioni iniziali della deposizione della Fm. di Werfen. La parte superiore del Membro di Mazzin corrisponde al rinnovato apporto del terrigeno fine nelle aree marine marginali, che persiste fino alla biozona a *I. isarcica*. Successivamente, a seguito di un abbassamento di alcune decine di metri del livello del mare, si stabilirono nelle Dolomiti occidentali e

centrali condizioni carbonatiche supratidali (dolomie giallastre e carnirole del Membro di Andraz), in accordo con la presenza di alcuni decimetri di arenarie rosse e verdi, a grana anche medio-grossolana, presenti frequentemente alla base dell'unità (es. nell'area di Bulla).

4. Discussione e conclusioni

Nelle quattro sezioni presentate in questo lavoro è ben rappresentata la successione delle condizioni ambientali che si sono succedute in un intorno significativo del limite P-T nell'attuale territorio della Provincia Autonoma di Bolzano. I sedimenti sono stati depositati in prevalenza in ambienti di mare basso (dalla piana di marea alla spiaggia sommersa, interna e esterna). Le cicliche variazioni della profondità di deposizione, e la presenza di superfici di discontinuità paraconcordanti erosive hanno permesso di inquadrare facilmente i depositi in tre cicli deposizionali (C1,..., C3), ciascuno della durata di poche-alcune decine di migliaia di anni (cfr. Farabegoli & Perri, 2012; Brand et al., 2012). A causa della presenza di superfici di erosione, le (para)sequenze deposizionali associate sono spesso tronche. In un solo caso (Sass de Putia W) alla base del ciclo deposizionale C3, che marca la base della Formazione di Werfen, il processo di ravinement ha preservato una sottile lente discontinua di un paleosuolo bruno rossastro, che dimostra senza ombra di dubbio che l'area subì un breve periodo (centinaia-migliaia di anni) di erosione subaerea, durante un periodo di stazionamento basso della superficie del mare.

La parte medio-alta della successione studiata contiene un datum temporale certo, costituito dal FAD di *Hi. parvus*, trovato nelle sezioni Bulla e Sass de Putia W, che marca il limite P-T; esso è ubicato ca. 140 cm al di sopra del limite Formazione a Bellerophon-Formazione di Werfen. Le superfici limite dei cicli, invece, non costituiscono linee-tempo alla scala delle centinaia-qualche migliaio di anni. Esse permettono tuttavia di ridurre le incertezze circa la distribuzione orizzontale delle microfaccies in un ridotto intervallo temporale.

Per quanto riguarda la distribuzione laterale delle facies del Membro di Bulla, che costituisce stratigraficamente l'unità sommitale della Fm. a Bellerophon, in alcune sezioni le facies basali testimoniano l'effetto di un rapido approfondimento del livello del mare, prodotto da una trasgressione. Le deboli

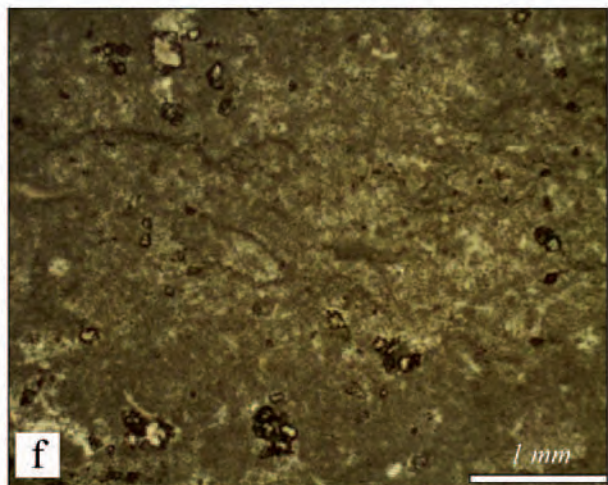
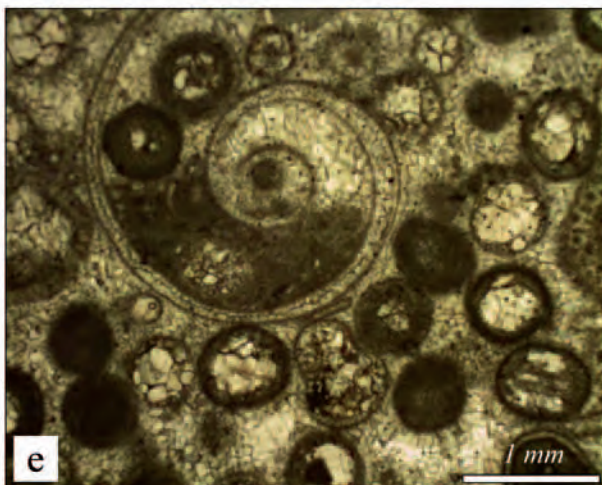
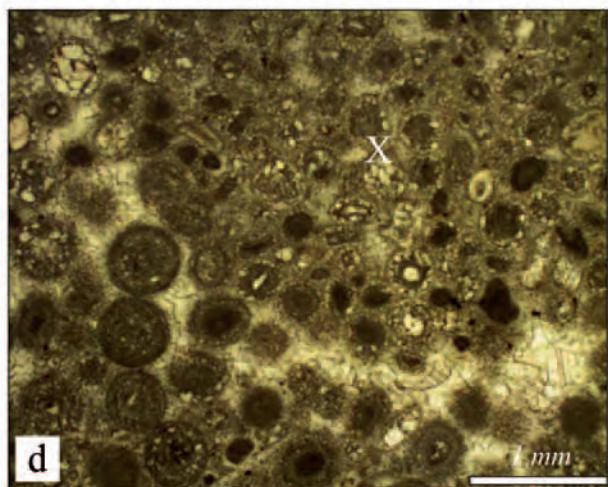
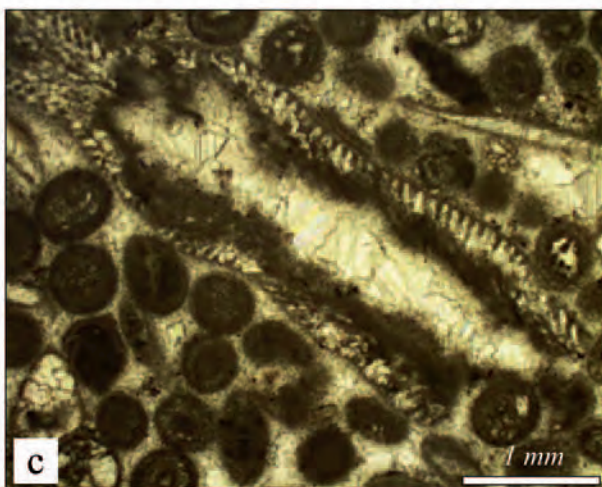
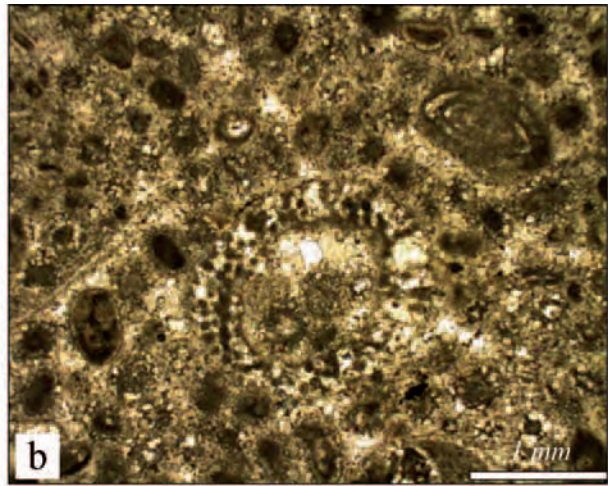
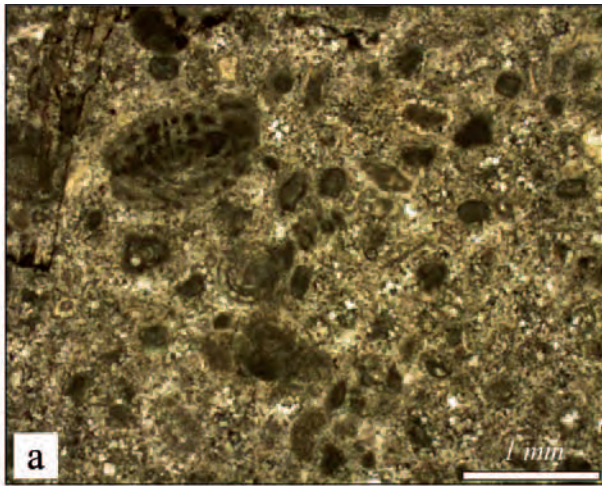


Fig. 14: Microbiofacies del Membro di Tesero nella Sezione Sass de Putia. a) Packstone-grainstone con molti lito- e bioclasti scuri, micritizzati, erosi dal sottostante Membro di Bulla, che spesso costituiscono il nucleo di piccole ooliti con un rivestimento superficiale (WPK 11, mid); b) in un packstone a piccole ooliti simile al precedente si osserva un clasto di Fusulinide rimaneggiato dal sottostante Membro di Bulla, alcuni frammenti non rimaneggiati di lamellibranchi, e un'alga calcarea riempita in modo geopeto da micrite e piccole ooliti (WPK 11, top); c) il clasto di alga calcarea immerso nel grainstone a grandi ooliti mostra fenomeni di micritizzazione e involuppi microbici più estesi nel canale assiale, che sembrano occluderne il foro alla base; per questo motivo potrebbe essere stata rimaneggiata dal Membro di Bulla (WPK 12, base); d) dettaglio del bordo di un ciottolo centimetrico costituito da un wackestone a piccole ooliti, eroso dalla strato di ravinement basale e trasportato, insieme alle ooliti grandi, a più involucri, nel canale di marea (WPK 12, 20 cm sopra la base); e) un piccolo gasteropode (*Bellerophon* sp.) che frequentava il canale di marea, o le sue sponde, è stato trasportato insieme alle grandi ooliti, che ne hanno riempito in parte il guscio (WPK 13 B, top); f) la parte inferiore è un mudstone omogeneo. La parte superiore è formata da ex-feltri microbici, che intrappolavano pellets, bioclasti (es. placche di echinoidi) e intraclasti. Gli sparsi idiomorfi di dolomite hanno margini corrosi e salbande mineralizzate da Fe-Mn (WPK 14 A, top).

Fig. 14: Microbiofacies of the Tesero Member in the Sass de Putia Section. a) Packstone-grainstone with several, small, dark-micritised, litho- and bioclasts, reworked from the Bulla Member; in many cases these are the nucleus of single-coated small oolites (WPK 11, mid); b) the packstone with small, single coated oolites contains a reworked micritised fusulinid, few fragments of not-reworked bivalves and a not-reworked calcareous alga filled by micrite small-sized oolites (WPK 11, top); c) the grainstone contains large, well-formed, multi-coated oolites and a calcareous alga. The thallus is micritised, in part, and the axial channel has a wide micritic envelope, which occludes its base; this reason, it could be a clast reworked from the underlying Bulla Member (WPK 12, base); d) a cm-sized pebble composed by a packstone with small-sized oolites is included into the grainstone with large, multi-coated oolites (WPK 12, 20 cm above the base of the tidal-channel); e) a small gastropod (*Bellerophon* spp) was transported by the tide in the channel with large, multi-coated oolites, which have filled, in part, its shell (WPK 13 B, top); f) the lower part is a mudstone. The upper part is a microbialite with pellets, echinoids and intraclasts. Scattered idiomorphs of dolomite with corroded edges and growth bands with Fe-Mn (WPK 14 A, top).

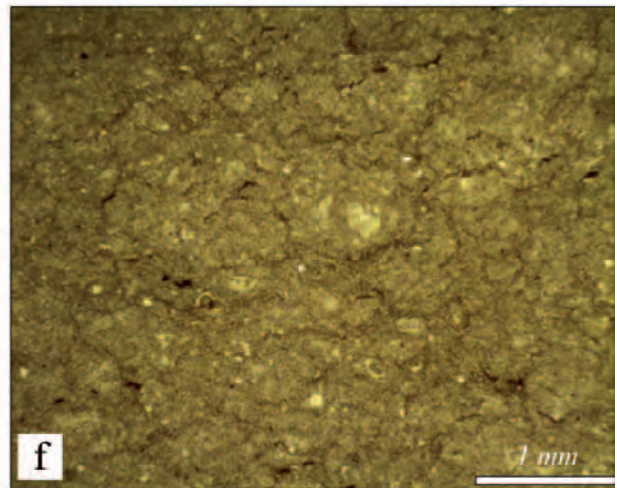
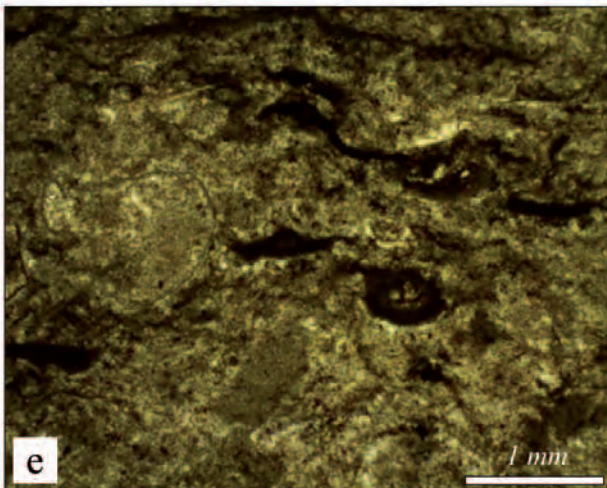
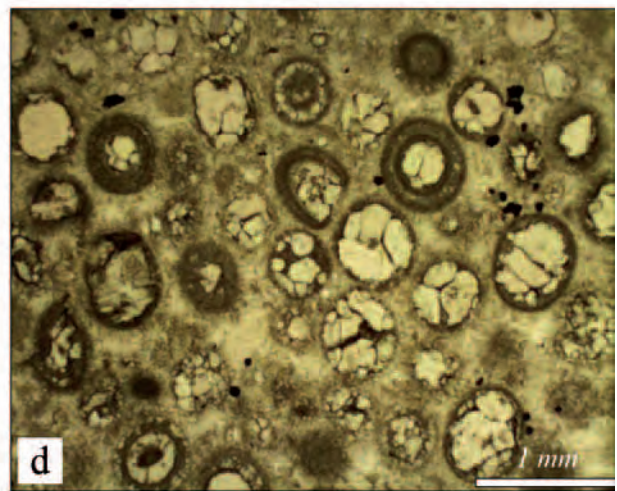
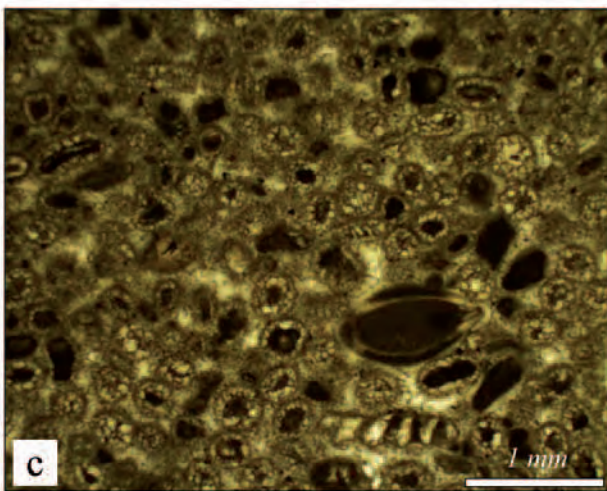
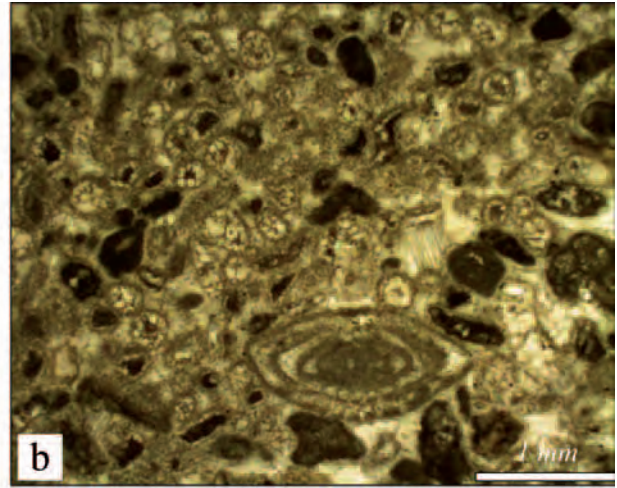
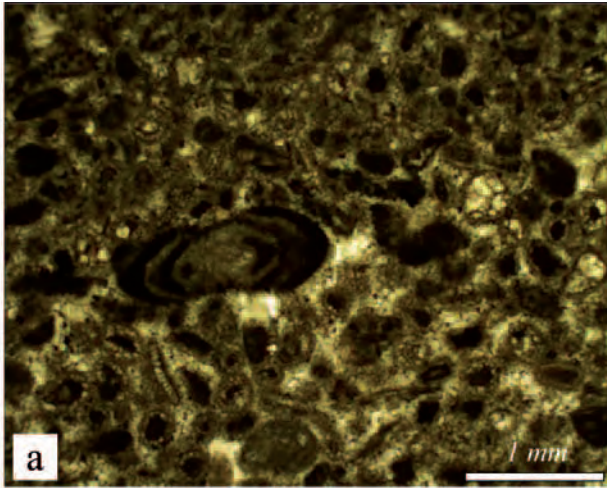


Fig. 15: Facies e microbiofacies del Membro di Tesero nella Sezione Bulla. a) il packstone-grainstone è composto da prevalenti ooliti a rivestimento superficiale, il cui nucleo è costituito da piccoli clasti-bioclasti subarrotondati, scuri, micritizzati, rimaneggiati dal sottostante Membro di Bulla; chiaramente rimaneggiato è anche il clasto di Fusulinide, con le camere riempite da micrite scura di probabile origine microbica (BU 7 AB, tetto). b) La microfacies è simile alla precedente, ma contiene una *Nankinella* sp., non rotta e poco micritizzata, per la quale una origine da rimaneggiamento extraformazionale è molto dubbia (BU7AB, centro-alto); c) la facies è un packstone-grainstone oolitico simile alle due precedenti. Non si può escludere che l'ostracode con riempimento e involucro micritici scuri sia rimaneggiato (BU 8, centro); d) il grainstone è composto da grandi ooliti, con numerosi anelli di accrescimento. Ove il nucleo non era costituito dai clasti micritizzati, poco solubili, la parte centrale dell'oolite (o alcuni anelli intermedi) è stata disciolta in fase diagenetica precoce dalle acque freatiche, e le cavità sono state riempite da cementi spatitici (dog-tooth e blocky cements). (BU 9); e) un dettaglio di stromatolite domiforme, che include valve di ostracodi (BU 10 mid); f) mudstone-wackestone bioturbati con pochi fossili disposti lateralmente a stromatoliti (BU 12 top).

Fig. 15: Microbiofacies of the Tesero Member in the Bulla Section. a) Packstone-grainstone with several, small, dark-micritised, reworked litho- and bioclasts; in many cases these are the nucleus of single-coated small oolites; also the fusulinid is clearly reworked (BU 7 AB, top). b) The microbiofacies is similar to the previous one, but the *Nankinella* sp. is probably autochthonous (BU AB, mid-top); c) The microbiofacies is similar to the previous two but the ostracod is only tentatively reworked (BU 8, middle); d) Grainstone with large, multi-coated oolites. The ones without a notsoluble micritic nucleus, were leached by phreatic waters during an early diagenetic phase; then, the cavities were filled by dog-tooth and blocky cements (BU 9); e) detail of a dome-shaped stromatolite with ostracods (BU 10 middle); f) a bioturbated mudstone-wackestone poor in fossils; laterally it passes to dome shaped stromatolites (BU 12 top).

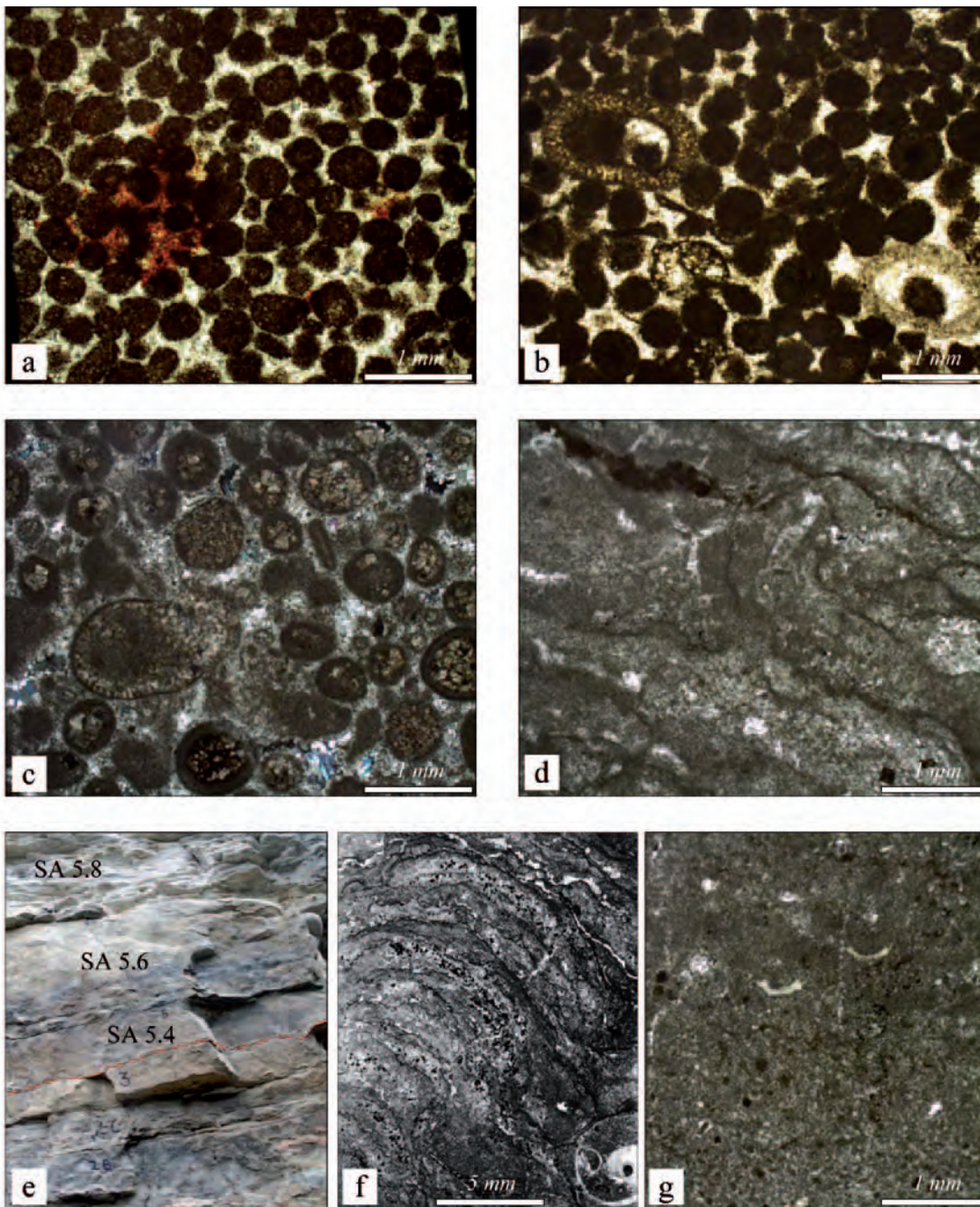


Fig. 16: Facies e microfacies del Membro di Tesero nella Sezione Masi Saracini. a) Grainstone dolomitizzati, con fantasmi di ooliti grandi. La mineralizzazione a blenda (rosso-bruno) ha sostituito sia il cemento spatitico che parte delle ooliti ricristallizzate in una fase diagenetica più tardiva (MS 5.4); b) la facies oolitica precedente contiene sparse, piccole alghe calcaree molto probabilmente non rimaneggiate, in quanto parzialmente riempite dalle stesse ooliti (MS 5.4); c) packstone-grainstone dolomitizzati, con ooliti grossolane-molto grossolane, con estesa dissoluzione del nucleo; rare alghe calcaree con riempimento geopeto, probabilmente non rimaneggiate (MS 5.6); d) stromatoliti domiformi a rilievo millimetrico (MS 5.8); e) la foto illustra l'intervallo stratigrafico intorno alla superficie netta ed erosiva (rosso) che divide il Membro di Bulla dal sovrastante Membro di Tesero. La parte alta (MS 5.8) è costituita da strati calcarei ondulati (stromatoliti) alternati a calcisiltiti, con piccoli ripples da onda; f) stromatoliti domiformi a rilievo centimetrico con un piccolo *Bellerophon* sp. (MS 5.8); g) wackestone a pellets e ostracodi, disposto lateralmente alle stromatoliti (MS 5.8).

Fig. 16: Facies e microfacies of the Tesero Member in the Masi Saracini Section. a) Dolomitized grainstone, with ghosts of large, multi-coated oolites. During a late-diagenetic phase, the reddish plague with sphalerite replaced both the dog-tooth and blocky cements, as far as a part of the recrystallised oolites (MS 5.4); b) not reworked calcareous algae and large oolites (MS 5.4); c) dolomitized packstone-grainstone with very large oolites; the nuclei are mostly leached and filled by cements. Some not reworked calcareous algae (MS 5.6); d) a detail of dome-shaped mm-sized stromatolites (MS 5.8); e) the dotted red line marks the sharp, erosional contact which divides the Bulla Member from the overlying Tesero Member. The upper part (MS 5.8) are wavy thin beds (stromatolites) alternating with calcareous siltstones with wave ripples. Siltstone beds contain frequent, sparse valves of suspension feeders; feeble marine currents oriented the concavity of the valves predominantly downwards; f) domal to centimetre-columnar stromatolites with a small *Bellerophon* sp. (MS 5.8); g) the previous two stromatolites pass laterally to wackestone with pellets and ostracods (MS 5.8).

variazioni di facies rilevabili nella parte centrale dell'unità, sembrano essere più l'effetto di fluttuazioni locali, abbastanza casuali, dell'energia spesa sul fondale marino. In generale, infatti, la componente biotica di uno strato-gruppo di strati spesso pochi centimetri sembra comprendere tutti i taxa bentonici, sia pur rappresentati in percentuali anche molto diverse. Il mescolamento sembra essere stato causato dal moto ondoso e da correnti di tempesta su un fondale in generale non più profondo di 10-20 metri. Solo in rari casi, le correnti furono così forti da causare una classazione elevata dei granuli e una tessitura grainstone. Ci sembra che la distribuzione spaziale dei grandi brachiopodi (*Comelicania* sp.) sia indicativa di ambienti ad energia elevata, quali potevano essere altofondi ubicati in aree centrali o marginali del Bellerophon Gulf. Il tetto dell'unità, ove conservato, è il prodotto di una rapidissima fase di abbassamento del livello del mare, accompagnata da processi di deterioramento della copertura arborea delle aree emerse circostanti, e di erosione del suolo. Il lembo di paleosuolo bruno-rosso trovato a Sass de Putia W (ritrovamento unico in oltre 150 anni di ricerca nelle Alpi meridionali orientali) testimonia una breve fase climatica più fresca, forse con sporadici impulsi temperato-freddi (Farabegoli & Perri, 2012). Ci sembra non puramente circostanziale il collegare tale evento di low stand-fase più fresca al marcato deterioramento ambientale sulle terre emerse e in mare (spiaggia sommersa, shelf).

Il sottile deposito di ravinement prodotto dalla rapida fase trasgressiva che seguì, oltre a clasti chiaramente erosi e rimaneggiati dal substrato carbonatico cementato ad opera di acque vadose, contiene piccoli ooidi a rivestimento concentrico superficiale, oltre a rari taxa quasi certamente non rimaneggiati, sopravvissuti alla scomparsa-estinzione causata dal deterioramento climatico. Lo strato-gruppo di strati successivo è composto in prevalenza da grainstone con ooliti grosse e ben sviluppate, che indicano una certa stabilizzazione e persistenza dell'ambiente sottoposto a correnti di marea, e che contengono localmente faunette a sottili bivalvi non rimaneggiati.

In queste sezioni stratigrafiche, le prime microbialiti compaiono alla fine di questo secondo episodio. Tuttavia, ove le ooliti non sono presenti alla base della trasgressione, la prima comparsa delle microbialiti segna la base della trasgressione, come rilevato nella sezione Casera Federata (Carnia occidentale, cfr. Farabegoli et al., 1986, 2007). L'insieme di questi dati rende assolutamente non plausibile interpretare

l'inizio della deposizione della Formazione di Werfen come dovuta semplicemente ad un "current event", associando circostanzialmente tale evento energetico alle scomparse-estinzioni osservate nella paleo-Tetide occidentale. In realtà, dall'analisi delle facies si evince che né il livello di energia marina, né la profondità marina, né la paleogeografia cambiarono sostanzialmente nell'intervallo temporale compreso fra gli strati medi e sommitali del Membro di Bulla della Fm. a Bellerophon e l'accumulo di ravinement alla base del Membro di Tesero della Formazione di Werfen. Infatti, in entrambe le situazioni, i processi deposizionali sono rapportabili a tempesti (ad energia più o meno alta) che agivano frequentemente su fondali di spiaggia sommersa interna ed esterna, poco inclinata (tipo ramp). L'influsso della marea risulta ovviamente più evidente nei depositi basali (leggermente meno profondi) del Membro di Tesero e in quelli stromatolitici circa coevi. Le differenze sostanziali rispetto alla deposizione marina che caratterizza il sottostante Membro di Bulla, invece, sono tre: 1) la formazione delle ooliti; 2) l'accrescimento delle microbialiti-stromatoliti e, importantissimo, 3) l'improvvisa diminuzione di taxa "permiani" e della biomassa connessa, nonché la riduzione delle dimensioni di quasi tutti i taxa sopravvissuti. Per quanto riguarda l'ambiente continentale, le analisi hanno dimostrato senza ombra di dubbio la scomparsa improvvisa della copertura arborea al passaggio fra le due formazioni, sostituita da sparsi arbusti ed erbe, tipici di ambienti stressati (Visscher et al., 1996; Cirilli et al., 1998; Watson et al., 2005).

Le condizioni di stress dell'ambiente marino continuarono anche successivamente; probabilmente, i picchi sono segnalati da due eventi di scomparsa, ubicati stratigraficamente in corrispondenza del FAD di *Hi. parvus* (limite P-T), e pochi metri sopra, quando scomparirono in Dolomiti le ultime alghe calcaree (rispettivamente ME3 e ME4 in Fig. 2). Va segnalato che a livello supraregionale la scomparsa delle faune-flore di tipo Permiano è almeno leggermente diacrona e, per esempio, nelle Dinaridi esterne avviene successivamente (Fio et al., 2010). Ciò evidenzia ancora una volta l'importanza delle condizioni ambientali nel modulare le scomparse-estinzioni, e la cautela che occorre avere nel trarre conclusioni in mancanza di linee tempo certe.

Partendo da questo set articolato di dati, si evince chiaramente che la causa ultima (neppure locale) della scomparsa-estinzione dei taxa non può essere considerata il "current event". Esso è solamente

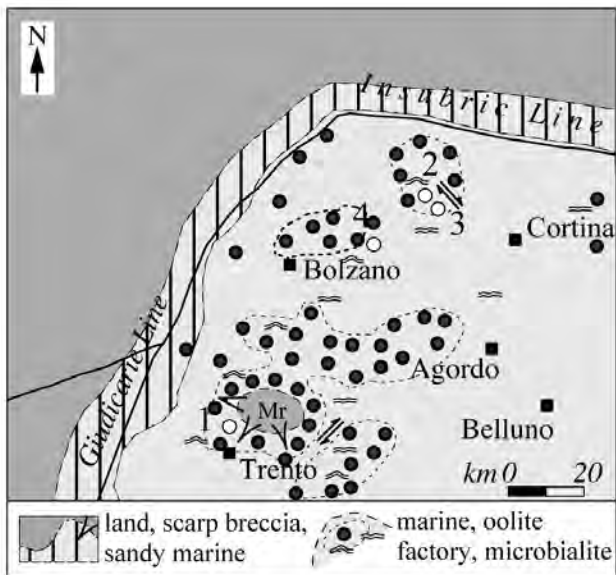


Fig. 17: Mappa paleogeografica schematica del settore occidentale delle Dolomiti durante la deposizione del Membro di Tesero. L'area emersa occidentale e settentrionale confinava con una stretta fascia marina marginale, a deposizione terrigena-carbonatica controllata dalle onde e dalle maree. In aree marine più aperte del Bellerophon Gulf e ai bordi di alcune aree emerse (Isola di M. Rosà, Mr) si potevano sviluppare per periodi prolungati banchi oolitici (oolite factory), percorsi localmente da canali di marea. Le ooliti venivano ridistribuite anche verso il bacino dalle onde di tempesta. L'isola di M. Rosà costituiva un rilievo che si ergeva qualche decina di metri al di sopra del livello del mare, e rimarrà parzialmente emersa fino alla deposizione del Membro di Andraz.

Fig. 17: Palaeogeographic sketch map of the western Dolomites during the deposition of the Tesero Member. The continental areas to the west and north were bordered by a terrigenous-carbonatic belt, wave and tide-controlled. Some oolitic shoals were located either in full marine areas of the Bellerophon Gulf and along the borders of the M. Rosà island (Mr), cross-cutted by tidal channels. Tide and storm current transported the oolites in the sea. Bellerophon Gulf floor, ensured better living conditions to the large brachiopods. Here, the continental conditions will continue few hundred thousand years, up to the deposition of the Andraz Member. From the sides of the island were detached blocks tumbling down to the "oolite factory".

l'espressione di un evento trasgressivo rapido, successivo ad una rapidissima fase regressiva che ha portato all'emersione delle spiagge sommerse meno profonde, prodotta da un cambiamento climatico di probabile portata globale, che ha devastato le coperture arboree. Invece, lo stile deposizionale che segue la trasgressione si differenzia da quello precedente per la composizione del sedimento carbonatico (ooliti, microbialiti e scarsi taxa vs. taxa bentonici abbondantissimi e quasi esclusivi). Ma la composizione del sedimento è in genere solo una conseguenza delle condizioni climatiche locali (l'altra causa in genere è la tettonica, sicuramente ininfluenza nel caso in studio). Lo studio approfondito degli ambienti attuali ha mostrato, per esempio, alcune interessanti interazioni biotiche e meccaniche fra la componente microbialitica, i taxa e le ooliti. Ma si tratta sempre di processi che giocano un ruolo minoritario rispetto al clima (globale o locale) nel determinare gli eventi di scomparsa-estinzione globale o regionale. Va considerato poi che a nessuna di queste interazioni marine può essere imputato l'improvviso depauperamento dell'ecosistema forestale continentale, un microambiente "per se" fortemente conservativo, che tende a adattarsi con centinaia di anni di ritardo alle mutate condizioni climatiche.

La causa prima della circa-contemporanea destabilizzazione degli ambienti marino e terrestre della paleo-Tetide occidentale va ricercata pertanto in un evento globale. Fra tutte le cause possibili, la mag-

gior parte dei ricercatori è orientata attualmente a favorire l'attività, durata alcuni milioni di anni, di un supervulcano a prevalente attività effusiva, noto come il Siberian Trap, ubicato nell'emisfero settentrionale emerso (cfr. Reichow et al., 2009; Iacono-Marziano, 2012). Per quanto riguarda invece la causa ultima delle estinzioni-scomparsa, riteniamo che l'acidificazione contemporanea delle aree continentali ad opera di piogge acide, e dei circostanti ambienti di mare basso della paleo-Tetide occidentale ($pH < 8$), può spiegare soddisfacentemente le scomparsa-estinzioni del benthos (cfr. Farabegoli & Perri, 2012). Se venisse confermato che gli eventi di scomparsa-estinzione furono diacroni a livello globale, alla scala dei 10.000-20.000 anni (per esempio fra la paleo-Tetide orientale e quella occidentale), allora si potrebbe aprire una sfida di altissima rilevanza scientifica, volta a produrre una scala estremamente dettagliata degli eventi fisici e biologici accaduti al limite P-T. Noi crediamo che varrebbe certamente la pena investire risorse per cercare una conferma del possibile sincronismo degli eventi fisici di abbassamento del livello del mare, riconosciuti in corrispondenza dei limiti dei cicli sedimentari (es. C1, ..., C3), con intense fasi eruttive di polveri sottili, particolarmente lunghe (migliaia-decine di migliaia di anni). Qualora ciò venisse confermato, non potrebbe più essere considerato un fatto puramente circostanziale la correlazione genetica di questi brevi periodi di fall-low-stand (abbassamenti di 10-20 m in 10.000 anni,

o meno, del livello marino) con la riduzione del volume dell'acqua oceanica, prodotto dal raffreddamento degli oceani durante gli "inverni vulcanici" (cfr. Rampino et al., 1988). Per quanto riguarda invece la caratterizzazione delle fasi climatiche calde, che molti ricercatori interpretano come tragici effetti serra, che produsse il rallentamento-arresto delle correnti di densità, la conseguente drastica riduzione dei nutrienti ed estesi fenomeni di anossia delle acque oceaniche profonde, l'uso di diversi indicatori chimici e chimico-isotopici ha portato a interessanti ipotesi di correlazione locale (Xie et al., 2005), ma non ancora a risultati globali condivisi (cfr. Song et al., 2012).

Ringraziamenti/Acknowledgements

Dedichiamo questo articolo all'amico Lorenz Keim (1969-2012), ricercatore sul Permo-Trias e sulla geologia delle Dolomiti. Siamo grati a Fabio Gamberini che ha realizzato le sezioni sottili di grande formato. Il lavoro è stato svolto con il contributo dei contratti COFIN 2005 e RFO 2005-2009 (Farabegoli).

Bibliografia/References

- Andres, M.S. & Reid, P.R. (2006): Growth morphologies of modern marine stromatolites: A case study from Highborne Cay, Bahamas. - *Sedimentary Geology*, 185: 319-328.
- Assereto, R., Bosellini, A., Fantini Sestini, N. & Sweet, W.C. (1973): The Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Italy). - In: Logan A, Hills LV (eds) *The Permian and Triassic Systems and their Mutual Boundary*. - *Canadian Soc Petroleum Geol Mem*, 2: 176-199.
- Basu, A.R., Petaev, M.I., Poreda, R.J., Jacobsen, B. & Becker, L. (2003): Chondritic Meteorite Fragments Associated with the Permian-Triassic Boundary in Antarctica. - *Science*, 302: 1388-1392.
- Baud, A., Holser, W.T. & Magaritz, M. (1989): Permian-Triassic of the Tethys: carbon isotope studies. - *Geol. Rundschau*, 78: 649-677.
- Becker, L., Poreda, R.J., Hunt, A.G., Bunch, T.E. & Rampino, M. (2001): Impact Event at the Permian-Triassic Boundary: Evidence from extraterrestrial noble gases in Fullerenes. - *Science*, 291: 1530-1533.
- Beretta, C. & Cimmino, F. (1998): La serie di Seres. (Val Badia): studio petrografico e geochimico del limite Permo-Trias. - *Mem Soc Geol Ital*, 53: 359-385.
- Beretta, C., Cimmino, F., Cirilli, S., Neri, C., Nicora, A., Perri, M.C., Pirini Radrizzani, C., Posenato, R. & Radrizzani S. (1999): The P-T boundary in the Tesero section, western Dolomites (Trento). - In: Cassinis G. et al (eds) *Stratigraphy and Facies of the Permian Deposits Between Eastern Lombardy and the Western Dolomites*. International Field Conference on "The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). - Regional Reports and General Correlations" (Brescia, 15-27 Sept 1999), *Field Trip Guidebook*: 90-109.
- Beretta, C. & Radrizzani, S. (2001): The Bellerophon-Werfen boundary in the western Dolomites (Italy) - Petrographical studies and a new interpretation. - *Ann Mus Civ Nat Brescia*, 25: 125-131.
- Bosellini, A. (1964): Stratigrafia, petrografia e sedimentologia delle Facies carbonatiche al limite permiano-trias nelle Dolomiti occidentali. - *Mem Mus di Storia Naturale della Venezia Tridentina*, 15 (2), 106 pp.
- Boudagher-Fadel, M.K. (2008): Evolution and geological significance of larger benthic foraminifera. - *Development in Paleontology & stratigraphy*, 21, 107 pp., Elsevier, Amsterdam.
- Brand, U., Posenato, R., Came, R., Affek, H., Angiolini, L., Azmy, K. & Farabegoli, E. (2012): The end - Permian mass extinction: A rapid volcanic CO₂ and CH₄ - climatic catastrophe. - *Chemical Geology*, 322-323: 121-144.
- Brandner, R. (1988): The Permian-Triassic boundary section in the Dolomites (Southern Alps, Italy), San Antonio section. - *Ber. Geol. Bundesanst (Wien)* 15: 49-56.
- Brandner, R., Donofrio, D.A., Krainer, K., Mostler, H., Nazarov, M.A., Resch, W., Stingl, V. & Weissert, H. (1986): Events at the Permian-Triassic boundary in the southern and northern Alps. - Italian IGCP project 203, *Field Conference on Permian and Permian-Triassic Boundary in the South-Alpine Segment of the Western Tethys, and Additional Regional Reports* (Brescia, 4-12 July 1986), *Abstract Book*: p. 15.
- Brandner, R., Gruber, A. & Keim, L. (2007): *Geologie der Westlichen Dolomiten: von der Geburt der Neotethys im Perm zu Karbonatplattformen, Becken und Vulkaniten der Trias*. - *Geo.Alp*, 4: 95-121.
- Brandner, R., Horacek, M., Keim, L. & Scholger, R. (2009): The Pufels/Bulla road section: deciphering environmental changes across the Permian-Triassic boundary to the Olenekian by integrated litho-, magneto- and isotope Stratigraphy. A Field Trip Guide. - *Geo.Alp*, 6: 116-132.
- Brandner, R. & Keim, L. (2011): A 4-day geological field trip in the western Dolomites. - *Geo.Alp*, 8: 76-118.
- Broglio Loriga, C. & Cassinis, G. (1992): The Permo-Triassic boundary in the Southern Alps and in adjacent Periadriatic regions. - In: Sweet C. S., Yang Z., Dickins J. M., Yin H. (Eds) *Permo-Triassic Events in the Eastern Tethys*, *World and Regional Geology*. Cambridge: 78-97.
- Broglio Loriga, C., Masetti, D. & Neri, C. (1983): La Formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti occidentali: sedimentologia e biostratigrafia. - *Riv Ital Paleont Strat*, 58: 501-598.
- Broglio Loriga, C., Conti, M.A., Farabegoli, E., Fontana, D., Mariotti, N., Massari, F., Neri, C., Nicosia, U., Pasini, M., Perri, M.C., Pittau, P., Posenato, R., Venturini, C. & Viel, G. (1986a): Upper Permian sequence and P/T boundary in the area between Carnia and Adige valley. - Italian IGCP Project 203, *Field Conference on Permian and Permian-Triassic Boundary in the South-Alpine Segment of the Western Tethys, and Additional Regional Reports* (Brescia, 4-12 July 1986), *Field Guidebook*: 23-28.
- Broglio Loriga, C., Neri, C., Pasini, M. & Posenato, R. (1986b): Stop 2-The upper Bellerophon Fm. and the P/T boundary, northern slope of the Sass de Putia Mt. - Italian IGCP Project 203 Ed., *Field Conference on Permian and Permian-Triassic Boundary in the South-Alpine Segment of the Western Tethys, and Additional Regional Reports* (Brescia, 4-12 July 1986), *Field Guidebook*: 88-94.

- Broglio Loriga, C., Neri, C., Pasini, M. & Posenato, R. (1988): Marine fossil assemblages from Upper Permian to lowermost Triassic in the western Dolomites (Italy). - In: Cassinis G. (Ed.), Permian and Permian-Triassic Boundary in the South-Alpine Segment of the Western Tethys, and Additional Regional Reports Mem Soc Geol It, 34: 5-44. [Imprint 1986].
- Broglio Loriga, C., Góczán, F., Haas, J., Lenner, K., Neri, C., Oravec Scheffer, A., Posenato, R., Szabó, I. & Tóth Makk, A. (1990): The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian mid-mountains (Hungary) and their correlation. - Mem. Sc. Geol. Padova, 42: 41-103.
- Buggisch, W. & Noè, S. (1988): Upper Permian and Permian-Triassic boundary of the Carnia (Bellerophon Formation, Tesero Horizon, northern Italy). - In: Cassinis G. (Ed.), Permian and Permian-Triassic Boundary in the South-Alpine Segment of the Western Tethys, and Additional Regional Reports. Mem Soc Geol It, 34: 91-106. [Imprint 1986].
- Chen, J., Beatty, T.W., Henderson, C.M. & Rowe, H. (2009): Conodont biostratigraphy across the Permian-Triassic boundary at the Dawen section, Great Bank of Guizhou, Guizhou Province, South China: Implications for the Late Permian extinction and correlation with Meishan. - J. Asian Earth Sci., 36: 442-458.
- Chen, Z.Q., Kaiho, K., George, A.D. & Tong, J. (2006): Survival brachiopod faunas of the end-Permian mass extinction from the Southern Alps (Italy) and South China. - Geol. Mag, 143: 2006: 301-327.
- Cirilli, S., Pirini Radrizzani, C., Ponton, M. & Radrizzani, S. (1998): Stratigraphical and paleoenvironmental analysis of the Permian-Triassic transition in the Badia valley. - Palaeogeog. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 138: 85-113.
- Crasquin, S., Perri, M.C., Nicora, A. & Wever, P. (2008): Ostracods across the Permian-Triassic boundary in the western Tethys: the Bulla parastratotype (Southern Alps, Italy). - Riv. Ital. Paleont. Stratigr., 114: 233-262.
- Erwin, D.H. (1993): The great Paleozoic crisis: Life and death in the Permian. - New York, Columbia University Press, 327 pp.
- Farabegoli, E., Levanti, D. & Perri, M.C. (1986): The Bellerophon Formation in the southwestern Carnia. Lavar-det-Rioda and Casera Federata Section. - In: Italian IGCP project 203 (Ed.), Field Conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys, and additional regional reports. 4-12 July 1986, Brescia, Field guide-book: 69-75.
- Farabegoli, E. & Perri, M.C. (1998): Permian/Triassic boundary and Early Triassic in the Bulla section (Southern Alps, Italy): Lithostratigraphy, facies and conodont biostratigraphy. - Giorn Geol 3, 60, Spec. Pub. ECOS VII Southern Alps Field Trip: 292-311.
- Farabegoli, E. & Perri, M.C. (2012): Millennial Physical Events and the End-Permian Mass Mortality in the Western Palaeotethys: Timing and Primary Causes. - J. A. Talent (ed), Earth and Life, International Year of Planet Earth: 719-758.
- Farabegoli, E., Perri, M.C. & Posenato, R. (2007): Environmental and biotic changes across the Permian-Triassic boundary in western Tethys: the Bulla parastratotype, Italy. - In: Yin H, Warrington G, Xie S (Eds), Environmental and Biotic Changes during the Paleozoic-Mesozoic Transition. Global and Planetary Change, 55: 1-3, 109-135.
- Farabegoli, E. & Viel, G. (1982a): Litostratigrafia della Formazione di Werfen (Trias inferiore) delle Dolomiti Occidentali. - L'Industria Mineraria, 6: 3-14.
- Farabegoli, E. & Viel, G. (1982b): Il Permo-Scitico delle Alpi Meridionali. - Relazione finale Contratto C.R.E.S.T. 092.79.7 MPPI. Samim-Pertusola, 3.1-3.48.
- Fio, K., Spangenberg, J.E., Vlahović, I., Sremac, J., Velić, I. & Mrinjek, E. (2010): Stable isotope and trace element stratigraphy across the Permian-Triassic transition: A redefinition of the boundary in the Velebit Mountain, Croatia. - Chemical Geology, 278: 38-57.
- Glunk, C., Dupraz, C., Braissant, O., Gallagher, K.L., Verrecchia, E.P. & Visscher, P.T. (2011): Microbially mediated carbonate precipitation in a hypersaline lake, Big Pond (Eleuthera, Bahamas). - Sedimentology (2011), 58: 720-738.
- Gorjan, P., Kaiho, K., Kakegawa, T., Niitsuma, S., Chen, Z.Q., Kajiwara, Y. & Nicora, A. (2007): Paleoredox, biotic and sulfur-isotopic changes associated with the end-Permian mass extinction in the western Tethys. - Chem. Geol., 244: 483-492.
- Groves, J.R., Rettori, R., Payne, J.L., Boyce, M.D. & Altiner, D. (2007): End-Permian mass extinction of Lagenide foraminifers in the Southern Alps (Northern Italy). - J. Paleont., 81 (3): 415-434.
- Haas, J., Demény, A., Hips, K., Zajzon, N., Weiszburg, T.G., Sudar, M. & Pálffy, J. (2007): Biotic and environmental changes in the Permian-Triassic boundary interval recorded on a western Tethyan ramp in the Bükk Mountains, Hungary. - In: Yin, H., Warrington, G., Xie, S. (Eds.), Environmental and Biotic Changes during the Paleozoic-Mesozoic Transition: Global and Planetary Change, vol. 55/1-3: pp. 136-154.

- Hallam, A. (1989): The case for sea-level changes as a dominant causal factor in mass extinction of marine invertebrates. – *Phil. Trans. R. Soc. London, B* 325: 437-455.
- Hallam, A. & Wignall, P.B. (1997): Mass extinctions and their aftermath. – Oxford University Press, 309 pp.
- Hallam, A. & Wignall, P.B. (1999): Mass extinctions and sea-level changes. – *Earth Sci. Rev.*, 48: 217-250.
- Hips, K. & Haas, J. (2009): Facies and diagenetic evaluation of the Permian-Triassic boundary interval and basal Triassic carbonates: shallow and deep ramp sections, Hungary. – *Facies*, 55: 421-442.
- Holser, W.T. & Magaritz, M. (1987): Events near the Permian-Triassic boundary. – *Modern Geol.*, 11: 155-18.
- Horacek, M., Brandner, R. & Abart, R. (2007a): Carbon isotope record of the P/T boundary and the Lower Triassic in the Southern Alps: Evidence for rapid changes in storage of organic carbon. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 252: 347-354.
- Horacek, M., Richoz, S., Brandner, R., Krystyn, L. & Spötl, C. (2007b): Evidence for recurrent changes in Lower Triassic oceanic circulation of the Tethys: The $\delta^{13}\text{C}$ record from marine sections in Iran. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 252: 355-369.
- Horacek, M., Povoden, E., Richoz, S. & Brandner, R. (2010): High-resolution carbon isotope changes, litho- and magnetostratigraphy across Permian-Triassic Boundary sections in the Dolomites, N-Italy. New constraints for global correlation. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 290: 58-64.
- Hotinski, R.M., Bice, K.L., Kump, L.R., Najjar, R.G. & Arthur, M.A. (2001): Ocean stagnation and end-Permian anoxia. – *Geology*, 29-1: 7-10.
- Huey, R.B. & Ward, P.D. (2005): Hypoxia, Global Warming, and Terrestrial Late Permian Extinctions. – *Science*, 308: 398-401.
- Iacono-Marziano, G., Marecal, V., Pirre, M., Gaillard, F., Arteta, J., Scaillet, B. & Arndt, N. (2012): Gas emissions due to magma-sediment interactions during flood magmatism at the Siberian Traps: gas dispersion and environmental consequences. – *Earth and Planetary Science Letters*, 357-358: 308-318.
- Isoaki, Y., Kawahata, H. & Ota, A. (2007): A unique carbon isotope record across the Guadalupian-Lopingian (Middle-Upper Permian) boundary in mid-oceanic paleo-atoll carbonates: The high-productivity "Kamura event" and its collapse in Panthalassa. – *Global and Planetary Change*, 55: 21-38.
- Jia, C., Huang, J., Kershaw, S., Luo, G., Farabegoli, E., Perri, M.C., Chen, L., Bai, X. & Xie, S. (2012): Microbial response to limited nutrients in shallow water immediately after the end-Permian mass extinction. – *Geobiology*, 10: 60-71.
- Kaiho, K., Kajiura, Y. & Miura, Y. (2002): End-Permian catastrophe by a bolide impact: evidence of a gigantic release of sulfur from the mantle: comment and reply. – *Geology*, 30: 856.
- Kamo, S.L., Czamanske, G.K., Amelin, Y., Fedorenko, V.A., Davis, D.W. & Trofimov, V.R. (2003): Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma. – *Earth and Planetary Science Letters*, 214: 75-91.
- Kershaw, S., Crasquin, S., Li, Y., Collin, P.Y., Forel, M.B., Mu, X., Baud, A., Wang, Y., Xie, S., Maurer, F. & Guo, L. (2012): Microbialites and global environmental change across the Permian-Triassic boundary: a synthesis. – *Geobiology*, 10: 25-47.
- Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B. (2007): First record of *Hindeodus-Isarcicella* population in Lower Triassic of Slovenia. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 252: 72-81.
- Kolar-Jurkovšek, T., Jurkovšek, B., Aljinovic, D. & Nestell, G.P. (2011): Stratigraphy Of Upper Permian And Lower Triassic Strata Of The Žiri Area (Slovenia). – *Geologija*, 54/2: 193-204.
- Korte, C. & Kozur, H. (2005): Carbon isotope stratigraphy across the Permian/Triassic boundary at Jolfa (NW-Iran), Peitlerkofel (Sas de Putia, Sass de Putia), Pufels (Bula, Bulla), Tesero (all three Southern Alps, Italy) and Gerennavár (Bükk Mts, Hungary). – *J. Alp. Geol.*, 47: 119-135.
- Kozur, H.W. (1998): Some aspects of the Permian-Triassic boundary (PTB) and of the possible causes for the biotic crisis around this boundary. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 143: 227-272.
- Kump, L.R., Pavlov, A. & Arthur, M.A. (2005): Massive release of hydrogen sulfide to the surface ocean and atmosphere during intervals of oceanic anoxia. – *Geology*, 33: 397-400.
- Liang, H. (2002): End-Permian catastrophic event of marine acidification by hydrated sulfuric acid: Mineralogical evidence from Meishan Section of South China. – *Chinese Science Bulletin*, 47(16): 1393-1397.
- Magaritz, M., Bär, R., Baud, A. & Holser, W.T. (1988): The carbon-isotope shift at the Permian/Triassic boundary in the Southern Alps is gradual. – *Nature*, 331: 337-339.

- Massari, F. & Neri, C. (1997): The infill of a supradetachment (?) basin: the continental to shallow-marine Upper Permian succession in the Dolomites and Carnia (Italy). – *Sed. Geol.*, 110: 181–221.
- Mostler, H. (1982): Bozener Quarzporphyr und Werfener Schichten. – In: Mostler H. (Ed.), *Excursionsführer zur 4. Jahrestagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Seis am Schlern Südtirol*: 43–79. H. Kowatsch, Innsbruck.
- Mundil, R., Ludwig, K.R., Metcalfe, I. & Renne, P.R. (2004): Age and Timing of the Permian Mass Extinctions: U/Pb Dating of Closed-System Zircons. – *Science*, 305: 1760–1763.
- Neri, C. (1999): The Permian–Triassic Boundary in the central Southern Alps: an overview. – In: Cassinis et al. (Eds): *Stratigraphy and facies of the Permian deposits between eastern Lombardy and the western Dolomites. Field Trip Guidebook, International field conference on “The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy), Regional Reports and General Correlations”*, 15–25 September 1999, Brescia, Italy: 17–18, Pavia.
- Neri, C. & Posenato, R. (1999): Sedimentary and biostratigraphical aspects of the P/T boundary in the eastern Southern Alps. – In: Cassinis G. (Ed.), *Stratigraphy and Facies of the Permian Deposits Between Eastern Lombardy and the Western Dolomites; Intern. Congress on the Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy)*, Brescia, 15–25 Sept. 1999, *Field Trip Guidebook*: 35–42.
- Nestell, G.P., Kolar Jurkovšek, T., Jurkovšek, B. & Aljinovi, D. (2011): Foraminifera from the Permian–Triassic transition in western Slovenia. – *Micropaleontology*, 57–3: 197–222.
- Newton, R.J., Pevitt, E., Wignall, P.B. & Bottrell, S.H. (2004): Large shifts in the isotopic composition of seawater sulphate across the Permo–Triassic boundary in northern Italy. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 218: 331–345.
- Noè, S.U. (1987): Facies and paleogeography of the marine Upper Permian and of the Permian–Triassic boundary in the Southern Alps (Bellerophon Formation, Tesero Horizon). – *Facies*, 16: 89–142.
- Payne, J.L., Lehrmann, D.J., Follett, D., Seibel, M., Kump, L.R., Riccardi, A., Altiner, D., Sano, H. & Wei, J. (2007): Erosional truncation of uppermost Permian shallow-marine carbonates and implications for Permian–Triassic boundary events. – *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 121(5/6): 957–959.
- Payne, J.L. & Clapham, M.E. (2012): End-Permian Mass Extinction in the Oceans: An Ancient Analog for the Twenty-First Century? – *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 40: 89–111.
- Payne, J.L. & Kump, L.R. (2007): Evidence for recurrent Early Triassic massive volcanism from quantitative interpretation of carbon isotope fluctuations. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 256: 264–277.
- Perri, M.C. & Farabegoli, E. (2003): Conodonts across the Permian–Triassic boundary in the Southern Alps. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 245: 281–313.
- Posenato, R. (1988): The Permian/Triassic boundary in the western Dolomites, Italy. Review and proposal. – *Ann. Univ. Ferrara (N. S.), Sez. Scienze della Terra*, 1: 31–45.
- Posenato, R. (1989): Chronological and geographical distribution of the Fam. Comelicianidae Merla, 1930 (Brachiopoda). – *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, 94: 383–400.
- Posenato, R. (1990): La crisi biologica permo-triassica nelle Dolomiti occidentali. – In: Robba E (Ed.), *Proceedings of the Fourth Symposium on the Ecology and Palaeoecology of Benthic Communities. Museo regionale di Scienze Naturali Torino*: 69–93.
- Posenato, R. (1991): Endemic to cosmopolitan brachiopods across the P/T boundary in the Southern Alps (Italy). – *Proceedings of Shallow Tethys (3–23 Sept. 1990)*. Saito Ho-on Kai Spec Pub, 3: 125–139. Sendai, Toko Printing Co. Ltd.
- Posenato, R. (1998): The gen. Comelicania Frech, 1901 (Brachiopoda) from the Southern Alps: morphology and classification. – *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, 104: 43–68.
- Posenato, R. (2001): The athyridoids of the transitional beds between Bellerophon and Werfen formations (uppermost Permian, Southern Alps, Italy). – *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, 107: 197–226.
- Posenato, R. (2009): Survival patterns of macrobenthic marine assemblages during the end-Permian mass extinction in the western Tethys (Dolomites, Italy). – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 280: 150–167.
- Posenato, R. (2010): Marine biotic events in the Lopin-gian succession and latest Permian extinction in the Southern Alps (Italy). – *Geol. J.*, 45: 195–215
- Posenato, R. & Prinoth, H. (2004): Orizzonti a nautiloidi e a brachiopodi della Formazione a Bellerophon (Permiano Superiore) in Val Gardena. – *Geo.Alp*, 1: 71–85.
- Rampino, M.R., Self, S. & Stothers, R.B. (1988): Volcanic Winters. – *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 16: 73–99.

- Rampino, M.R., Prokoph, A., Adler, A.C. & Schwindt, D.M. (2002): Abruptness of the end-Permian mass extinction as determined from biostratigraphic and cyclostratigraphic analyses of European western Tethyan sections. – *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 356: 415–427.
- Reichow, M.K., Pringle, M.S., Al'Mukhamedov, A.I., Allen, M.B., Andreichev, V.L., Buslov, M.M., Davies, C.E., Fedoseev, G.S., Fitton, J.G., Inger, S., Medvedev, A.Y., Mitchell, C., Puchkov, V.N., Safonova, I.Y., Scott, R.A. & Saunders, A.D. (2009): The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 277 (1–2): 9–20.
- Reineck, H. E. & Singh, I. B. (1973): Depositional sedimentary environments. – Springer-Verlag, Berlin: 1–439.
- Retallack, G.J. (2009): Greenhouse crises of the past 300 million years. – *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 121, 9/10: 1441–1455.
- Scholger, R., Mauritsch, H.J. & Brandner, R. (2000): Permian-Triassic boundary magnetostratigraphy from the Southern Alps (Italy). – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 176: 495–508.
- Sepkoski, J.J., Bambach, R.K. & Droser, M.L. (1991): Secular changes in Phanerozoic event bedding and the biological imprint. – In: Einsele G., Ricken W., Seilacher A. (Eds.), *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 298–312.
- Sephton, M.A., Looy, C.V., Veeferkind, R.J., Brinkhuis, H., Leeuw, J.W. & Visscher, H. (2002): Synchronous record of $\delta^{13}\text{C}$ shifts in the oceans and atmosphere at the end of the Permian. – In: Koeberl C., MacLeod K. G. (eds), *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. *Geol. Soc. America Spec. Paper*, 356: 455–462.
- Shen, S.Z., Crowley, J.L., Wang, Y., Bowring, S.A., Erwin, D.H., Sadler, P.M., Cao, C.Q., Rothman, D.H., Henderson, C.M., Ramezani, J., Zhang, H., Shen, Y., Wang, X.D., Wang, W., Mu, L., Li, W.-Z., Tang, Y.-G., Liu, X.-L., Liu, L.-J., Zeng, Y., Jiang, Y.-F. & Jin, Y.-G. (2011): Calibrating the End-Permian Mass Extinction. – *Science*, 334: 1367–1372.
- Song, H., Wignall, P.B., Tong, J., Bond, D.P.G., Song, H., Lai, X., Zhang, K., Wang, H. & Chen, Y. (2012): Geochemical evidence from bio-apatite for multiple oceanic anoxic events during Permian-Triassic transition and the link with end-Permian extinction and recovery. – *Earth and Planetary Science Letters*, 353–354: 12–21.
- Sudar, M., Perri, M.C. & Haas, J. (2008): Conodonts across the Permian-Triassic boundary in the Bükk Mountains, NE Hungary. – *Geologica Carpathica*, 59(6): 491–502.
- Tong, J., Zhang, S., Zuo, J. & Xiong, X. (2007): Events during Early Triassic recovery from the end-Permian extinction. – *Global Planetary Change*, 55: 66–80.
- Venzo, G.A. (1955): Il Permiano superiore nei dintorni di Egna (Alto Adige) e le sue dolomie calcaree a tessitura oolitica. – *Mem. Mus. Stor. Nat. Venezia Tridentina*, 10: 1–14.
- Visscher, H., Brinkhuis, H., Dilcher, D. L., Elshik, W. C., Eshet, Y., Looy, C. V., Rampino, M. R. & Traverse, A. (1996): The terminal Paleozoic fungal event: Evidence of terrestrial ecosystem destabilization and collapse. – *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 93: 2155–2158.
- Watson, J.S., Sephton, M.A., Looy, V.C. & Gilmour, I. (2005): Oxygen-containing aromatic compounds in a Late Permian sediment. – *Organic Geochemistry*, 36: 371–384.
- Wignall, P.B. & Hallam, A. (1992): Anoxia as a cause of the Permian-Triassic mass extinction: facies evidence from northern Italy and the western United States. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 93: 21–46.
- Wignall, P.B. & Hallam, A. (1996): Facies change and the end-Permian mass extinction in SE Sichuan, China. – *Palaios*, 11: 587–596.
- Wignall, P.B. & Twitchett, R.J. (1996): Oceanic anoxia and the end Permian mass extinction. – *Science*, 272: 1155–1158.
- Xie, S., Pancost, R.D., Yin, H., Wang, H. & Evershed, R.P. (2005): Two episodes of microbial change coupled with Permo/Triassic faunal mass extinction. – *Nature*, 434: 494–497.
- Yin, H., Zhang, K., Tong, J., Yang, Z. & Wu, S. (2001): The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary. – *Episodes*, 24: 102–114.
- Zhang, K., Tong, J., Yin, H. & Wu, S. (1996): Sequence stratigraphy near the Permian-Triassic Boundary at Meishan section, south China. In Yin, H. (ed.) *The Palaeozoic - Mesozoic boundary candidates of the global stratotype section and point of the Permian-Triassic boundary*. – China University of Geosciences, Wuham: 72–83.

Manuscript submitted: 15.1.2013

Revised manuscript accepted: 5.3.2013