

Permian–Triassic terrestrial ecosystems of the Dolomites (Southern Alps): Field trip on the occasion of the Paleodays 2018

→ Massimo Bernardi^{1,2}, Riccardo Tomasoni¹, Fabio Massimo Petti^{1,3}, Evelyn Kustatscher^{4,5}, Hendrik Nowak⁴, Herwig Prinoth⁶, Guido Roghi⁷, Nereo Preto⁸, Piero Gianolla⁹

¹MUSE – Museo delle Scienze, Corso del Lavoro e della Scienza 3, 38122 Trento, Italy

²School of Earth Sciences, University of Bristol, Bristol BS8 1RJ, UK

³PaleoFactory, Dipartimento di Scienze della Terra, Sapienza Università di Roma, Piazzale Aldo Moro 5, 00185 Rome, Italy

⁴Museum of Nature South Tyrol, Bindergasse/Via Bottai 1, 39100 Bozen/Bolzano, Italy

⁵Department für Geo- und Umweltwissenschaften, Paläontologie und Geobiologie, Ludwig-Maximilians-Universität and Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und Geobiologie, Richard-Wagner-Straße 10, 80333 München, Germany

⁶Museum Ladin Ursus ladinicus, Strada Micurà de Rù 26, 39030 San Cassiano, Italy

⁷Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR, Via Gradenigo 6, 35131 Padova, Italy

⁸Dipartimento di Geoscienze, Università degli Studi di Padova, Via Gradenigo 6, 35131 Padova, Italy

⁹Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra, Università di Ferrara, Via Saragat 1, 44122 Ferrara, Italy

ABSTRACT

This paper provides a guide to the field trip of the 2018 edition of the Paleodays, the annual congress of the Società Paleontologica Italiana (Trento, 6–8 June 2018), dedicated to the terrestrial ecosystems of the Dolomites between the late Permian and the Middle Triassic. It is structured into three stops (Fig. 1). We will first visit two outcrops located near Tramin/Termenò, where the Permian–Triassic boundary is exposed, and in the Bletterbach Gorge, where the late Permian crops out in an extensive and spectacular succession. The third stop offers a visit to the Geological Museum of the Dolomites, in Predazzo, which allows us to discuss about carbonate platforms and the diversification of plants and tetrapods in the Middle Triassic.

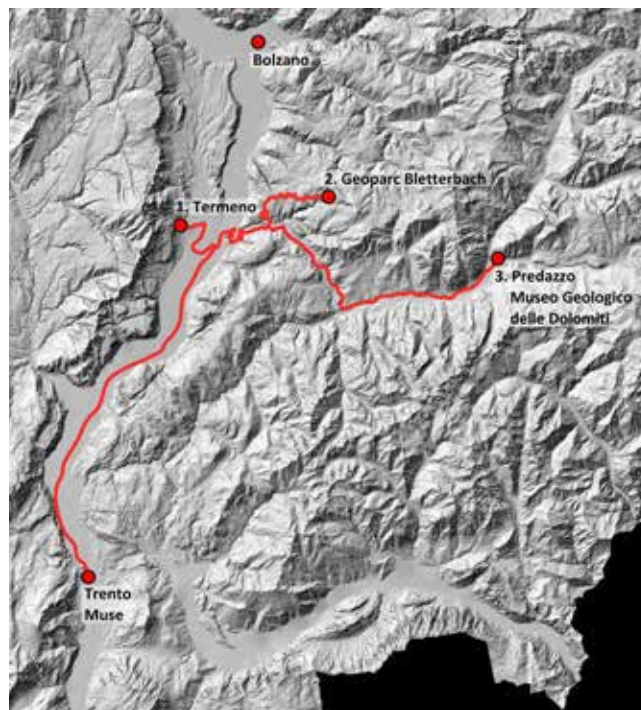


FIG. 1: The itinerary of the field trip.

1. THE TRAMIN/TERMENÒ SECTION: PERMIAN-TRIASSIC BOUNDARY IN A NEAR-SHORE ENVIRONMENT

1.1. GEOLOGICAL SETTING

The subject of this stop is a stratigraphic section located just upstream of the Tramin/Termenò village (Fig. 2), at the base of the eastern slope of the Mendel/Mendola chain, the mountain ridge that borders to the W the Etsch/Adige Valley in a N-S direction, in the stretch south of Lana and Bozen/Bolzano. The general structural setting of the area is represented by a monocline gently dipping towards SW, where it is possible to observe the regular overlap of volcanic and sedimentary units belonging to the South Alpine domain. Morphologically, it is a huge *cuesta* with the eastern slope shaped into high sub-vertical cliffs that overlook the Adige Valley.

At the base of the Mendel/Mendola chain crops out the uppermost unit of the Athesian Volcanic Group (lower Permian), out of which the morphologically conspicuous terraces of Gandberg/Monte Ganda and Mitterberg/Monte di Mezzo are shaped (Fig. 2, 3). Climbing up the eastern slope of the Monte Roen-Monte Penegal ridge, above the volcanic products lie the continental upper Permian deposits of the Gröden/Val Gardena Sandstone followed by the Bellerophon Formation (which disappear just NW of Caldaro) and the Triassic sedimentary succession represented by the Werfen Formation, the lower Anisian mixed carbonate-terrigenous units (Lower Sarl/Serla Formation, Voltago Conglomerate, Giovo Formation), the Middle Triassic carbonate

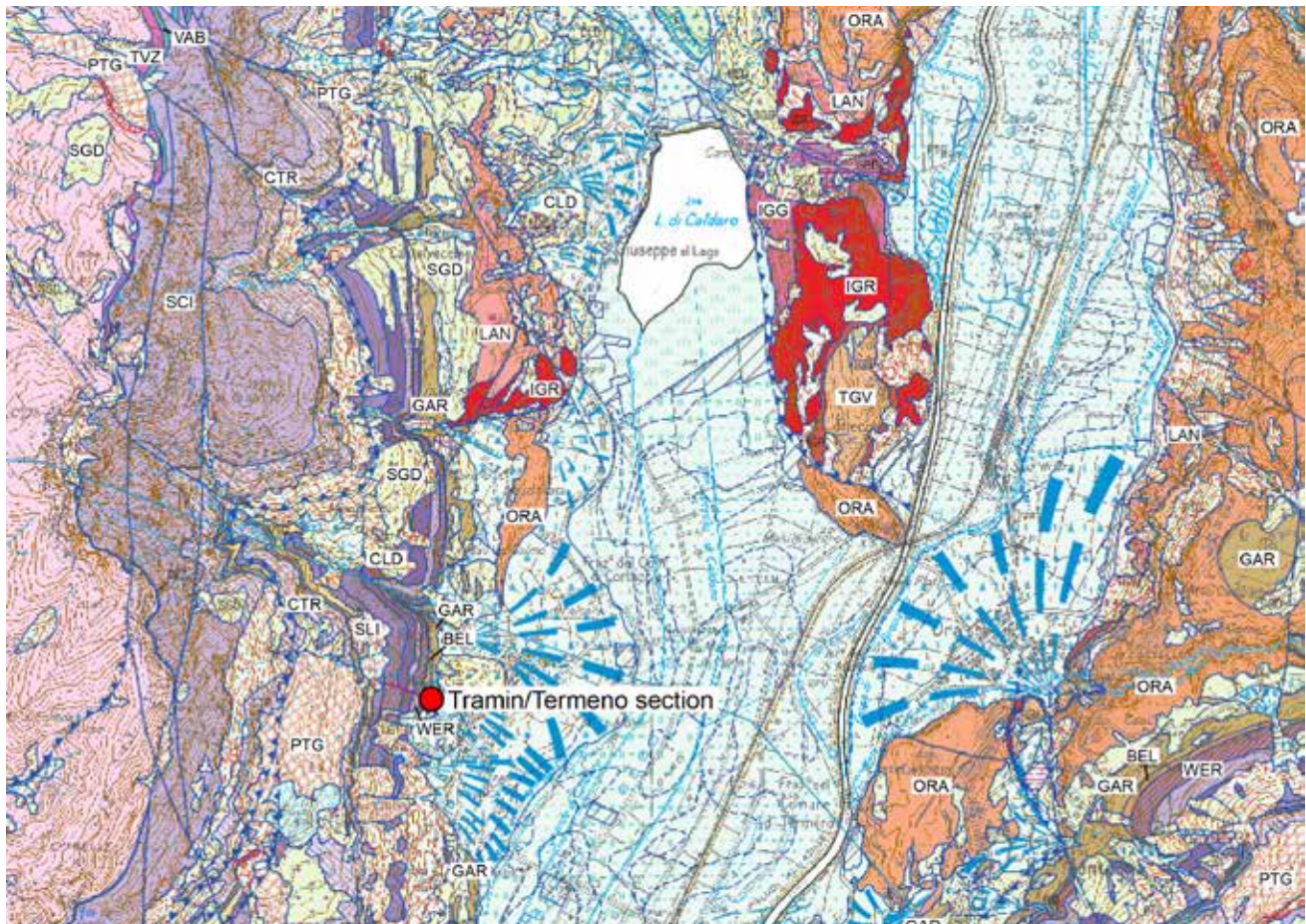


FIG 2: The geological map of the Etsch/Adige Valley near Tramin/Termeno. Modified from the Geological Map of Italy 1:50.000, sheet "043-Mezzolombardo".

platform deposits (Contrin and Schlern/Sciliar formations) and their heteropic basinal counterparts (Moena and Buchenstein formations and Val Vela Limestone). Locally, the Middle Triassic units are topped by the andesitic-basaltic volcanic rocks of the Ladinian cycle and by a few tens of metres of alternating calcareous-terigenous deposits (Travenanzes Formation; Carnian) on which rests the Norian carbonate platform unit (Hauptdolomit/Dolomia Principale). In this area, a sharp reduction in thickness of the Bellerophon Formation can be observed (from 20–30 metres to 0 metres NW of Caldaro), where the Werfen Formation directly overlaps the Gröden/Val Gardena Sandstone.

On the whole, the Mesozoic formations of the Mendel/Mendola chain can be distinguished by their relatively lower thickness compared to the same units in the western Dolomites, reflecting the relative high structural organisation that characterized this part of the Southern Alps during the Mesozoic. As far as

the Neogene structural evolution is concerned, the Mendel/Mendola chain is characterized by a system of superimposed thrust sheets: Mezzocorona – Magrè and Vigo di Ton – Tramin/Termeno, with a direction running from ENE–WSW and NNE–SSW (Fig. 3; Avanzini et al., 2012). The thrusts are limited by two kinematic junctions represented to the W by the Mezzolombardo – Taio Line (right) and to the E by the Ruffrè Line (left). Towards the N the fault displacement decreases, and the structures do not continue beyond the Ruffrè Line (N of Tramin/Termeno), while towards SW they continue in the Paganella Thrusts System (Fig. 4).

The thrusts represent the imbricated frontal sector of a deep regional structure and show, in their propagation towards SE, a stepped trajectory, in accordance with the different lithologies of the stratigraphic succession, which is marked by an alternation of more competent levels and more plastic intervals. These

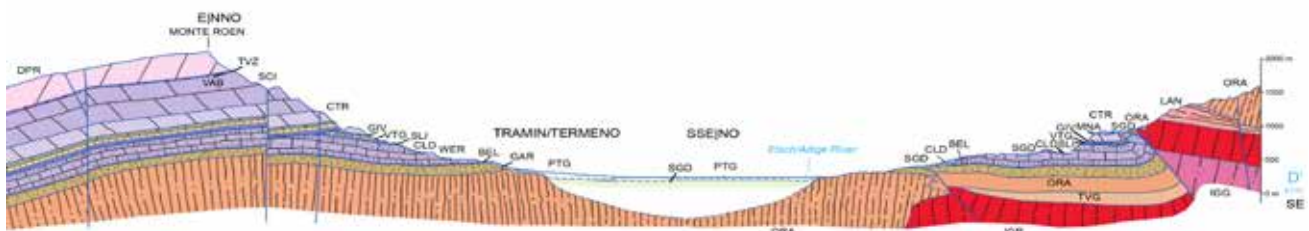


FIG 3: Geological section through the Etschtal/Val Adige near Tramin/Termeno. Modified from the Geological Map of Italy 1:50.000, sheet "043-Mezzolombardo".
 Legend: DPR – Hauptdolomit/Dolomia Principale, TVZ – Travenanzes Formation, VAB – Basaltic Volcanites, VVL – Val Vela Limestone, BHL – Buchenstein Formation, SCI – Schlern/Sciliar Formation, MNA – Moena Formation, CTR – Contrin Formation, GIV – Giovo Formation, VTS – Voltago Conglomerate, SLI – Lower Sarl/Serla Formation, WER – Werfen Formation, BEL – Bellerophon Formation, GAR – Gröden/Val Gardena Sandstone, ORA – Auer/Ora Formation, Athesian Volcanic Group.

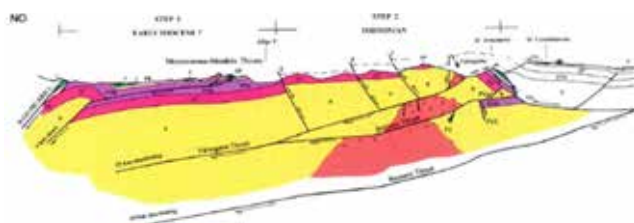


FIG. 4: Schematic section between the Giudicarie Line and the Valsugana System (modified from Selli, 1998).

geometries are developed in the imbricated strip overlooking the Adige Valley, where the most evident doublings are visible in correspondence with the ramp areas. In particular, the Contrin Formation, the Schlern/Sciliar Formation and the Hauptdolomit/Dolomia Principale (an intermediate competent unit about 1 km thick) are the units of the main ramp areas where the thrust inclines from 30° to 50° and often develops wide, strongly fractured and cataclased bands. The main along-bed detachments (lower flat area), which connect the deep ramp with the thrusts overlooking the Adige Valley, develop within the Werfen Formation, Lower Sarl/Serla Formation, Voltago Conglomerate, Giovo Formation (lower plastic unit), and locally in the Val Vela Limestone. The main tectonic transport direction is toward SE and is oriented about 330°N, which corresponds to the axis of maximum compression that generated the thrusts.

1.2. STRATIGRAPHY

The Tramin/Termeno section crops out in three different portions located just to the west of Tramin/Termeno. The first portion (Fig. 5, 6), about 22 meters thick, shows the transition between the uppermost Permian Bellerophon Formation and the overlying Lower Triassic Werfen Formation (basal oolitic Tesero Member).

The first 0.8 m (I-1) consist of an alternation of grey dolostones, organized in 10 cm thick layers, and dark grey and thinly bedded pelitic layers. Dolostones are often characterised by the presence of small to large dissolution cavities (Fig. 6). The section continues upwards with 0.7 m of light grey dolostones, sometimes with nodular bedding, cross-stratification, root trac-



FIG. 5: The Bellerophon-Tesero boundary at the Tramin/Termeno section.

es and other fossil plant remains (I-2 and I-3). Towards the top of this interval follow 0.8 m of granular dolostones, varying in colour from yellowish-grey to ochre, with grains mainly represented by ooids. This interval (I-4) is interrupted at about half of its thickness by a dark-grey and centimetre-sized pelitic layer. The section then continues for more than a metre with an interval dominated by yellowish dolostones, which show a sharp increase in the frequency of dissolution cavities and, in some cases, levels with nodular structure (I-5). A centimetre-sized, light grey pelitic horizon interrupts the monotony of succession in its middle part. The sequence continues upwards, for about 1.5 m, with well bedded grey and nodular dolostones, preserving roots and other plant traces; the dolostone beds are often interbedded with dark grey, centimetre-sized pelitic layers (I-6 and I-7). At the top of this interval a doloarenite, rich in fossil gastropods, marks the transition to a portion represented by yellowish-grey dolosiltites, with wavy and nodular bedding and numerous roots traces, mostly occurring at the top of each individual layer (I-8). The interval I-8 has been roughly correlated with the II-3 and part of the II-4 intervals of the Tramin/Termeno section II (Fig. 7). The sedimentary sequence continues with a nodular and bioturbated wackestone level, about 1 m thick, whose grains are mainly made of white mica (I-9); the regularity of this level is in some cases interrupted by silty layers showing low-angle cross-stratification. The section is then covered by vegetation for about 1.5 m, which can be approximately correlated with the uppermost part of the interval II-4 (grey dolostone) and the whole II-5 (grey and black dolomitic shale) and II-6 intervals of the Tramin/Termeno II section (cross-bedded dolomitic grainstone) (Fig. 7).

The section crops out again with an alternation of dark-grey micaceous dolosiltites, characterized by numerous dissolution cavities, alternating with dark-grey marly layers; the top of this portion (I-10), is made of yellowish dolostone without any trace of cavities. A centimetre-thick clayey layer marks the transition to pale grey micaceous doloarenites interbedded with dark grey pelites (I-11) containing root traces and highly carbonaceous horizons. The middle portion of this interval is characterized by a bivalve tempestite, load casts and erosional bed boundaries. The interval I-11 ends with a sequence of yellowish dolostone, about half a metre thick. The section is then covered again by vegetation for 7.20 m but the analysis of the Tramin/Termeno II section allowed to reconstruct the lowermost 1.50 m, which can be correlated with the second half of the II-9 and the whole II-10 intervals. The latter comprise an alternation of light dolostone and dark grey clays.

The Tramin/Termeno I section crops out again along the path (third and fourth columns of Fig. 7) with 30 cm of light grey dolostone (I-12), which are followed by about 2 m of pale yellow dolostone, marked in the topmost part of each bed by frequent roots traces, and interbedded with centimetre-sized-dark grey marly levels (I-13). The uppermost part of this interval is characterized by a shallow tidal channel with bivalve specimens mainly assigned to the genus *Permophorus* sp. A dark-grey marly bed, characterized by variable thickness, marks the transition to the overlying portion made of marly dolostone and grey mudstone with roots traces, which pass upwards to a laminated pelitic layer, followed in turn by yellowish dolostone with large cavities and possible ooids. The entire succession described above can be attributed to the Bellerophon Formation. The boundary with the Werfen Formation (Tesero Member) is marked by the occurrence of three tabular beds made up of dolostones with

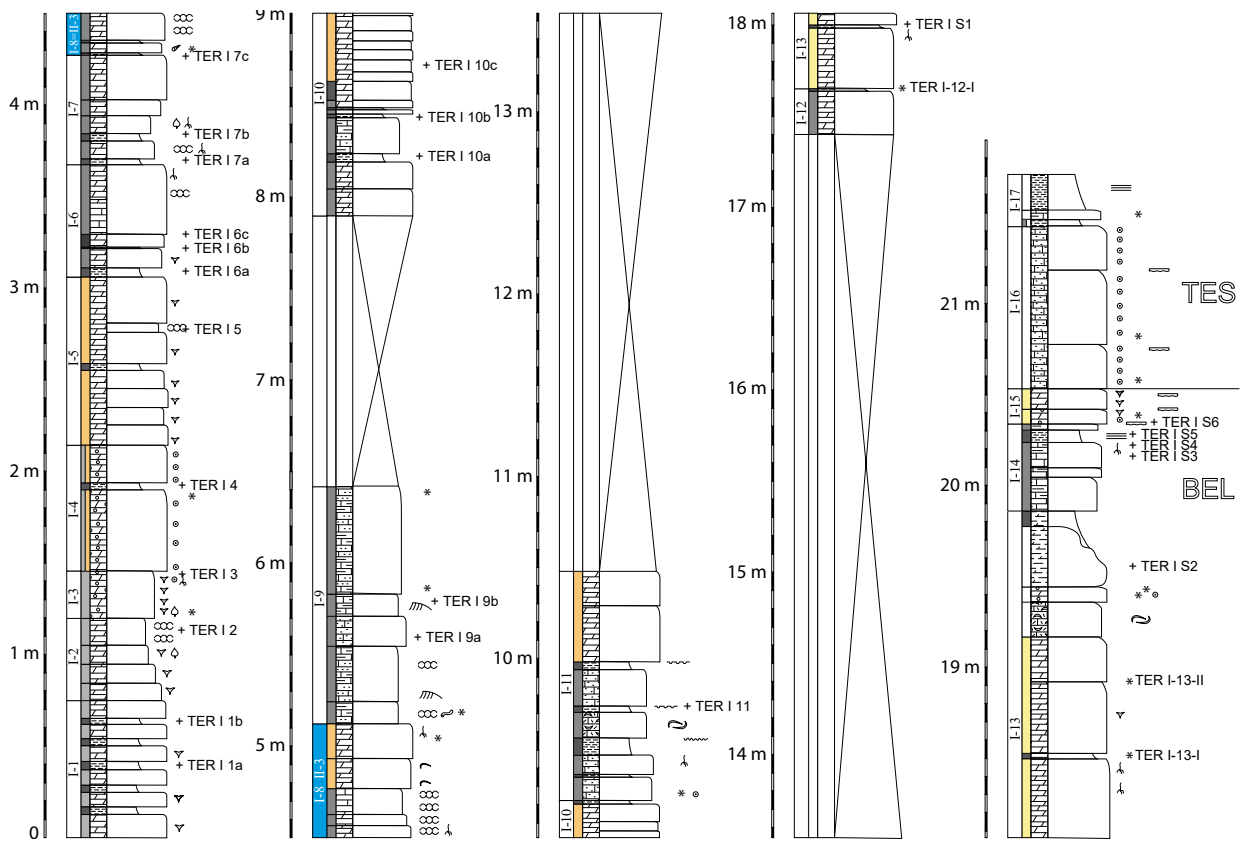


FIG. 6: The section Tramin/Termeno I - lower part.

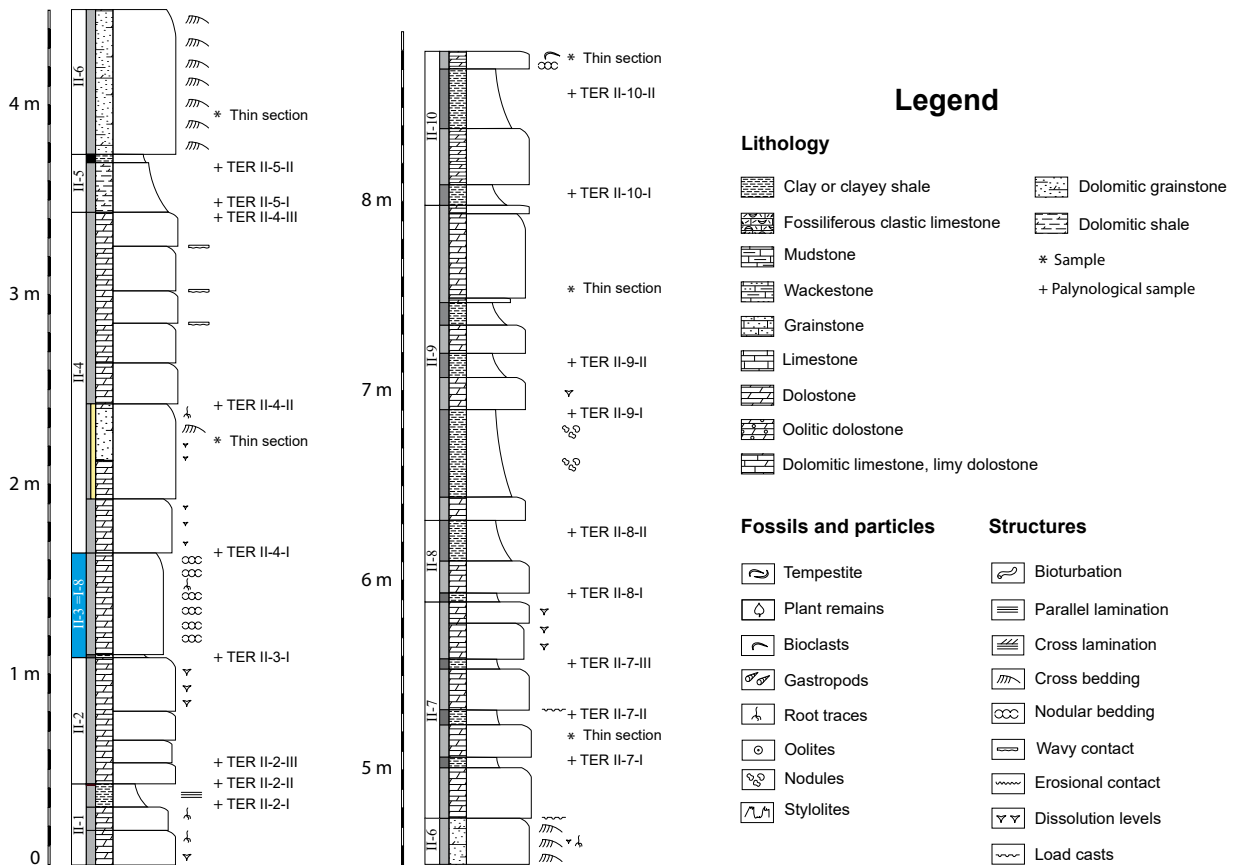


FIG. 7: The section Tramin/Termeno II.

sorted ooids (I-16). The lower portion of the Tramin/Termeno section finally ends with an alternation of greyish to whitish mudstone-wackestone and laminated shales with a total thickness of about 30 cm (I-17).

The upper part of the Tramin/Termeno I section can be observed in the third portion, slightly to the west, where the Permian–Triassic boundary succession is uplifted on the footwall of a direct fault running approximately NW–SE (Fig. 8). This part of the section starts with about 0.5 m of light grey clays, changing abruptly into 30 cm of light yellow micritic dolostone laminated at the base and with large dissolution cavities at the top. The section coarsens upwards into 2.70 m of dolomitic grainstone what is yellowish in colour and rich in ooids (I-18); the lithofacies does not change in the following metre except for its colour, which may vary from light grey to dark grey, and the complete absence of ooids (I-19). The overlying 2.1 m are made up of massive, yellowish to grayish dolomitic grainstone, organized in 20 to 30 cm thick beds, with wavy contacts and abundant ooids (I-20). A centimetre-sized clay interval marks the transition to the subsequent interval, still made up of dolomitic grainstone but devoid of ooids and with stylolites in its uppermost part (I-21). Another covered interval of about 0.5 m interrupts the continuity of the section, which crops out again with about 1.0 m of dolomitic grainstone (I-22) that grades into a grainstone interval bounded above and below by thin (a few centimetres thick) pelitic layers (I-23). The uppermost part of the Tesero Member of the Werfen Formation in the Tramin/

Termeno I section is constituted by 1.0 m of regularly bedded, yellowish to grayish dolomitic grainstone (I-24). The boundary with the overlying Mazzin Member (I-25) is marked by a sharp increase in the pelitic fraction. Upwards follows an about 3.0 m thick interval made up of centimetrically layered marly wackestones, interrupted in its middle part by about 30 cm of dolomitic shales (I-27 and lowerpart of I-28). The Tramin/Termeno section ends with about 1.1 m of centimetrically bedded and grey dolomitic limestone.

1.3 GEOCHEMISTRY

The Permian part of the section has been investigated for the $\delta^{13}\text{C}$ carbon isotopy of bulk organic matter. The isotopic curve in Tramin/Termeno does not present any notable excursion, as is expected for this stratigraphic interval (e.g., Korte & Kozur, 2010), but it is worth comparing the carbon isotopic composition of this locality with coeval intervals in the region (Table 1). The organic matter in Tramin/Termeno has values that on average are heavier than for the rest of the Dolomites. This could be explained by a palaeogeographic position closer to the coastline and consequently with a higher proportion of continental organic matter, which is heavier than marine organic matter during the Lopingian (late Permian).

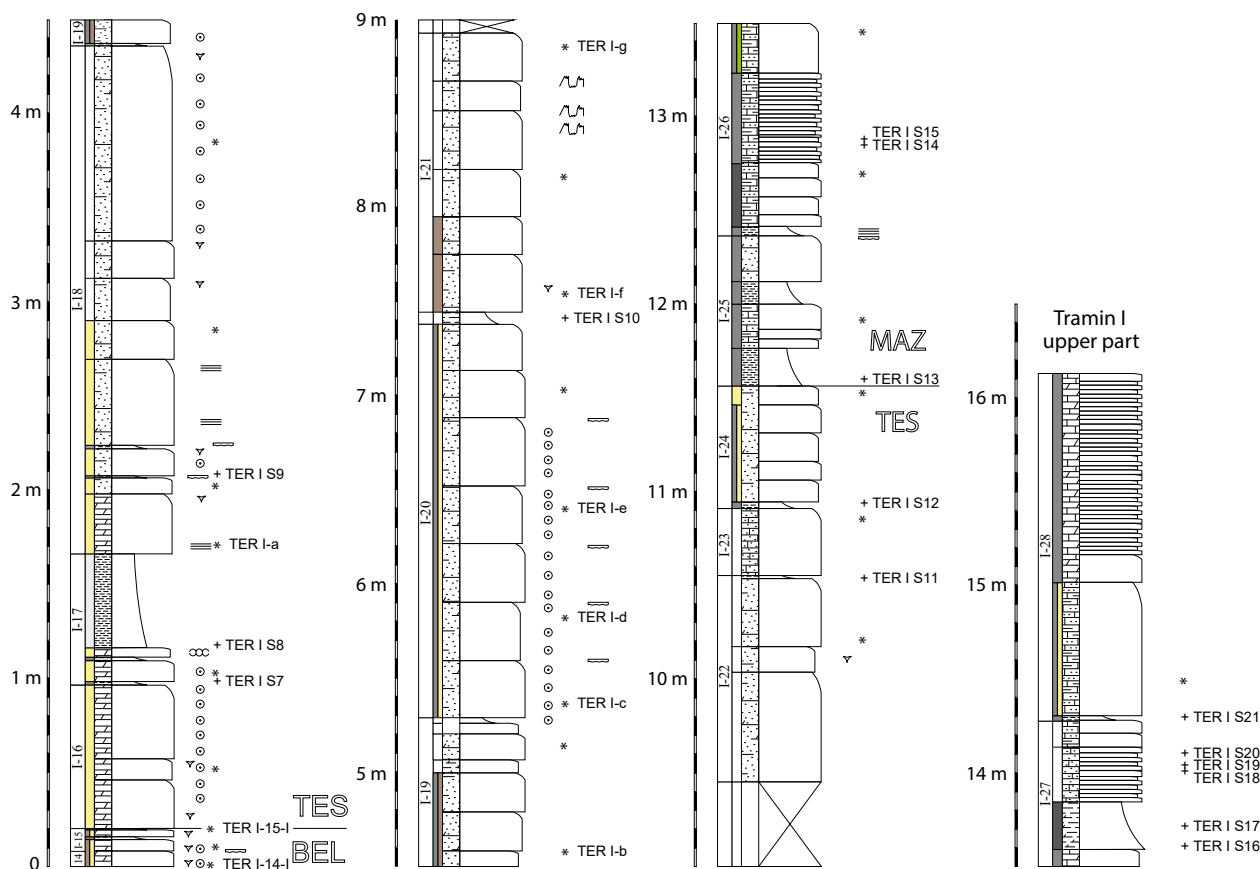


FIG. 8: The section Tramin/Termeno I – upper part.

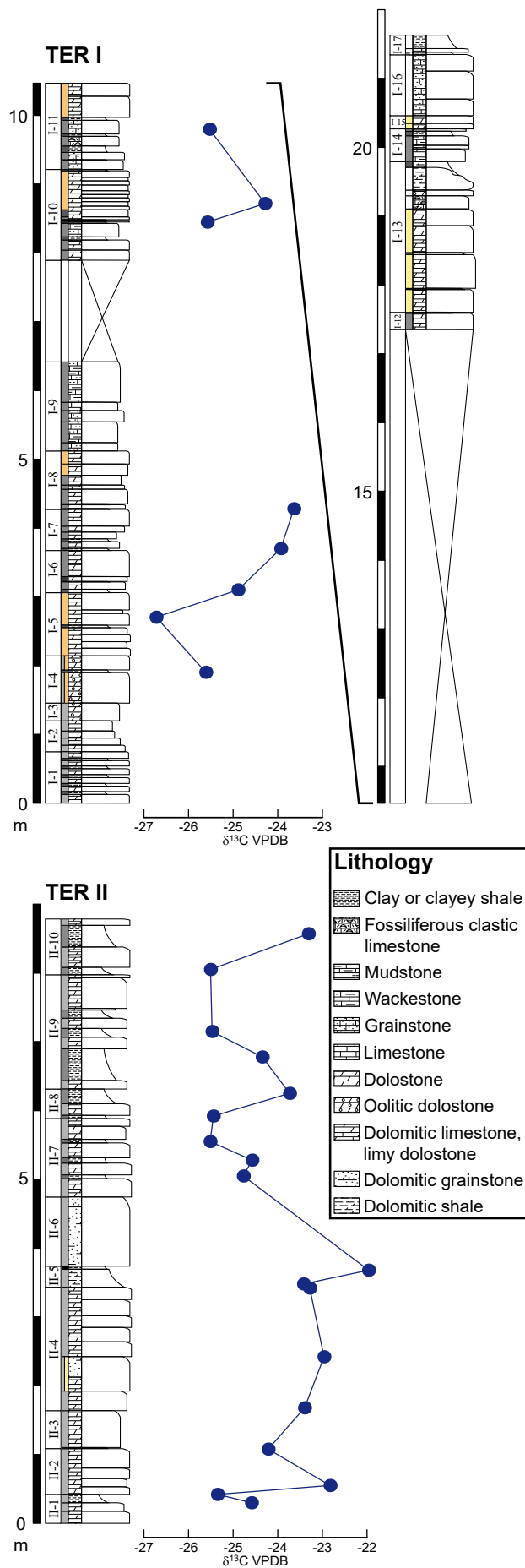


FIG. 9: The isotope plots of the Tramin/Termeno section.

	TRAMIN/TERMENO (ETSCHTAL/VAL ADIGE)	PIZZO FORCA (SAN PELLEGRINO PASS)	SERES (BADIA VALLEY)
AVERAGE $\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	-24.4	-26.0	-26.6
STANDARD DEVIATION (‰)	1.1	1.4	0.9
NUMBER OF ANALYSES	26	28	40

TABLE 1: Average $\delta^{13}\text{C}$ values of the bulk organic matter at three localities in the Dolomites and Etsch/Adige Valley. Among these three localities, Tramin/Termeno is the closest to the palaeo-coastline.

1.4 PALYNOLOGY

Organic-walled microfossils have been extracted from several shaly/marly layers in the Bellerophon Formation and the Tesero Oolite (Fig. 10). Assemblages in the Bellerophon Formation are mostly dominated by non-taeniate bisaccate pollen grains, such as *Klausipollenites* Jansonius, 1962 (Fig. 10D), *Jugasporites* Leschik, 1956 (Fig. 10E), *Labiisporites* Leschik, 1956 (Fig. 10F), *Falcisporites* Leschik, 1956 and *Paravesicaspora* Klaus, 1963. Taeniate and striate forms are represented by *Lunatisporites* Leschik, 1956 (Fig. 10G) and *Protohaploxylinus* Samoiloivitch, 1953 (Fig. 10H). A few specimens of prepollen (*Nuskisporites* Potonié et Klaus, 1954 and *Trizonaesporites* Leschik, 1956) have also been recovered. Spores are very rare. This suggests a vegetation dominated by conifers and seed ferns (Balme, 1995; Meyen, 1997). Plant debris, including wood and cuticle fragments (Fig. 10I), is present in varying abundance. Residues from a black silty layer at the top of the Bellerophon Formation contain a particularly high amount of plant fragments and possible algae. A common component in this assemblage is *Reduviasporonites* Wilson, 1962 (Fig. 10C). *Reduviasporonites* is a problematic group of palynomorphs appearing as single cells or (branching) chains that have alternatively been interpreted as fungi or (freshwater) algae (Eshet et al., 1995; Visscher et al., 1996; Afonin et al., 2001; Foster et al., 2002). Both interpretations are based on morphological and biogeochemical arguments.

The question of the affinity of *Reduviasporonites* is particularly interesting because mass occurrences have been found in multiple places around the world close to the Permian–Triassic boundary, including the Southern Alps. Due to the interpretation as fungal remains, this striking signal came to be known as a “fungal spike” and led to theories of *Reduviasporonites* as a saprophyte that digested the plants which had died in the extinction event or even a pathogen that directly caused the dying (Eshet et al., 1995; Visscher, 1996; Elsik, 1999). However, it should be noted, that *Reduviasporonites* is also an important component of Permian and Triassic palynoassemblages from long before and long after the mass extinction, and that its relative abundance in assemblages around the boundary corresponds to the near- or total absence of most other palynomorph groups. A grey-green marly layer with gypsum and intraclasts about one metre above the base of the Tesero Oolite contains a scarce palynoassemblage with bisaccate pollen, trilete spores, *Reduviasporonites*, and a few plant fragments. The pollen grains resemble the forms in the Bellerophon Formation and might at least partly be reworked. The spores predominantly belong to *Lundbladispota* (Fig. 10A) and indicate the increased presence of lycophytes (club mosses) in the neighbouring flora (Balme, 1995). They are preserved as tetrads (Fig. 10B) with unusual regularity (Looy et al., 2005). A higher spore/pollen ratio and higher amount of spore tetrads is

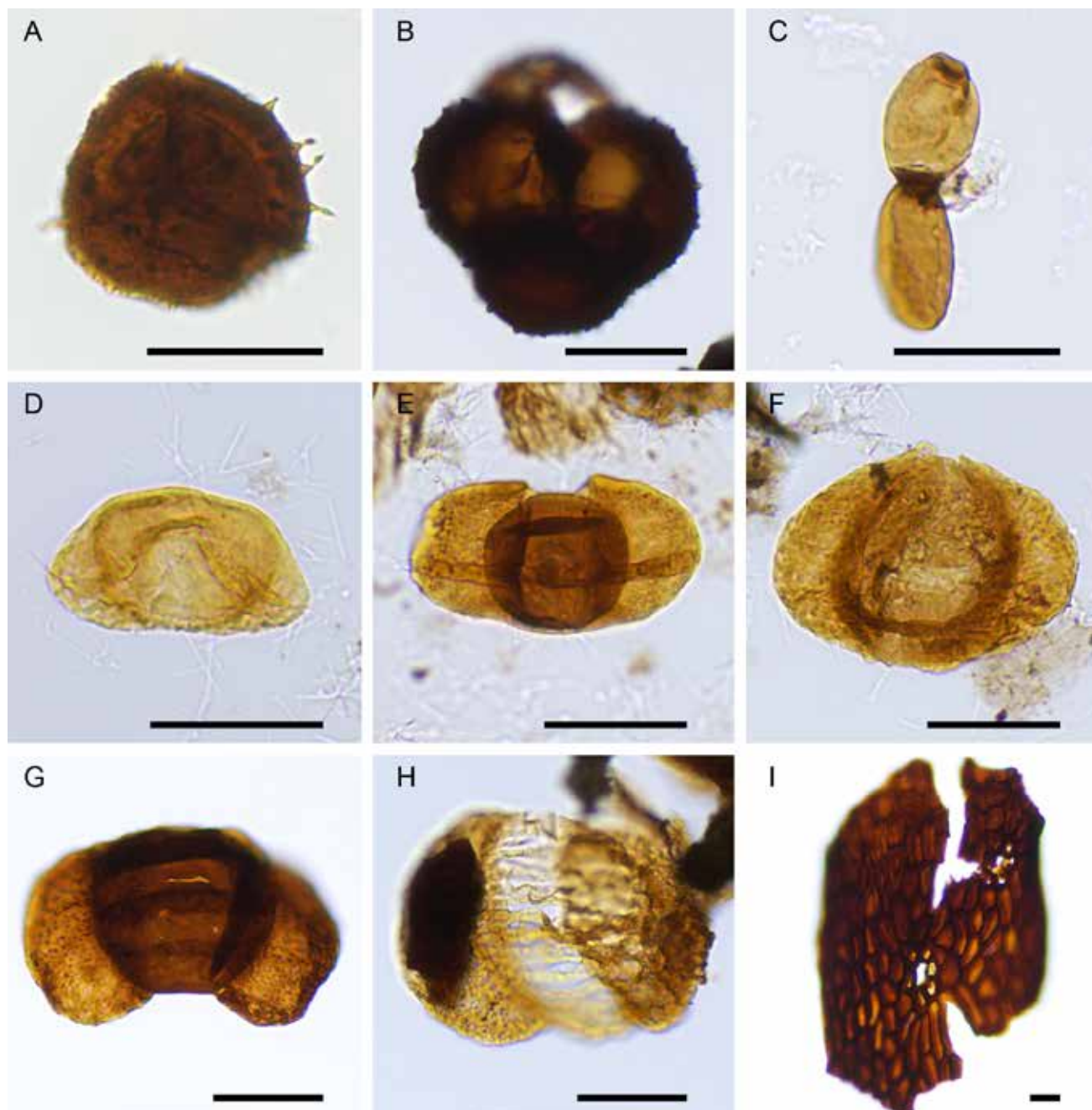


FIG. 10: Palynomorphs from the Permian–Triassic boundary interval at Tramin/Termen. A – *Lundbladispora* sp.; B – *Lundbladispora* tetrad; C – *Reduiasporonites chalastus* Wilson, 1962; D – *Klausipollenites schaubergeri* (Potonié et Klaus, 1954) Jansonius, 1962; E – *Jugasporites paradelasaucei* Klaus, 1963; F – *Labiisporites granulatus* Leschik, 1956; G – *Lunatisporites labdacus* (Klaus 1963) Visscher, 1971; H – *Protohaploxypinus* sp.; I – peltaspermean cuticle (?*Germaropteris* Kustatscher et al., 2014). Scale bars = 20 µm. A, B Tesero Oolite; C–I Bellerophon Formation.

a typical pattern for post-extinction palynoassemblages (Looy et al., 1999, 2001, 2005; Hochuli et al., 2010; Hermann et al., 2011). This “spore spike” is linked to a disaster flora dominated by lycopsids and ferns. High UV-B radiation due to volcanism has been proposed as a cause for the increased production of permanent tetrads (Visscher et al., 2004; Benca et al., 2018).

2. THE BLETTERBACH GORGE: A LOW-LATITUDINAL LOPINGIAN TERRESTRIAL ECOSYSTEM

2.1. GEOLOGICAL SETTING

The upper Permian sequence of the Bletterbach Gorge, cropping out in a deep canyon excavated on the western side of Corno Bianco/Weisshorn, is one of the classical exposures of the mainly terrestrial Gröden/Val Gardena Sandstone and the Bellerophon Formation that represents a sabkha-like, lagoonal to shallow-marine environment (Fig. 11). Since the original description of the Gröden/Val Gardena Sandstone by Richthofen

(1860), the Bletterbach Gorge succession has received much attention and was the subject of numerous studies on late Permian depositional environments (e.g., Bosellini & Hardie, 1973; Massari et al., 1988; Bernardi et al., 2017), flora and fauna (e.g., Stache, 1877; Mutschlechner, 1933; Leonardi, 1948, 1950, 1968; Klaus, 1963; Conti et al., 1977; Ceoloni et al., 1988).



FIG. 11: Aerial view of the Bletterbach Gorge exposing a long rock sequence spanning about 40 million years, from the early Permian to the Middle Triassic.

The Bletterbach stratigraphic section starts with the Auer/Ora Formation (Fig. 3) of the Athesian Volcanic Group (andesites, rhyolites, ignimbrites), formed during the Cisuralian (early Permian) by a mega-caldera-system, having its centre near Bozen/Bolzano (Bargossi et al., 2007; Marocchi et al., 2008). Radiometric dating (U-Pb) indicates an age of 274.1 ± 1.4 Ma for the top of the Auer/Ora Formation at the Bletterbach Gorge corresponding to the late Kungurian (Avanzini et al., 2007; Marocchi et al., 2008). The Athesian Volcanic Group is unconformably overlain by the Gröden/Val Gardena Sandstone with a hiatus of approximately 14 to 27 Ma, which was probably due to subaerial erosion and/or to a sedimentation gap (Cassinis et al., 1999; Morelli et al., 2007).

The Gröden/Val Gardena Sandstone marks the onset of the second Permian tectono-sedimentary cycle *sensu* Cassinis et al. (2002). In the Bletterbach Gorge, the Gröden/Val Gardena Sandstone is about 210 m thick and mainly composed of terrestrial clastics reflecting depositional environments of alluvial plains and proximal to distal floodplains (Italian IGCP 203, 1986; Ori, 1988). Palaeosols are represented by calcic and gypsic horizons, locally with vertical features (Wopfner & Farrok, 1988), suggesting a warm to hot, subhumid to semi-arid climate with strong seasonality (Cassinis et al., 1999). Towards the top, the Gröden/Val Gardena Sandstone is successively replaced by the marine carbonates, shales and evaporites of the Bellerophon Formation, representing coastal sabkhas, evaporitic lagoons and shallow shelf environments (Leonardi, 1968; Bosellini & Hardie, 1973). The step-by-step transgression of the 'Bellerophon Sea' resulted in an interfingering of coastal and fluvial

deposits (Massari et al., 1988, 1994; Neri & Massari in Massari et al., 1999). The distinct stratal pattern architectures of the Gröden/Val Gardena Sandstone to Bellerophon Formation have been used to propose three transgressive/regressive cycles (Farabegoli et al., 1986; Massari et al., 1988; Perri & Farabegoli, 2003) or six 3rd order Lopingian sequences, respectively (Massari et al., 1994; Massari & Neri, 1997; Posenato, 2010) (Fig. 12). The exact age of the Gröden/Val Gardena Sandstone is poorly constrained. Palynological analyses suggest a late Capitanian to Changhsingian age for the Gröden/Val Gardena Sandstone and Bellerophon Formation (Pittau in Pittau et al., 2005). However, according to Visscher (pers. comm., 2012) the age is restricted to the Lopingian since typical Guadalupian elements (e.g., *Crucisaccites*) are missing. The tetrapod footprint record of the Gröden/Val Gardena Sandstone suggests a Wuchiapingian age (lower Lopingian; Avanzini et al., 2011). Additionally, the lower part of the overlying Bellerophon Formation is considered late Wuchiapingian in age (Ceoloni et al., 1988). This would restrict the Gröden/Val Gardena Sandstone to only a part of the Wuchiapingian. If the Cephalopod Bank can be correlated with the main Zechstein transgression (Kustatscher et al., 2017), then the Cephalopod Bank and the megafossil and cuticle horizons discussed below would be middle Wuchiapingian in age.

2.2. DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS

The interpretation of the depositional sequences presented here is based on Posenato (2010), Kustatscher et al. (2017) and Bernardi et al. (2017). Nomenclature refers to Fig. 12.

Sequence Lo 1 (Lo = Lopingian)

In the Bletterbach Gorge, only the upper part of sequence Lo 1 is exposed with a thickness of up to 30 m (Fig. 12). The contact between the rhyolite of the Auer/Ora Formation and the Gröden/Val Gardena Sandstone exposes a palaeorelief of about 30 m. From base to top, the sequence Lo 1 represents an asymmetric large-scale fining-upward cycle that is composed exclusively of terrestrial deposits. Accordingly, in the entire western Dolomites the sequence Lo 1 is represented by the Gröden/Val Gardena Sandstone that is considered the proximal equivalent of a symmetric transgressive/regressive sequence in the Carnian Alps where the first Permian ingression is evidenced by marine microfauna (Spalletta & Venturini, 1989; Massari et al., 1994).

Sequence Lo 2

Sequence Lo 2 is represented by a c. 70 m thick succession (Fig. 12). Base and top are drawn at the bases of thicker sandstones that are regionally well correlated within the Dolomites (Massari et al., 1994). In terms of stratal pattern architectures these sandstones represent phases of maximum progradation towards the east. Therefore, bounding surfaces at their bases are considered sequence boundaries (Farabegoli et al., 1986; Massari et al., 1994; Massari & Neri, 1997; Perri & Farabegoli, 2003; Posenato, 2010). In the upper part of the sequence the occurrence of the 'Cephalopod Bank' (Mutschlechner, 1933; Conti et al., 1975, 1977; Broglio Loriga et al., 1988; Massari et al., 1988, 1994) marks the first short-term marine ingression in the western Dolomites and is considered the maximum flooding surface of sequence Lo 2 (Fig. 12; Broglio Loriga et al., 1988; Massari et

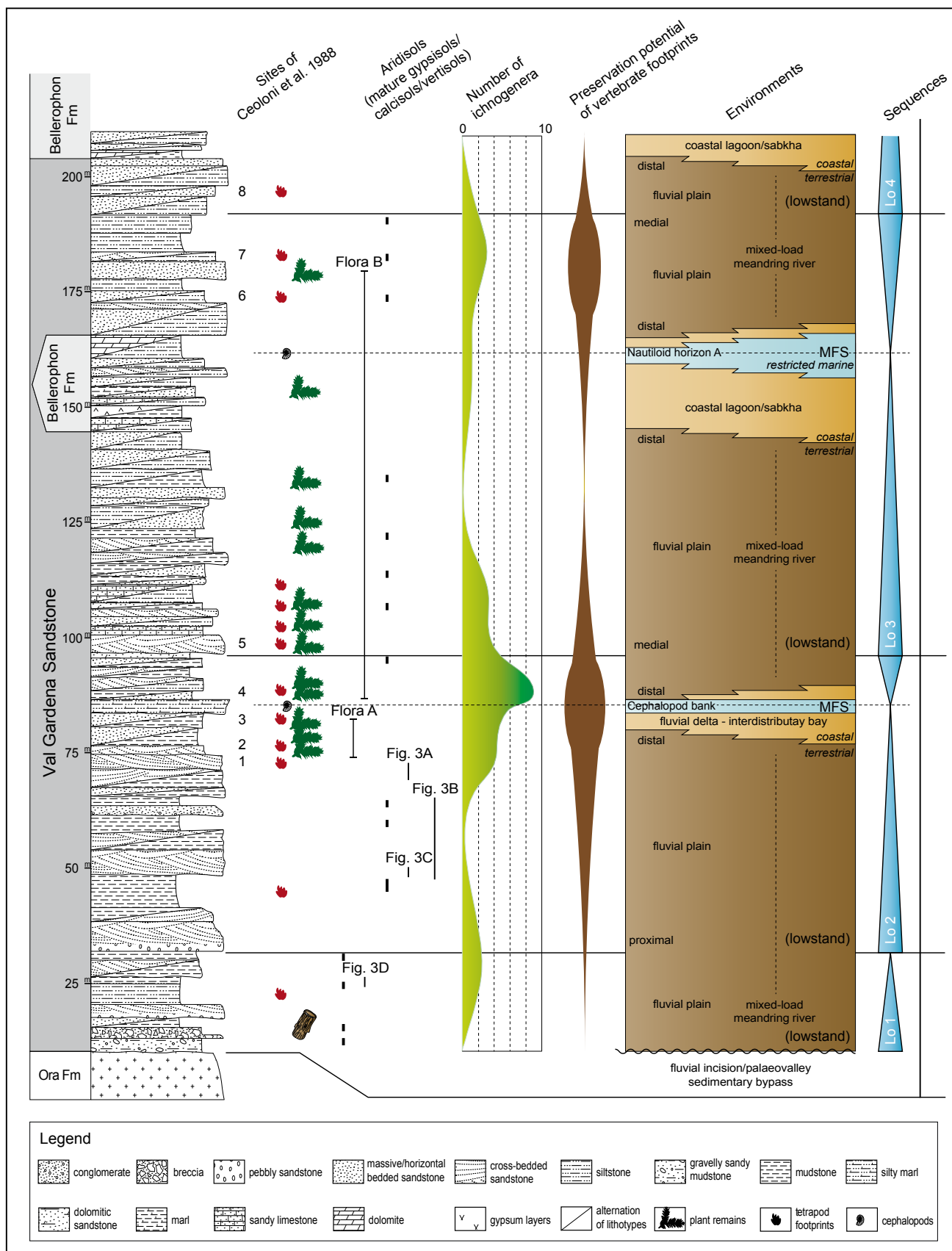


FIG. 12: Lithology, fossiliferous horizons, depositional environments and sequences of the Gröden/Val Gardena Sandstone in the Bletterbach Gorge, as well as the proposed curve of preservation potential.

al., 1994; Massari & Neri, 1997; Posenato, 2010).

The Cephalopod Bank (CB) in the Bletterbach Gorge is a marine sandstone bed that represents the first transgression of the Bellerophon Sea in the Gröden/Val Gardena Sandstone. Because of its hardness, it forms a natural step at the waterfall outcrop that divides the Bletterbach from the underlying Butterloch. It is situated in the lower part of the Gröden/Val Gardena Sandstone, about 75 m above its base. At the waterfall outcrop, it reaches its greatest thickness with 230 cm and gets slowly thinner eastwards. A slight coarsening-upward trend from fine to medium-grained calcite-cemented sandstone can be observed. It is divided into 3 units: A, B and C. The basal Unit A is about 70 cm thick and was deposited during the initial phase of the marine transgression. It presents thin vertical *Skolithos* burrows, presumably left by a worm-like organism. *Skolithos* are typical for unstable sandy substrates in high-energy environments close to the shoreline. The 60 cm thick Unit B documents the intensification of the marine transgression until shallow marine conditions were established. At its base appear small bivalves and the 'Orthoconic Nautiloid Assemblage', dominated by orthoconic nautiloids such as *Neocyloceras* sp. and *Lopingoceras* sp. Also reported in the literature are the coiled nautiloids *Tainoceras* sp., *Metacoceras* sp., *Mojsvaroceras* sp., *Pleuronautilus* sp., *Thuringionautilus* sp., *Germanonautilus* sp. or *Stearoceras* sp., *?Permonautilus* sp. and the ammonoid *?Parapronorites* sp., but probably many of these coiled nautiloids should be assigned to *Tirolonautilus* sp. Comparable rich nautiloid faunas occur in the upper Permian Bellerophon Formation only at maximum flooding surfaces where the marine conditions were less restricted. Most of these nautiloids are preserved as half internal molds, because under low sedimentation the upper half of the shell is dissolved before it can be completely covered by sediment. The uppermost 1 m thick Unit C lacks fossils and shows an increase in grain size. This could be a sign of a regressive trend with stronger marine currents in a nearshore environment (Prinöth, 2017).

Sequence Lo 3

Sequence Lo 3 is represented by an about 90 m thick succession (Fig. 12). The sequence is composed of stacked fining-upward cycles that closely resemble those of sequence Lo 2 in terms of cyclicity, sedimentary architectures and depositional environments. Following the maximum progradation of fluvial environments at the base of sequence Lo 3, the transgressive phase shows stacked fining-upward cycles characterised by decreasing thicknesses towards the top. The retrogradational stratal pattern architectures grade into a c. 20 m thick interval of grey to black shales, silts, carbonates and gypsum representing the second incursion of the 'Bellerophon Sea' in the western Dolomites (Broglia Loriga et al., 1988; Massari et al., 1994; Massari & Neri, 1997; Posenato, 2010). Coastal sabkha to lagoonal environments (Bosellini & Hardie, 1973; Massari et al., 1994; Massari & Neri, 1997) show a marine maximum within an about 3 m thick unit of carbonates and shales with cephalopods (Broglia Loriga et al., 1988). This sedimentary level, known as 'Nautiloid horizon A' is considered the maximum flooding surface of sequence Lo 3 (Massari et al., 1994; Massari & Neri, 1997; Posenato, 2010). Above the incursion interval, fining-upward cycles of fluvial environments indicate progradational stratal pattern architectures of the regressive phase. The maximum progradation of fluvial environments, considered a sequence boundary, was identified about 10 m below the base of the Bellerophon Formation (Fig. 12; Massari et al., 1994).

2.3. VERTEBRATE FAUNA

The Bletterbach has long been known for abundant tetrapod footprints (Kittl, 1891; Abel, 1929) that constitute the most diverse late Permian ichnoassemblage known (Lockley and Meyer, 2000; Lucas and Hunt, 2006; Bernardi et al., 2017) (Fig. 13). Based on data from the literature, the Bletterbach ichnoassemblage includes 10–13 ichnotaxa belonging primarily to various groups of parareptiles (mostly pareiasaurs) and basal neodiapsids, and less frequently to therapsids, archosauriforms and captorhinids. Pareiasaurs, documented by *Pachypes dolomiticus* Leonardi et al., 1975 (Valentini et al., 2009; Voigt et al., 2010; Smith et al., 2015), make up 38% of the ichnoassemblage. Carnivorous therapsids, documented by unnamed ichnotaxa, constitute 4% of the assemblage. Other therapsids (2–3%) are documented by the presence of *Chelichnus tazelwurmi* Ceoloni et al., 1988 (= *Latentitherichnus tazelwurmi* Citton, 2014), *Dicynodontypus geinitzi* (Hornstein 1876) and the enigmatic '*Ichniotherium*' footprints. The tracks assigned to *Hyloidichnus tirolensis* by Ceoloni et al. (1988) has been repeatedly attributed to a captorhinid producer (Haubold, 1996, 2000; Voigt et al., 2010; Avanzini et al., 2011) and constitute 5% of the association. A recent review (Marchetti et al. 2017) suggests these tracks should be assigned to the ichnogenus *Procolophonichnium*, in which case the attribution could range from captorhinid to small therapsid (following Klein et al., 2015), or a parareptile. In the absence of a definitive assignment, we rely here on the most commonly accepted interpretation. The presence of lacertoid (basal neodiapsid) early saurians is evidenced by the classical *Rhynchosaurooides-Dromopus* group (Maidwell, 1911; Abel, 1929; Conti et al., 1977; Valentini et al., 2007; Avanzini et al., 2011), which makes up 42% of the ichnoassemblage. Archosauriformes, documented by *Chirotheriidae* indet., cf. *Protochirotherium* Fichter et Kunz, 2004 and the archosauriform-related *Paradoxichnium radeinensis* Ceoloni et al., 1988 constitute 2% of the assemblage (Conti et al., 1977; Ceoloni et al., 1988; Bernardi et al., 2015; Voigt et al., 2015).

The Bletterbach ichnoassemblage documents a numerical dominance of pareiasaurs and small lacertoid neodiapsids – early saurians, with their footprints far outnumbering all others (e.g., Kustatscher et al., 2017; Bernardi et al., 2017). In particular, pareiasaur and captorhinid tracks are markedly more abundant than dicynodont footprints. Captorhinid, dicynodont and indeterminate small therapsid tracks are similarly sized (pes length < 10 cm) and therefore have a similar preservation potential, allowing a meaningful comparison of abundances. The absence or extreme rarity of anamniote footprints seems to be a common feature of Lopingian ichnoassemblages worldwide (Tverdokhlebov et al., 1997; Voigt & Lucas, 2016).

2.4. PLANTS

Plant macrofossils are common in the Gröden/Val Gardena Sandstone of the Bletterbach Gorge (for recent literature see, e.g., Fischer et al., 2010; Kustatscher et al., 2012, 2014, 2017; Bauer et al., 2014; Uhl et al., 2014, for historical literature see references therein) (Fig. 14).

They include compressions and impressions of leaves, branches, stems, shoots, fructifications and seeds, as well as permineralized wood, charcoal and root casts. Plant remains in the Bletterbach are mostly small and poorly preserved. One particular

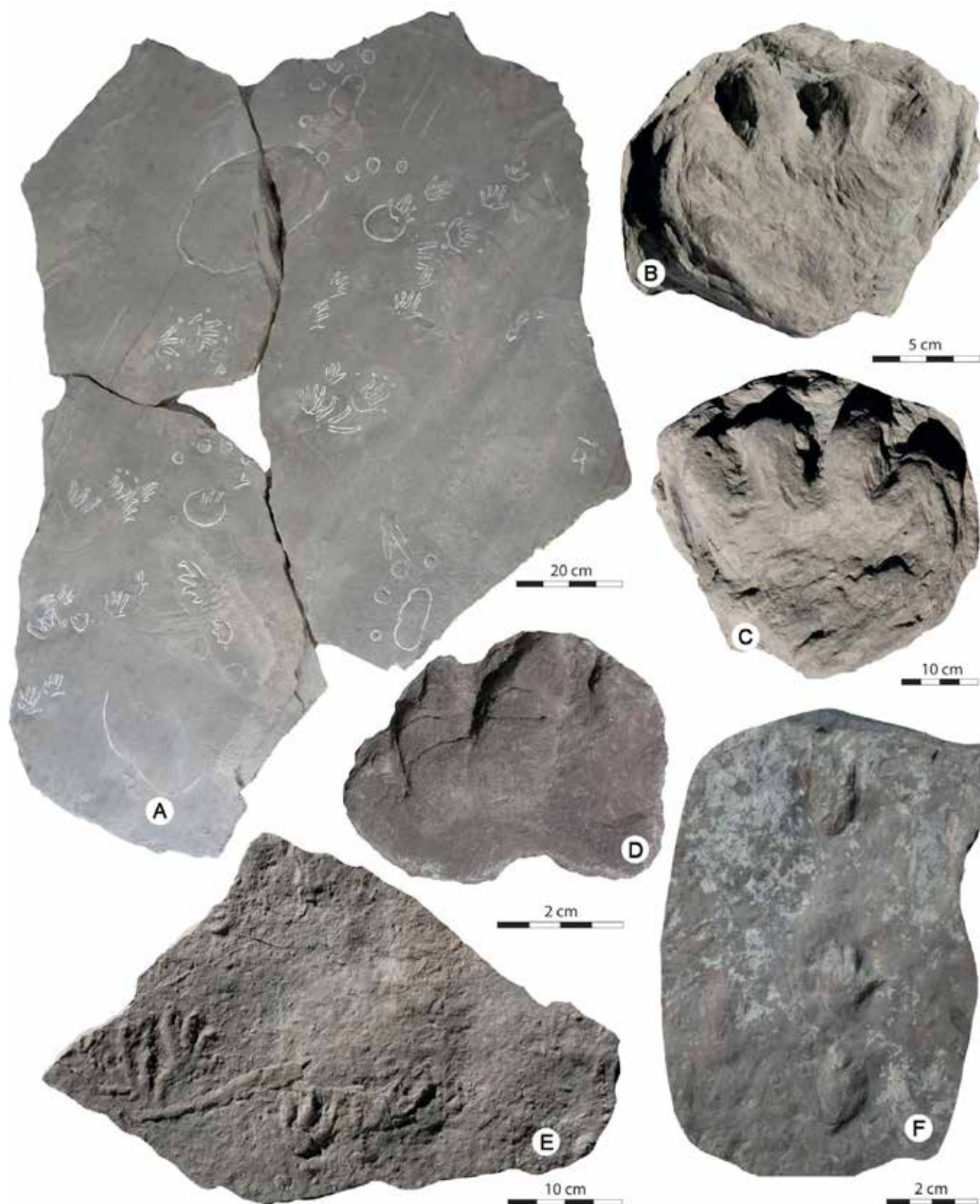


FIG. 13: Overview of the composition of the vertebrate ichnoassemblage: A – *Hyloïdichnus tirolensis* Ceoloni et al., 1988; B–C – *Pachypes dolomiticus* Leonardi et al., 1975; D – Therapsid footprint indet.; E – *Ganasauripus ladinus* Valentini et al., 2007; F – *Chelichnus tazelwurmi* Ceoloni et al., 1988.

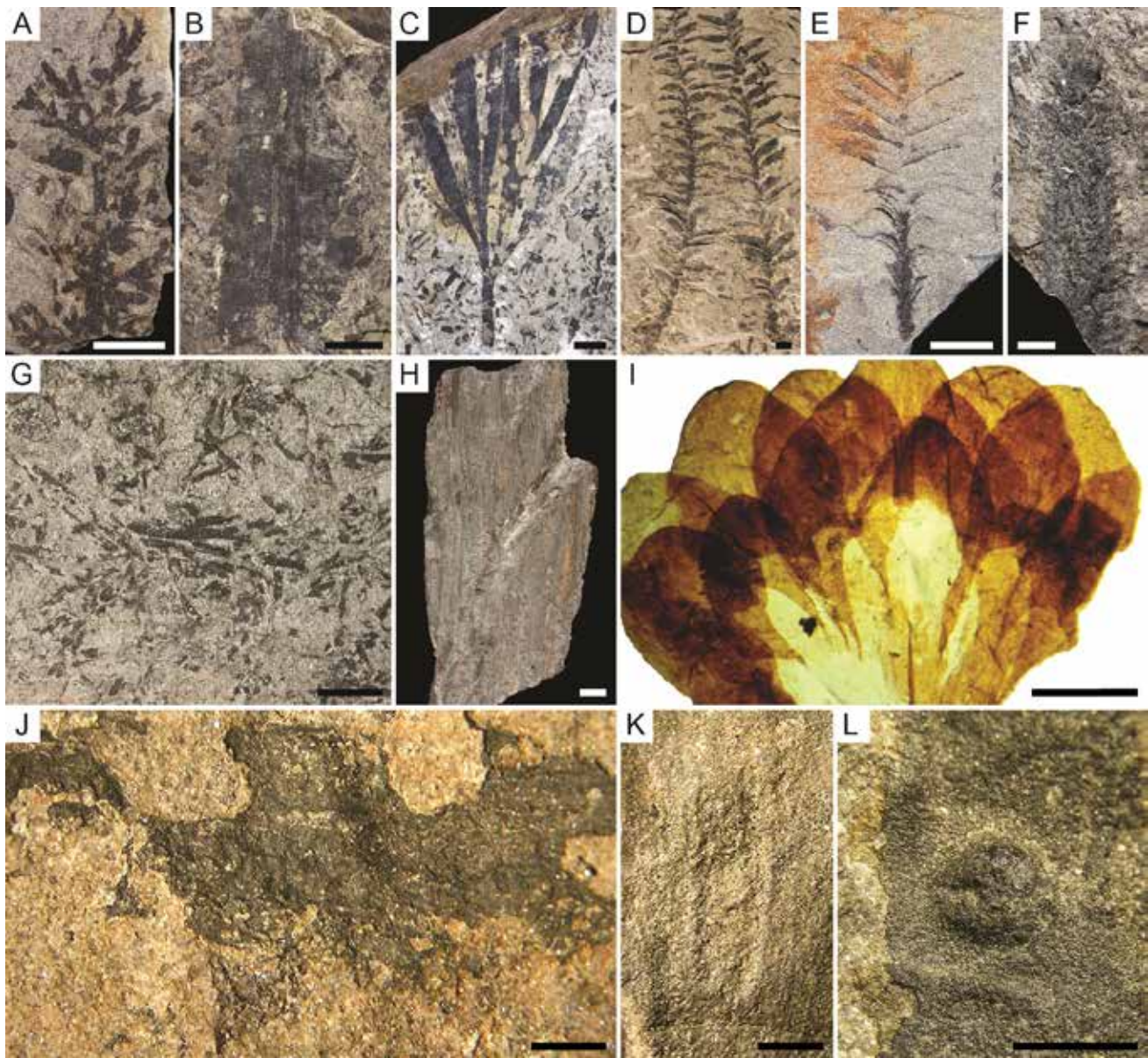


FIG. 14: Plant macro- and mesofossils from the Gröden/Val Gardena Sandstone of the Bletterbach Gorge. I from Kustatscher et al. 2017b; J, L from Bernardi et al. (2017); K from Labandeira et al. (2016); see also Clement-Westerhof et al. (1987), Kustatscher et al. (2012). Scale bars = 1 cm for A-H, 2 mm for I-L. A – *Sphenopteris suessii* Geinitz, 1869 (PAL 1412); B – *Taeniopteris* sp. (PAL 870); C – *Baiera digitata* (Brongniart) Heer, 1876 (PAL2061); D – *Ortiseia leonardii* (Florin) Clement-Westerhof, 1984 (PAL 1100); E – *Pseudovoltzia liebeana* (Geinitz) Florin, 1927 (PAL 821); F – female conifer cone (PAL 2034). G – permineralised wood (PAL 825); H – unidentified plant debris (PAL 858); I – ovuliferous dwarf shoot of *Ortiseia jonkeri* Clement-Westerhof 1984 (e.g. pl. 4, fig. f); J – insect damage: margin feeding; K – insect damage: surface feeding; L – insect damage: galling.

horizon just below the Cephalopod Bank (Prinoth, 2017) is notable for yielding numerous megafossils up to several decimetres in length (e.g. Kustatscher et al., 2012, 2017). Furthermore, several horizons which are also mostly located near the cephalopod bank have yielded well-preserved cuticles.

About 1870 specimens have been studied, representing conifers (*Ortiseia* Florin, 1964, *Pseudovoltzia* Florin, 1927, *Majonica* Clement-Westerhof, 1987, *Quadrocladus* Mäder, 1957, *Dolomitia* Clement-Westerhof, 1987), seed ferns (*Germaropteris* Kustatscher et al., 2014, *Sphenopteris* (Brongniart) Sternberg, 1825), ginkgophytes (*Baiera* Braun, 1843, *Sphenobaiera* Florin, 1936), rare sphenophytes, possible cycadophytes (*Taeniopteris* Brongniart, 1828) and plant remains of uncertain affinity (*Leptostrobus*-like valves, permineralized wood, charcoal). In total, 30 taxa are recognized, with conifers being the most speciose group (Kustatscher et al., 2017).

Two floras are distinguished: Flora A is present in the plant-bearing horizons a few metres below the Cephalopod Bank, including the megafossil horizon. This flora is marked by the dominance of ginkgophytes (> 50%), which is unique among fossil floras from the Permian. Conifers make up about 40% of the flora. The preservation of relatively large conifer remains suggests that they were not subjected to extended transport. Flora B represents the plant fossil assemblages above the Cephalopod Bank and is dominated by conifers, with seed ferns as the second-most common constituents. In contrast to Flora A, ginkgophytes are rare, which might be due to taphonomic bias (Kustatscher et al., 2017). Plant remains in this flora are generally very small fragments (measuring a few millimetres to centimetres), suggesting allochthonous deposition. However, they include well-preserved cuticles allowing identification despite their small sizes.

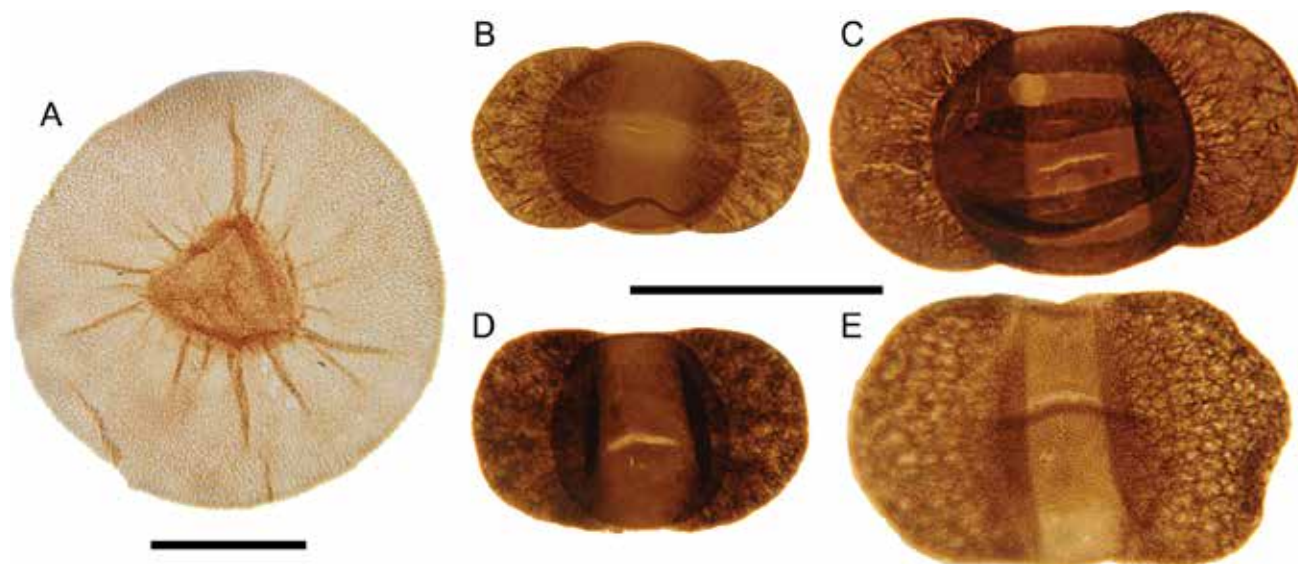


FIG. 15: Sporomorphs from the Gröden/Val Gardena Sandstone of the Bletterbach Gorge (see Klaus, 1963; Draxler, 2010). Scale bars = 50 μm . A – *Playfordiaspora crenulata* (Wilson, 1962) Foster, 1979; B – *Lueckisporites virkkiae* Potonié et Klaus, 1954; C – *Lunatisporites labdacus* (Klaus, 1963) Visscher, 1971; D – *Jugasporites paradelasaucei* Klaus, 1963; E – *Gardenasporites heisseli* Klaus, 1963.

2.5. PALYNOMORPHS

Pollen has been found *in situ* in a few conifers in the Gröden/Val Gardena Sandstone (Clement-Westerhof, 1987, 1984; Poort et al., 1997; Kustatscher et al., 2012). Large monosaccate prepollen assignable to *Nuskoisporites* Potonié et Klaus, 1954 has been found in *Ortiseia* (Clement-Westerhof, 1984; Poort et al., 1997), the most common conifer genus in the megafossil assemblages, with *Nuskoisporites* also being common in dispersed spore-pollen assemblages of the Bletterbach (Fig. 15). Generally, the dispersed sporomorphs are dominated by taeniate and non-taeniate bisaccate pollen, which can be produced by various conifers and seed ferns (Balme, 1995). The most abundant genera are *Lueckisporites* Potonié et Klaus, 1954, *Klausipollenites* Jansonius, 1962, *Lunatisporites* Leschik, 1955, *Gardenasporites* Klaus, 1963 and *Jugasporites* Leschik, 1956 (Klaus, 1963). Bitaeniate pollen grains of the *Lueckisporites*-type have been found in *Majonica* (Clement-Westerhof, 1987) in the Gröden/Val Gardena Sandstone, but are also known to be associated with other taxa (Balme, 1995). Trilete spores (e.g. *Converrucosisporites* Klaus, 1963, *Playfordiaspora* Maheswari et Banerji, 1975) are relatively rare, but they document the presence of ferns and lycophytes (club mosses), while no corresponding megafossils have been found so far. On the other hand, despite the common to dominant presence of ginkgophytes in the megafossil assemblages, *Ginkgo*-like (i.e. monosulcate) pollen are seemingly absent.

The palynomorph assemblages in the Bletterbach are much more diverse than the megafossils and largely similar between the Gröden/Val Gardena Sandstone and the Bellerophon Formation (Massari et al., 1988, 1994). Putative fungal remains (*Reduviasporonites* Wilson, 1962) are consistently present in the upper part of the Gröden/Val Gardena Sandstone and the Bellerophon Formation (see also stop 1).

2.6. PLANT-ANIMAL INTERACTIONS

Various types of insect damage have been found on less than 2% of the leaves from the Bletterbach (Labandeira et al., 2016). Compared to other fossil floras from the Permian and Triassic of the Dolomites, this rate is low and may be affected by taphonomic limitations. The most common damage type is foliage (margin, apex or surface) feeding (Fig. 14 J–L). Other types of plant-insect interaction are oviposition, galling, seed predation and wood boring. Quantitatively, most of the damage is generalized (79%) rather than specialized (21%) between plant taxa, but the majority of damage types present here (11 of 16) are specialized. The total variety of damage types is much higher than for the Kungurian flora of Tregiovo (7) and lower than for the Middle Triassic floras in the Dolomites (24–38). With four damage types, the insect herbivore component community on *Pseudovoltzia liebeana* is the most diverse on a single species in the Bletterbach flora, but it is depauperate compared to examples from Middle Triassic floras in this region with up to 11 damage types on one species. The same can be seen in other regions, which suggests that insect herbivory generally increased between the Permian and the (Middle) Triassic (Labandeira et al., 2016; Kustatscher et al., 2017).

2.7. TROPHIC NETWORK

Although insect body fossils have not been found at the Bletterbach, the ecologically relevant deposit of insect body fossils in the nearly coeval Salagou Formation of the Lodève Basin (Béthoux, 2008) can be used as a proxy for part of the community. The Lodève insect fauna is composed of several orders of insects, belonging to the palaeopterous lineages Odonatoptera, Diaphanopteroidea, and Palaeodictyoptera, as well as orthopterans and early representatives of modern holometabolous clades (Béthoux, 2008). In contrast, the insect assemblages of the Guadalupian

to Lopingian of European Russia are significantly more diverse (Aristov et al., 2013), and broadly include diverse archaerthopteran, orthopteran and early representatives of several, extant, holometabolous lineages. Accordingly, we tentatively propose that the Bletterbach ecosystem supported an herbivorous insect fauna containing taxa as diverse as mandibulate orthopteroids, piercing-and-sucking hemipteroids and the likely exophytic and endophytic larvae of basal holometabolous lineages. As demonstrated by plant-arthropod interactions, this entomofauna preferentially fed on taeniopterids, conifers and ginkgophytes, and was probably preyed upon by the small secondary consumers documented by footprints, such as lizard-like insectivores (Fig. 16). Some of the plant damage could be ascribed to orthopteroid, hemipteroid and holometabolous insects, although assignments to specific lineages remain uncertain.

Pareiasaurs, small to medium-sized herbivorous therapsids and captorhinids would have been the high-fibre herbivores in this ecosystem. Their feeding mechanisms differed in a number of details, suggesting that they might have had different food preferences,

although this is difficult to ascertain. Pareiasaurs, for example, had leaf-shaped, cuspidate marginal teeth for puncturing and tearing apart fibrous plants (Munk & Sues, 1993; Lee, 1997; Reisz & Sues, 2000). Although no direct evidence exists, crosschecked abundance data suggest that pareiasaurs might have fed upon ginkgophytes and conifers in the Bletterbach flora. Other primary consumers, such as dicynodonts, might have fed on sphenophytes and ferns, as discussed below. Captorhinids, which had broad dentaries, multiple rows of peg-like teeth and highly developed chewing mechanisms (Dodick & Modesto, 1995; Sues & Reisz, 1998; Reisz & Sues, 2000), would have been able to pierce or grind tough plant material such as sphenophytes and some seed plants (Benton, 2015). Herbivorous therapsids, captorhinids and neodiapsids probably were preyed upon by large secondary consumers such as archosauromorphs and therapsids, which constitute the majority of large-sized faunivorous tetrapods represented in the trackway assemblage. Curiously, plant remains of conifer and seed fern ovules (Munk & Sues, 1993) were found within the abdominal cavity

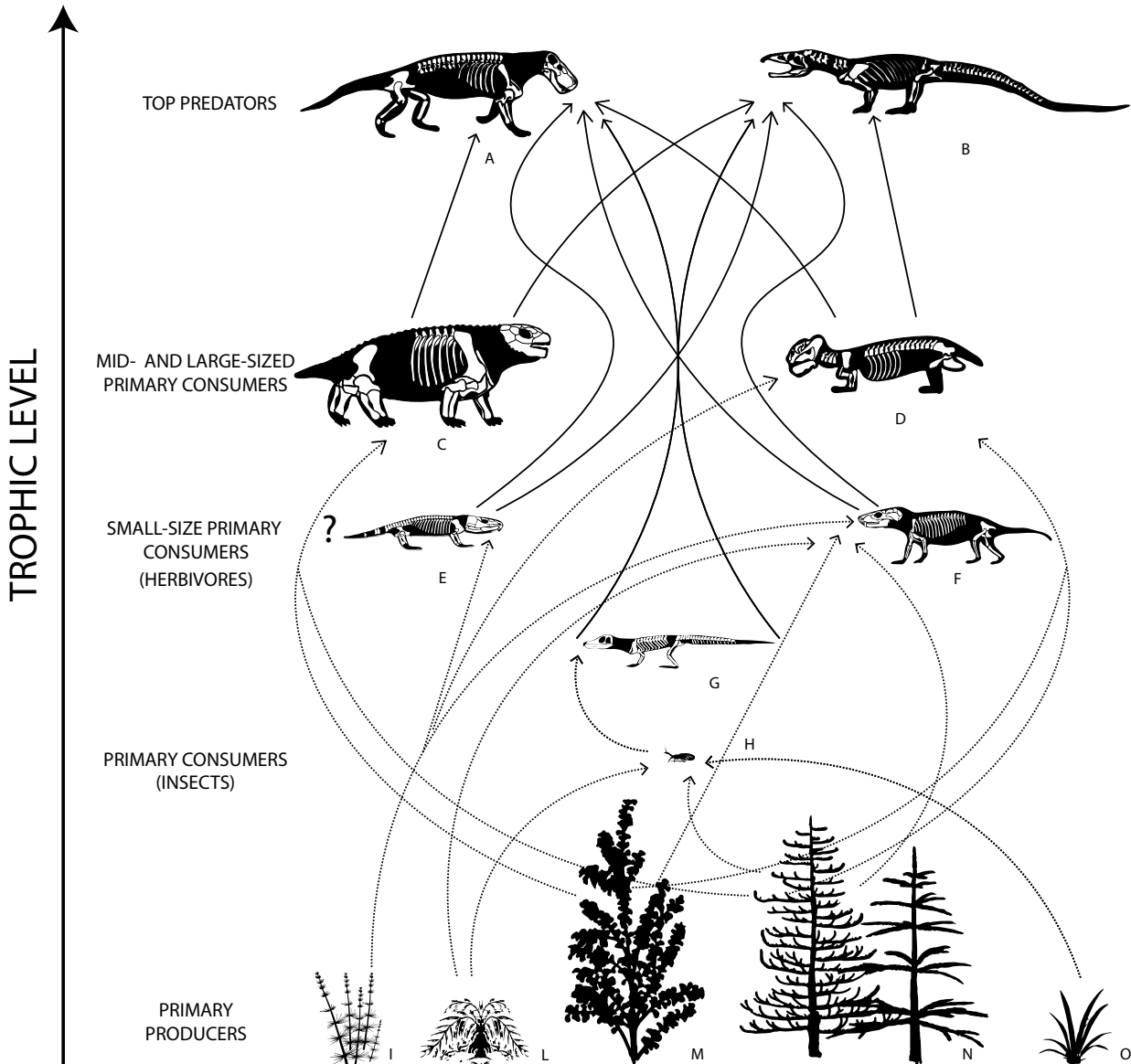


FIG. 16: Trophic network architecture of the Bletterbach Biota (Southern Alps), showing the complex interactions of floral and faunal communities; A – Faunivorous therapsids; B – Archosauromorphs; C – Pareiasaurs; D – Herbivorous therapsids; E – Captorhinids; F – Indet. therapsids; G – Basal neodiapsids; H – Insects; I – Sphenophytes; L – Seed ferns; M – Ginkgophytes; N – Conifers; O – Taeniopterids.



FIG. 17: The lush equatorial ecosystem of the late Permian, about 260 million years ago, as reconstructed in the Dolomites region, Northern Italy. Artwork by Davide Bonadonna.

of *Protorosaurus*, suggesting a mixed diet at least for some late Permian archosauriforms.

Using the classification proposed by Olson (1966), which groups ecological communities into three types based on the relative diversities of tetrapod herbivores and whether sources of primary productivity were dominantly terrestrial or aquatic, the Bletterbach community (Fig. 17) seems to represent a Type II community with fully terrestrial tetrapod herbivores, and to a lesser degree herbivorous insects, forming the primary link between primary producers and tetrapod secondary consumers. This general structure is comparable to what is seen in the dicynodont-dominated ecosystems of southern Gondwana (Olson, 1966).

3. THE 'GEOLOGICAL MUSEUM OF THE DOLOMITES': WINDOWS TO THE MIDDLE TRIASSIC OF THE DOLOMITES.

3.1. THE MUSEUM

"This is the key to the Alps... home to the most diverse and wonderful geological phenomena" (Leopold von Buch, 1827)

At the beginning of the nineteenth century, a sensational discovery made near Predazzo provided key input to the development of a new theory on the origin of rocks and mountains. In the Canzoccoli quarry, the spectacular contact between sedimentary rocks, lying below, and overlying magmatic rocks provided evidence against the Naptunist theory by demonstrating that the 'order' of rocks could be easily overturned by massive geological events, such as – in the Predazzo area – by magmatic events (Ciancio, 1999). It was due to the high cultural importance of this and other discoveries made in the region that the Geological Museum of the Dolomites emerged. Founded in Predazzo in 1899 on the initiative of the Magistral Society of Fiemme and Fassa, the institution was aimed at enhancing the local geological and natural heritage and promoting its knowledge. In 2012,

thanks to the close collaboration between the Municipality of Predazzo and the MUSE Science Museum of Trento, the Geological Museum became part of the territorial sections of the MUSE network. Since 2015, it has been completely renovated according to modern museological and museographical approaches focused on the needs of the visitors. The museum focuses on geology, but also on the history of the Dolomites of the Fiemme and Fassa valleys and the close relationship between man and territory. The new exhibition is presented on two of the four floors of the building in the main square of Predazzo. The ground floor is dedicated to the Dolomites UNESCO World Heritage Site and its nine systems (Fig. 18). The narrative inspiration around which the museum is structured is illustrated by the evocative reconstruction of the Hotel Nave d'Oro in Predazzo, where during the nineteenth century distinguished naturalists, geologists and other scientists of that time used to stay overnight before exploring the local territory.

From this first hall begins a journey of discovery of the Dolomites that continues downstairs, where the geological and environmental features of the mountain groups surrounding



FIG. 18: The ground floor of the museum is dedicated to the Dolomites as a UNESCO world heritage site.



FIG. 19: Floor -1 deals with the geological, environmental and landscape features of the mountain groups near Predazzo: Lagorai, Latemar, Monzoni-Marmolada, Rosengarten/Catinaccio and Sella. Five thematic islands offer the visitor a journey in and out of these mountains telling the story of the Dolomites of Fiemme and Fassa and their millennial relationship with the local populations.



FIG. 20: The Geotrail Dos Capel is the natural extension of the museum in the field; an open-air laboratory to learn about the geological history of the Dolomites, landscape evolution and to reflect on the future of this territory.

Predazzo are presented: Lagorai, Latemar, Monzoni-Marmolada, Rosengarten/Catinaccio and Sella (Fig. 19). Five thematic islands offer the visitor a journey in and out of the mountains between geology, landscapes and their millennial relationship with the local populations.

The specimens on display are part of the rich collections of the museum, totalling over 12,000 specimens including unique samples and the richest collection of invertebrate fossils of the Middle Triassic reefs preserved in Italy. A specialized geological and palaeontological scientific library with more than 8,000 items completes the services offered by the museum. The museum houses also the library of the Italian Paleontological Society: 150 periodicals from around the world and about 200

monographs. The museum is also equipped with laboratories and classrooms for the renewed educational offers dedicated to schools. A natural extension of the museum is the Geotrail Dos Capel, an open-air laboratory developed to engage with the geological history of the Dolomites, landscape evolution and the future of this territory (Fig. 20).

In its new configuration, the Geological Museum of the Dolomites plays a pivotal role in the Dolomites region, and becomes the centre where reflections and actions on the topics of research, protection, and valorisation of the Dolomites take place. It is a museum built to think about the future of the Dolomites and to connect the small and big institutions aiming at developing a shared vision of the UNESCO World Heritage.

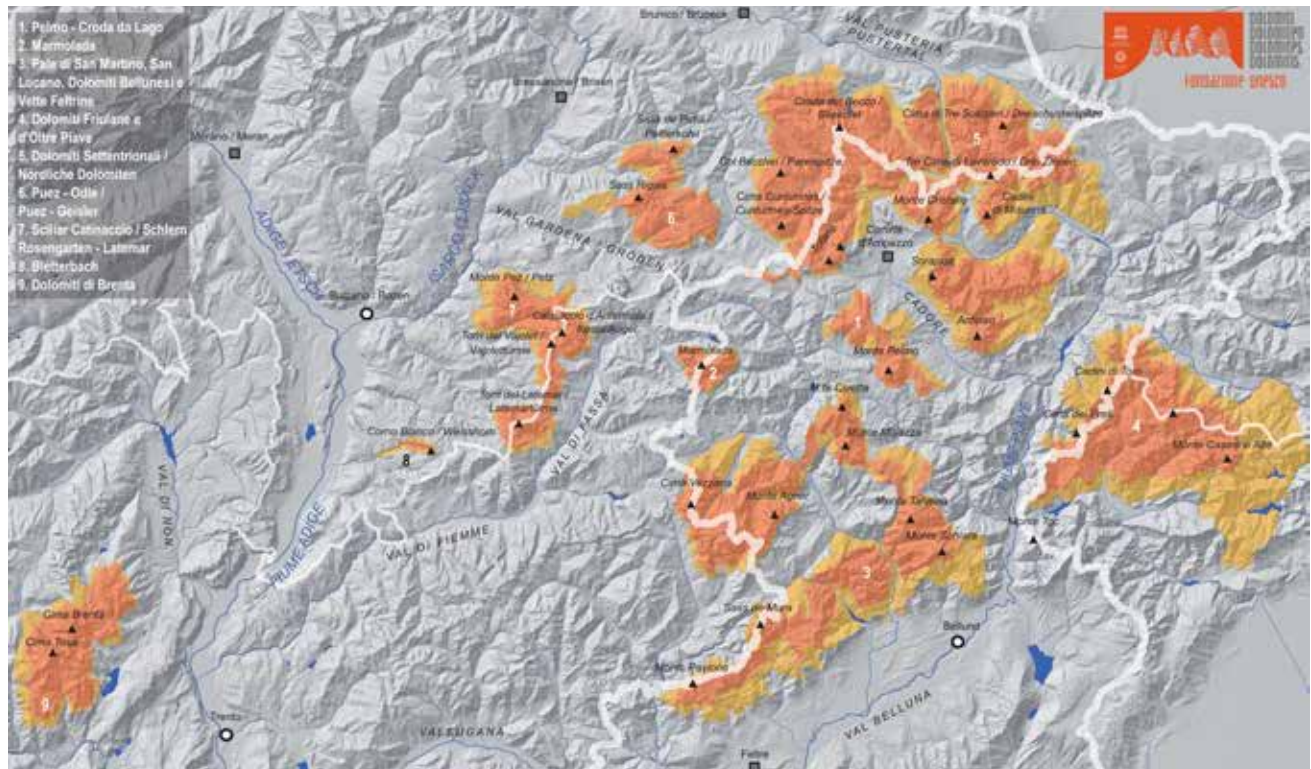


FIG. 21: The nine systems of the Dolomites UNESCO World Heritage Site.

3.2. THE DOLOMITES – UNESCO WORLD HERITAGE SITE

On June 2009, the Dolomites were inscribed in the World Heritage List (Fig. 21), because of their exceptional beauty and unique landscape, but also for their scientific importance in terms of geology and geomorphology (criteria vii and viii). The area meets the criterion viii – providing outstanding examples of major stages of the Earth’s history – due to its importance for Triassic stratigraphy (Gianolla et al., 2009). The inscription declaration states that: *“The Dolomites are of international significance for geomorphology, as the classic site for the development of mountains in dolomitic limestone. The area presents a wide range of landforms related to erosion, tectonism and glaciation. The quantity and concentration of extremely varied limestone formations is extraordinary in a global context, including peaks, towers, pinnacles and some of the highest vertical rock walls in the world. The geological values are also of international significance, notably the evidence of Mesozoic carbonate platforms, or “fossilized atolls”, particularly in terms of the evidence they provide of the evolution of the bio-constructors after the Permian/Triassic boundary, and the preservation of the relationships between the reefs they constructed and their surrounding basins. The Dolomites also include several internationally important type sections for the stratigraphy of the Triassic Period. The scientific values of the property are also supported by the evidence of a long history of study and recognition at the international level. Taken together, the combination of geomorphological and geological values creates a property of global significance.”* (Declaration of outstanding universal value, UNESCO World Heritage Committee, Seville 26.06.2009).

3.3. THE MAJOR CONTRIBUTION OF THE AREA TO THE DEVELOPMENT OF EARTH SCIENCES

While the UNESCO declaration is quite recent, the Dolomites have been playing a major role in the development of the geological sciences since the 18th century (cf. Gianolla et al., 2009; Schlager & Keim, 2009). The study of the plentiful literature on the area is complicated by its multilingual nature, since Neo-Latin (Ladin, Venetian, and Italian) and Germanic (Tyrolean and German) languages and civilizations have been interacting in this region since ancient times. This complexity is reflected by the toponymy and the deriving stratigraphic terminology, often characterized by the coexistence of Ladin, Italian, and German names.

During the 18th century, Giovanni Arduino, while studying the Venetian Prealps, introduced the four stratigraphic subdivisions from Primary to Quaternary that led to the current Phanerozoic erathems. Later in the same century, the dolomite mineral was identified and named after Déodat de Dolomieu, who had sampled a dolomite rock in the Adige Valley, at the border of the region that has since then come to be known as Dolomites.

The name “Dolomites” for the mountain region was derived from the mineralogical terminology during the 19th century and was popularized by the mountaineering literature during the Victorian Age. During the early 19th century, the region played a major role in the demise of the neptunist theory. In the south-western part of the Dolomites, granitoid intrusions had metamorphosized limestone units bearing Middle Triassic fossils. This was observed first by Marzari Pencati near Predazzo and was hard to explain under the assumption that intru-

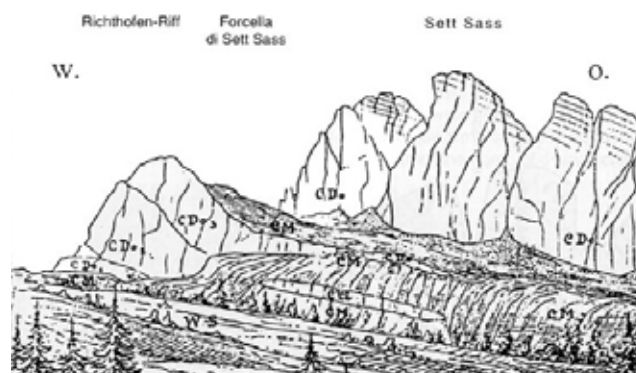


FIG. 22: A historical drawing by von Richthofen 1860 of the Sett Sass, viewed from Mt. Castello. Between brackets the present-day lithostratigraphic terminology is introduced. WS – Wengener Schichten (Wengen Formation); CM – Cassianer Mergel (St. Kassian/San Cassiano Formation); CCI – Cassianer Riffsteine (Cipitkalk); CDO – Cassianer Dolomit (Cassian Dolomite).

sive rocks are the most ancient (“protogynous”) lithotypes of the Earth. These geological relationships were investigated by some of the most prominent geologists of the time, such as Alexander von Humboldt and Christian Leopold von Buch. During the same century, the basinal successions of the Dolomites, together with those of the Northern Calcareous Alps, played a major role in the establishment of the ammonoid biostratigraphy and the stage stratigraphic subdivision of the Triassic system (cf. Balini et al., 2010). Although the tripartition of the Triassic period derives from the German Basin, its worldwide stratigraphic subdivision is instead deeply rooted in the Alps.

Meanwhile, the wealth of rocks and minerals associated with the Triassic magmatism and metamorphism of the Dolomites was classified, often introducing scientific names deriving from local toponyms (e.g., Monzonite from the Monzoni Mountain near Passo San Pellegrino; the pyroxene Fassaite from the Fassa Valley, etc.). During the third quarter of the 19th century, the research of the Austrian geologists Richthofen and Mojsisovics climaxed in the discovery of the biogenic nature of many Triassic carbonate buildups (Fig. 22). Their studies also provided a first sound stratigraphic interpretation of the “carbonate reefs”, with their subdivision into pre-, syn-, and post-volcanic edifices (von Richthofen, 1860; von Mojsisovics, 1879). Even the seminal concept of facies heteropy, i.e., the idea that a sedimentary body can correlate laterally with completely different facies, was for the first time recognized in the Dolomites (Mojsisovics, 1879).

It was after the First World War that Italian geologists started to play some significant role in the area. The geological mapping of the region was refined in many places, and fossil faunas were investigated. After the Second World War, radiometric dating solved the uncertainty about the age of the intrusive rocks of Predazzo and Monzoni. Since the 1970s, the earth science activity in the area experienced a multifold rise. Permian red beds and several Triassic levels revealed a large amount of tetrapod footprints, while the Permian–Triassic boundary strata played a major role in our understanding of the most severe mass extinction of the entire Phanerozoic (e.g., Twitchett & Wignall, 1996; Cirilli et al., 1998; Twitchett, 1999; Farabegoli et al., 2007; Posenato, 2009). The large-scale depositional geometry of the Triassic carbonate platforms was reinterpreted (Leonardi, 1967; Bosellini, 1984; Doglioni et al., 1990). More recently, the value of the carbonate platforms of the Dolomites as analogous model for hydrocarbon reservoirs also emerged (cf. Gianolla et al.,

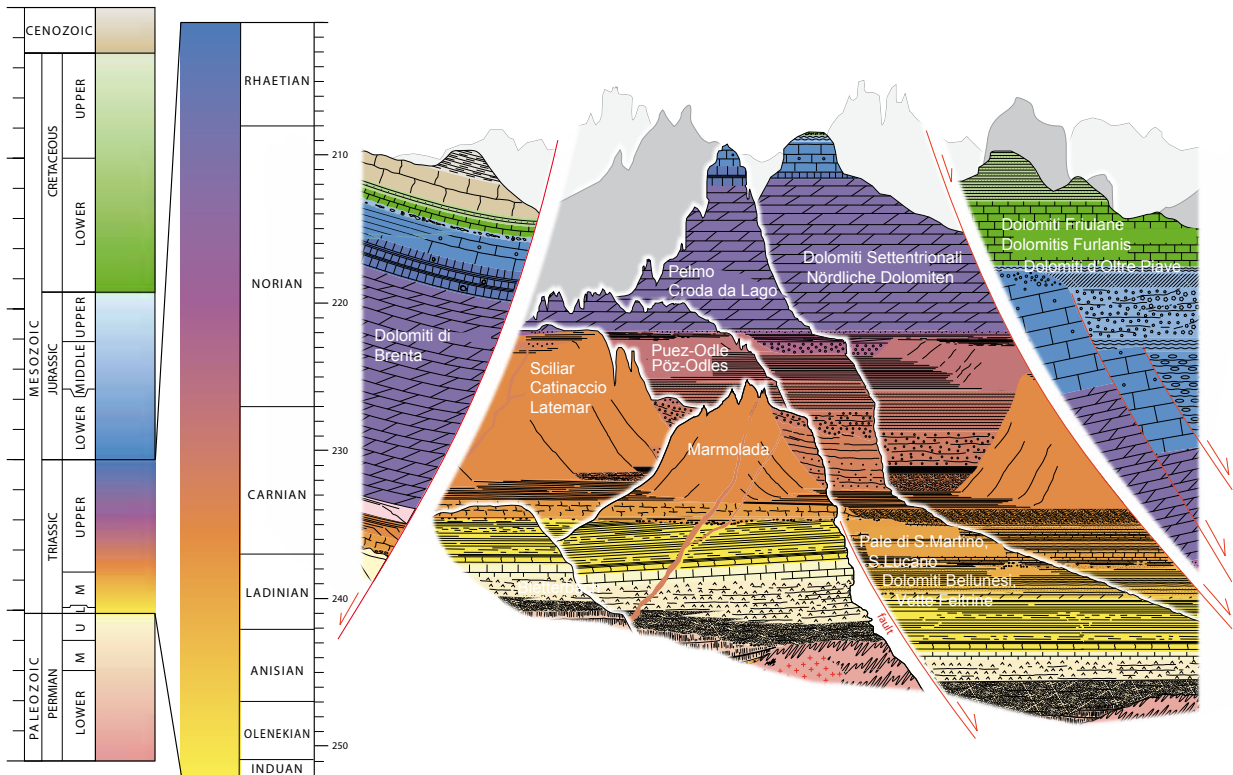
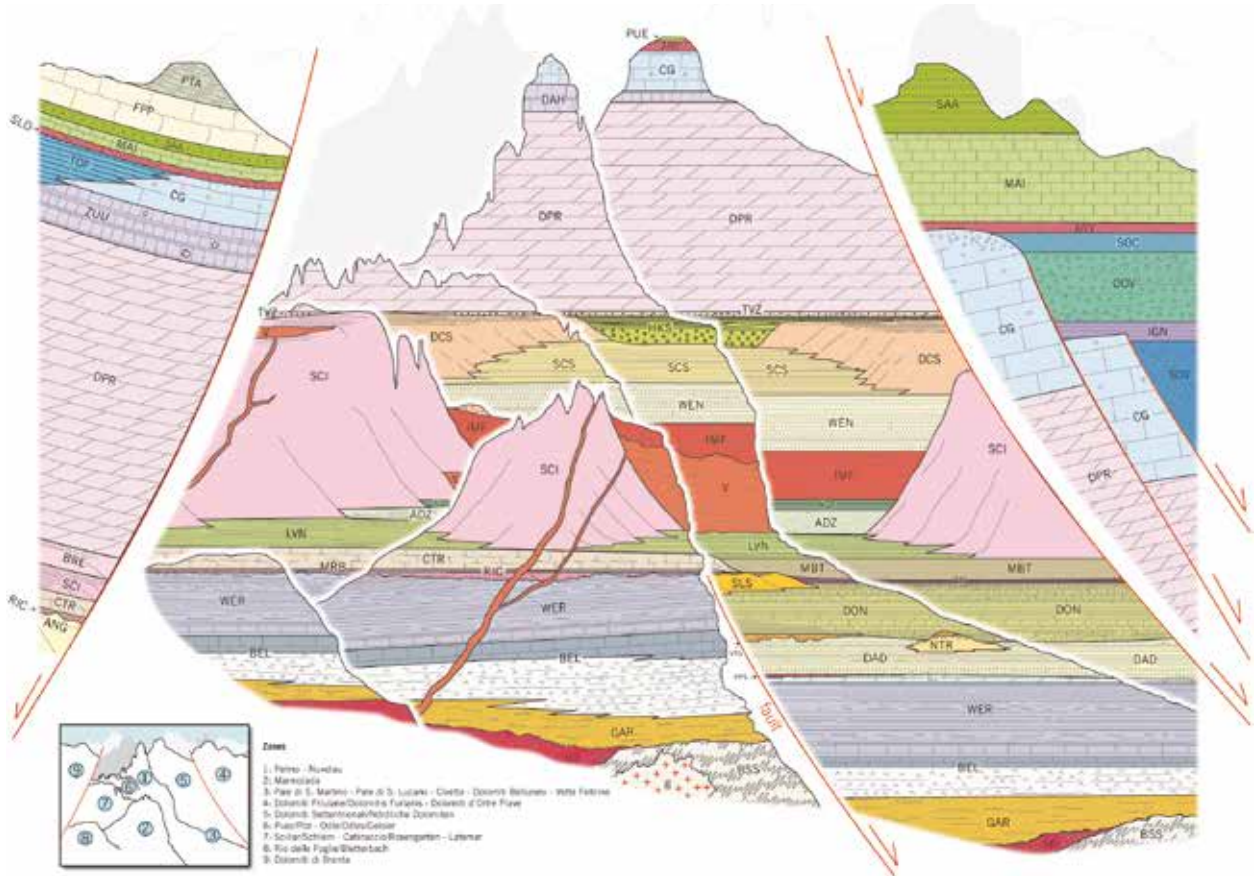


FIG. 23: Stratigraphic framework of the Dolomites. BSS – Metamorphic basement; g – Granitoids; Vp – Permian volcanites; GAR – Gröden/Val Gardena Sandstone; BEL – Bellerophon Formation; WER – Werfen Formation; LSI – Lower Sarl/Serla Formation; PPS – Piz da Peres Conglomerate; DAD – Gracilis Formation; VTG – Voltago Conglomerate; SLS – Upper Sarl/Serla Formation; DON – Dont Formation; RIC – Richthofen Conglomerate; MRB – Morbion Formation; CTR – Contrin Formation BIV – Mt. Bivera Formation; AMB – Ambata Formation; SCI – Sciliar/Sciliar Formation; LVN – Livinalongo/Buchenstein Formation; V – Ladinian volcanics; ADZ – Zoppè Sandstones; AQT – Aquatona Formation; IMF – Fernazza Formation; WEN – Wengen Formation; DCS – Cassian Dolomite; SCS – St. Kassian/San Cassiano Formation; HKS – Heiligkreuz Formation; TVZ – Travenanzes Formation; DPR – Hauptdolomit/Dolomia Principale Formation; DAH – Dachstein Limestone; CG – Calcarì Grigi Formation; ARV – Ammonitico Rosso Veronese, PUE – Puez Marls (from Gianolla et al., 2008, modified).

2011; Preto et al., 2017). Integrated stratigraphic analyses of the Triassic successions synthesized biostratigraphy, magneto-stratigraphy, tephra stratigraphy, and U-Pb radiometric dating of zircons to produce significant advances in the refinement of the Geologic Time Scale (e.g., Mundil et al., 1996; Hounslow & Muttoni, 2010; Mietto et al., 2012; Wotzlaw et al., 2018). Nowadays, the scientific interest on the sedimentary geology of the Dolomites is greater than ever.

3.4. THE GEOLOGICAL IMPORTANCE OF THE DOLOMITES

The Dolomites region forms the central-northern portion of the Southern Alps, a south-verging portion of the Alpine chain that was not affected by alpine metamorphism (Doglioni, 1987; Castellarin et al., 1998; Castellarin & Cantelli, 2000). The Dolomites are dominated by thick Triassic successions, encompassing large carbonate platforms, which grew in an intertropical sea at the western termination of the Tethys Ocean (Fig. 23). The area is renowned for its spectacular landscape, which provides a revealing geomorphic expression of the geological complexity of the region. The Plio-Pleistocene topographic rising of the chain, the intense erosion associated with the Quaternary glacial-interglacial fluctuations, the frequent landslide instability of cliffs and the high-altitude climate limiting the vegetation cover combine to provide the spectacular outcropping conditions of the region. The landscape reflects the close proximity of lithotypes with sharply different erosional behavior, such as red beds, evaporites, platform carbonates, turbiditic sandstones, intrusive and volcanic rocks, etc. The relationships between sedimentary bodies are often very well exposed, to the point that some of the Triassic carbonate platforms are now outcropping as isolated mountain groups, retaining their original geometry. This is the case, for example, with the Anisian Latemar and of the Carnian Sella platforms (Preto et al., 2017). Km-scale exposures often allow the carbonate platforms to be observed at the seismic scale. The Dolomites therefore provide a valuable opportunity to investigate outcropping analogues of subsurface hydrocarbon systems. The exceptional exposures of carbonate platforms in the Dolomites allow complete 3D reconstructions of sedimentary architectures, fracture, porosity and permeability distributions to be accomplished. Geological mapping of the sedimentary bodies can be based on field studies and remote sensing techniques, supported by the high topographic elevation and the paucity of vegetation. High-resolution topography based on airborne LIDAR provides a major contribution to the geological understanding of the area.

3.5. CARBONATE PLATFORMS AND CARBONATE-SILICICLASTIC BASINS PUNCTUATED BY SUBAERIAL EXPOSURE SURFACES (LOWER AND MIDDLE ANISIAN)

During the early Anisian, the initiation of a differential subsidence regime, connected to an increased tectonic activity, terminated the flat topography that characterized the region since the late Permian. This dynamic controlled the sedimentation during most of the Anisian. While subsidence was active in the eastern Dolomites, the western areas experienced significant uplifting and subaerial erosion, which locally reached down

into the Permian units (Bosellini, 1968). Anisian deposits are organized into depositional sequences (cf. De Zanche et al., 1992; 1993; Gianolla et al., 1998, 2018; Zühlke, 2000; Neri et al., 2007) that are bounded by subaerial unconformities, each followed by a continental conglomerate (e.g., Voltago Formation), shallow-water terrigenous-carbonate deposits (e.g., Recoaro Formation), and possibly deep-water limestone-marl alternations (e.g., Dont Formation).

Carbonate platforms (e.g., Monte Rite and Upper Sarl/Serla formations; Fig. 24) prograded from topographical highs onto the basinal deposits (see Fig. 23 for the lithostratigraphic nomenclature). These platforms witnessed the appearance of the oldest biogenic reefs known in the Dolomites, and were associated with pervasive syndepositional cementation. The Anisian platforms were dominated by binder and buffer biota, mostly microbial communities (microbialites), but also sphinctozoans and bryozoans (Gaetani et al., 1981; Fois & Gaetani, 1980; Senowbari-Daryan et al., 1993). Crinoidal calcarenites were locally abundant. Moist climate phases are documented in this Anisian interval (Kustatscher et al., 2006; Kustatscher & Roghi, 2006; Kustatscher et al., 2010; Stefani et al., 2010), particularly by marine sediment enriched in continental plant remains (Dont Formation). The younger of the Anisian sequences starts with the fluvial deposits of the Richthofen Conglomerate, followed by the shallow-marine muds of the Morbiac Formation (Fig. 24), which grades upward into the dysoxic-anoxic basinal deposits of the Moena Formation (Masetti & Neri, 1980; Masetti & Trombetta, 1998) or into the platform carbonates of the Contrin Formation.

At the same time, in the central-southern portion of the eastern Dolomites, deep-water basinal successions (Ambata Formation) started to accumulate (De Zanche et al., 1993; Dal Corso et al., 2015).



FIG. 24: Subaerial exposure surface (sequence boundary) separating an Anisian carbonate platform (Upper Sarl/Serla Formation) from fluvial deposits (Richthofen Conglomerate), followed by marine marls and carbonates of the Morbiac Formation on the southwestern slope of the Cerner Massif.



FIG. 25: A well preserved specimen of *Chirotherium barthii* Kaup, 1835. Manus-pes set, hyporelief, from Val Duron (TN; from Todesco et al., 2008). Scale bar = 10 cm.

3.6. THE ANISIAN FOOTPRINT FAUNA OF VAL DURON

In the Southern Italian Alps, Early and Middle Triassic tetrapod footprints are known since the first decades of the 20th century (Abel, 1929), but extensive research has been performed only in the last 30 years with the discovery of vertebrate tracks at many sites in the Dolomites region and surrounding areas of Northern Italy (Avanzini et al., 2011). The main ichnoassociations are preserved in terrigenous and carbonate sediments of Anisian age, deposited in marginal marine environments.

They consist of continental layers rich in vertebrate tracks interbedded with marine and volcanic levels, both of which are datable. This mixed succession has allowed the dating and the correlation of the levels containing ichnoassemblages (Avanzini et al., 2011). Discovered in the early 2000, a new ichnosite was described by Todesco et al. (2008) in the Morbiac Formation (Illyrian; Delfrati & Farabegoli, 2000) in Val Duron near Campitello (Fassa Valley, Trento) (Fig. 25).

The ichnoassociation of Val Duron represent a typical Anisian Alpine ichnoassemblage, in which *Rhynchosauroides tirolicus* Abel, 1926, *Chirotherium barthii* Kaup, 1835, *Isochirotherium delicatum* Courel & Demathieu, 1976 and *Brachychirotherium* isp. are dominant. These provide evidence for a mixed lepidosaur – archosaur assemblage comparable to those described in north-central Europe (Haubold & Klein, 2002).



3.7. PRE-VOLCANIC AGGRADING AND PROGRADING CARBONATE PLATFORMS (UPPER ANISIAN TO LOWER LADINIAN)

In the late Anisian, the Dolomites underwent an active phase of trans-tensional or extensional tectonics (e.g., Masetti & Neri, 1980; Gianolla et al., 1998; Preto et al., 2011). The carbonate platform of the Contrin Formation was fragmented into isolated horsts at the beginning of a phase of very fast subsidence, and large areas drowned into deep-water environments. From isolated tectonic blocks carved into the carbonates of the Contrin Formation, small carbonate edifices started to aggrade and became isolated pinnacles, reaching a relief of hundreds of meters relative to the surrounding basins (e.g., Cenera Massif in Fig. 26, 27).

Many of these aggrading pinnacles started to backstep and eventually drowned (e.g., Cenera), whereas others were able to survive, thus providing the nuclei of early Ladinian prograding platforms (e.g., Latemar, Schlern/Sciliar and Rosengarten/Catinaccio). In these pinnacles, the carbonate production supported aggradation at the impressive speed of up to one thousand metres per million years (cf. Brack et al., 2007). During this fast subsidence phase, a thin level of organic-rich silicified shales accumulated in the basins (Plattenkalke Member of the Buchenstein Formation), followed by a few metres of nodular cherty limestones with volcanic ash intercalations (lower



FIG. 26: Landscape showing the outstanding stratigraphic succession of the Central Dolomites, in a northward aerial view from above Alleghe. The mountain on the foreground is the Cenera Massif, while the sharp peak behind marked "DPR" is the Tofana di Rozes near Cortina d'Ampezzo. Lower Triassic shelf deposits (WER – Werfen Formation; SLI – Lower Sarl/Serla Formation); Anisian continental conglomerates (VTG – Voltago Conglomerate; RIC – Richthofen Conglomerate); Anisian isolated carbonate platforms (SLS – Upper Sarl/Serla Formation; CTR – Contrin Formation); uppermost Anisian aggradational–retrogradational carbonate pinnacle (Sciliar Formation); onlapping Ladinian turbiditic sandstones (ADZ – Zoppè Sandstones), synvolcanic Ladinian basinal deposits (IMF – Fernazza Formation); Upper Ladinian turbiditic volcanoclastics (WEN – Wengen Formation); Lower Carnian prograding carbonate platforms (DCS – Cassian Dolomite) and associated shallowing upward basinal sediment (SCS – St. Kassian/San Cassiano Formation); Carnian terrigenous–carbonate shallow marine and coastal deposits (HKS – Heiligkreuz Formation; TVZ – Travenanzes Formation); thick Upper Triassic peritidal dolomites (DP – Dolomia Principale).

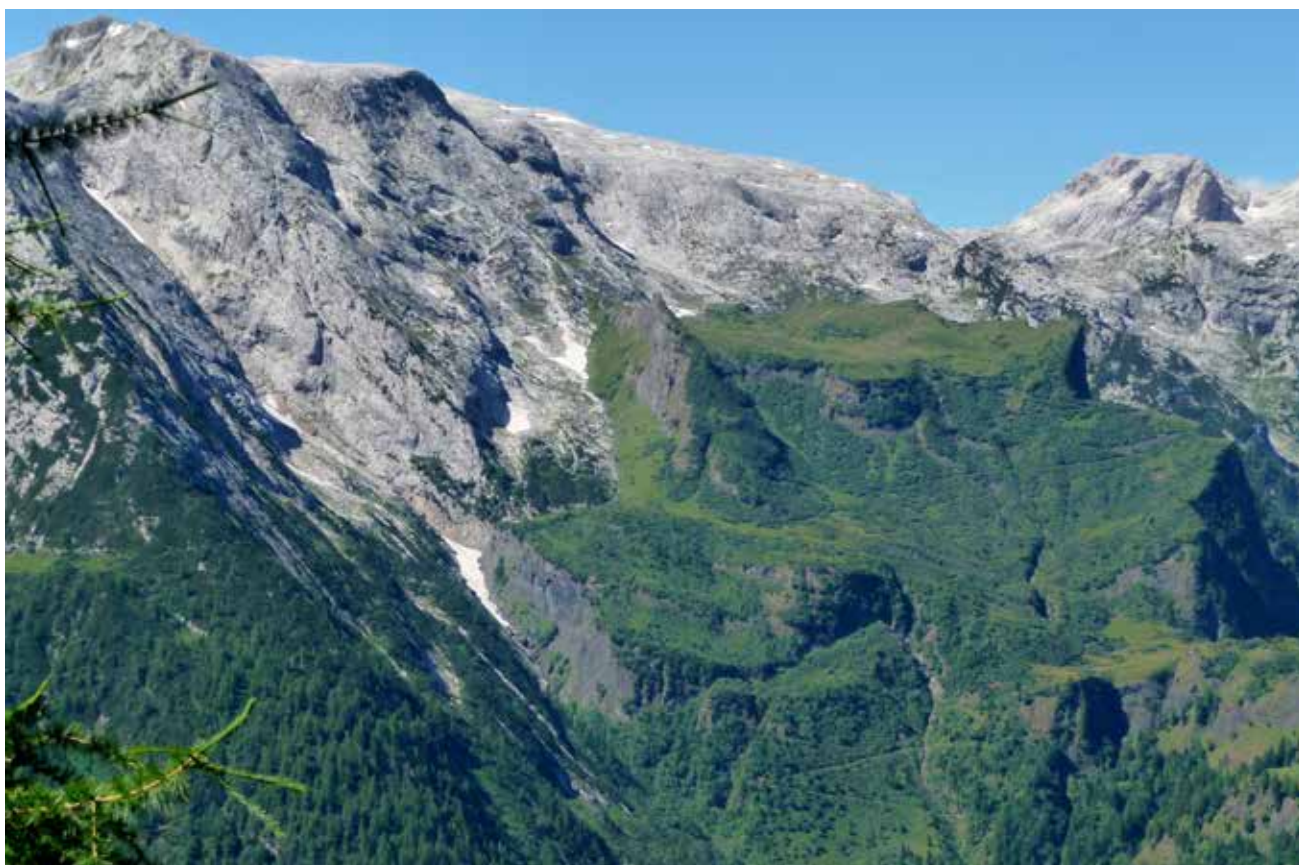


FIG. 27: Volcanic and volcanoclastics onlapping the slope of pre-volcanic carbonate platform (Pale di San Lucano).

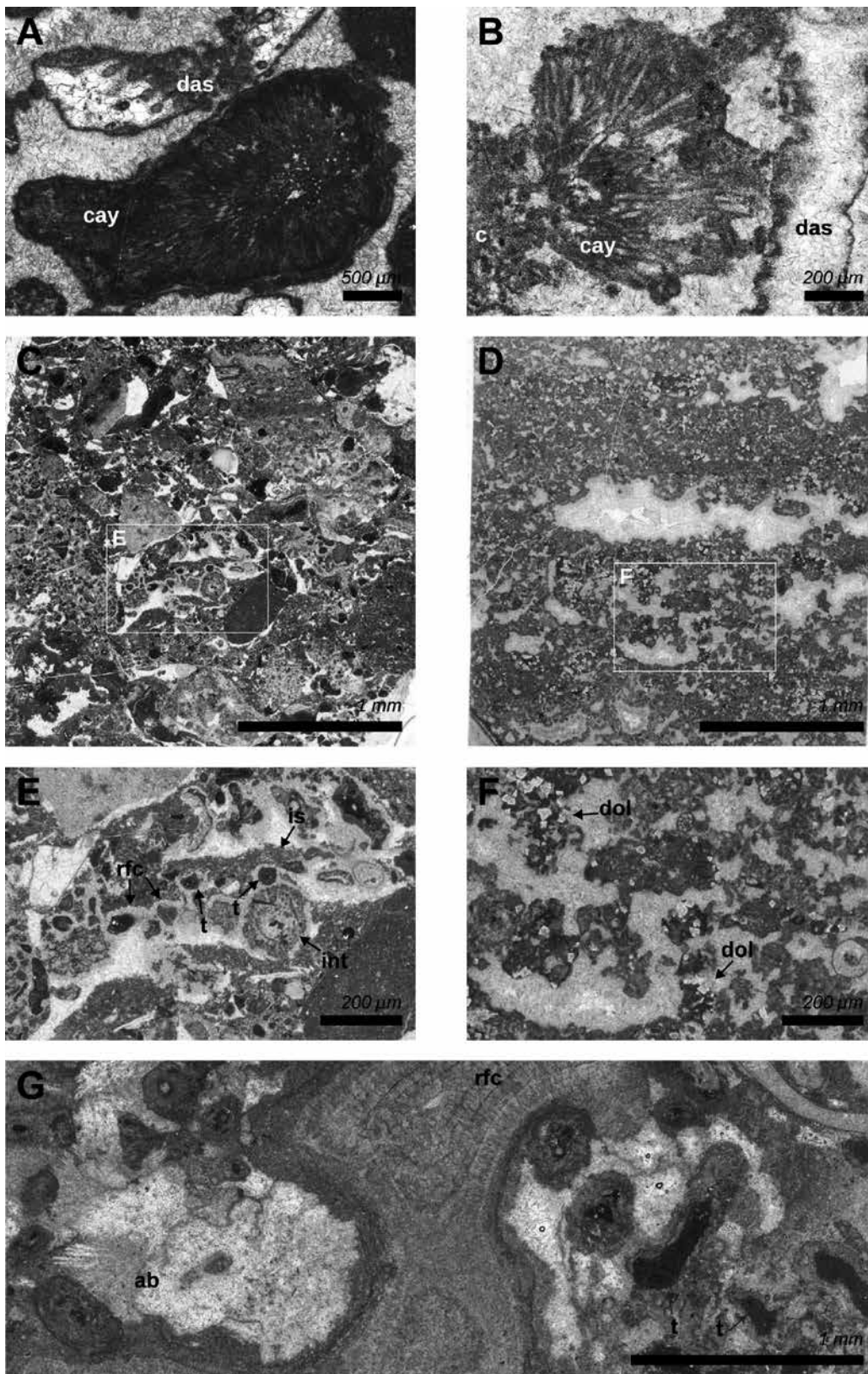


FIG. 28: Microfacies of the mainly microbial carbonates from the Latemar platform. A – A calcimicrobe (*Cayeuxia* sp.; cay) and a segment of dasycladacean green alga (das) from the well layered platform interior facies at Cimon del Latemar (see Marangon et al., 2011; Preto et al., 2011 for precise location). B – *Cayeuxia* sp. (cay), a calcimicrobe, grown on clotted peloidal micrite (c) from the well layered platform interior facies at Cimon del Latemar. The recrystallized skeletal grain on the right side is a fragment of dasycladacean green alga (das). C – Poorly sorted rudstone from the lower part of the southern slope. This sample contains small *Tubiphytes* spp., intraclasts and angular carbonate clasts reworked from a microbial facies on higher parts of the platform. See detail in E. D – Microbial boundstone with stratiform primary cavities, filled partially by radiaxial fibrous cement, from the outermost platform of the southern Latemar platform. See detail in F. E – Detail of the slope rudstone in C. Intraclasts with clotted peloidal fabric (int) and *Tubiphytes* spp. (t) are surrounded by a rim of radiaxial fibrous cement (rfc), intraparticle cavities were then partially occupied by a geopetal sediment filling (is). This suggests that rfc precipitated here when the pore space was still open to sea water, and sediment of a successive depositional event could still filter into the intraparticle pore network of the rudstone. F – Close-up of the microbial boundstone in D. This image highlights the thrombolitic fabric and clotted peloidal composition of this boundstone. Skeletal grains are rare; only a foraminifer test and a small gastropod are visible here. Clotted peloidal micrite is partially substituted by rhombs of dolomite in this sample. G – Cementstone, or *Tubiphytes* spp. boundstone, from the shelf break on the sampled transect of the southern Latemar platform. This rock parcel is volumetrically dominated by formerly aragonite botryoids (ab), now substituted by a mosaic of clear calcite, and radiaxial fibrous calcite cement (rfc). The rock framework is made of well separated *Tubiphytes* spp. branches (t).

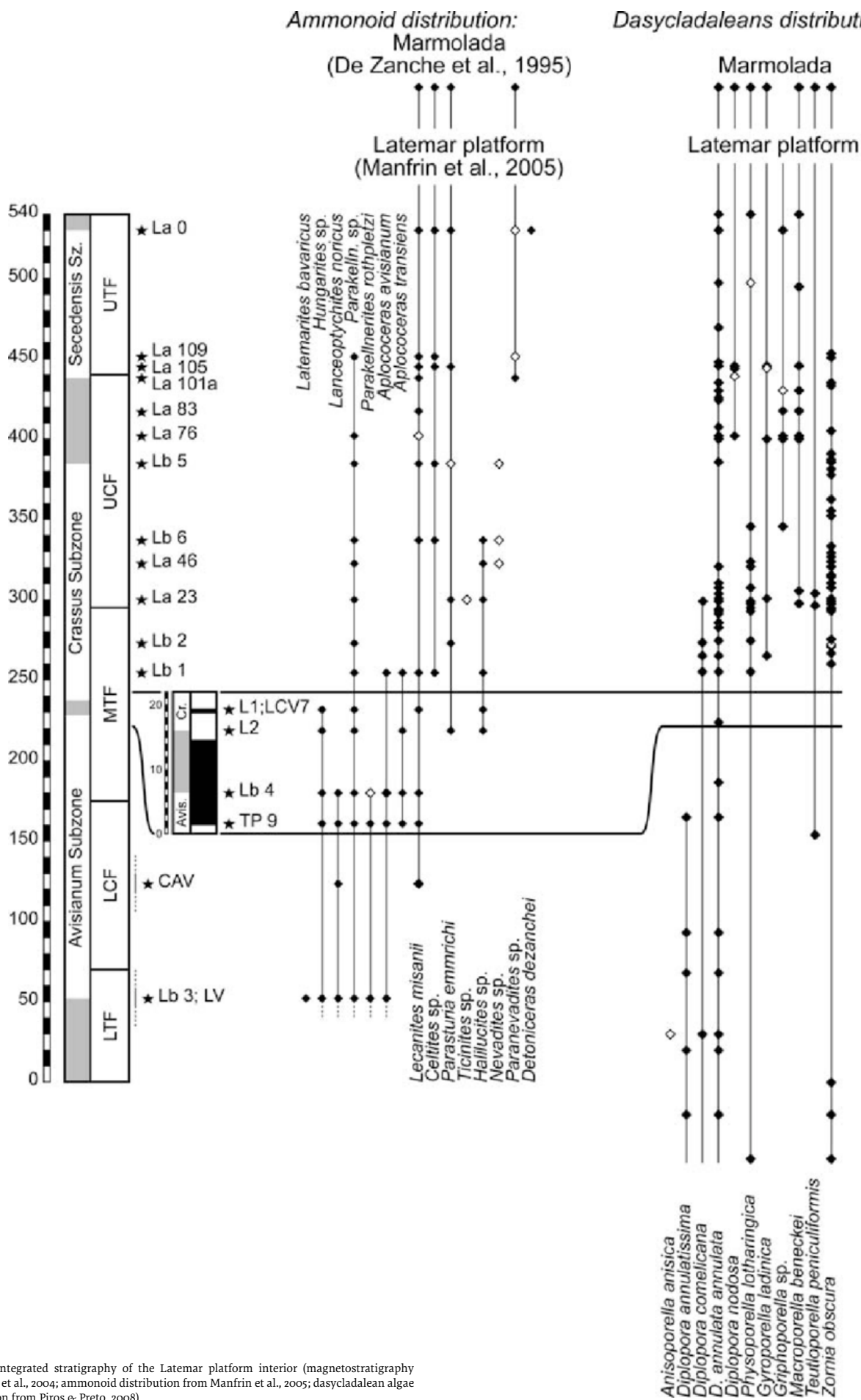


FIG. 29: integrated stratigraphy of the Latemar platform interior (magnetostratigraphy from Kent et al., 2004; ammonoid distribution from Manfrin et al., 2005; dasycladalean algae distribution from Piros & Preto, 2008).

Knollenkalke Member of the Buchenstein Formation). Meanwhile, a thick succession of metre-scale, initially subtidal and then peritidal cycles was accumulating in carbonate platform areas, with microbial boundstones forming on the shelf break and upper slopes (e.g., Gaetani et al., 1981; Harris, 1993, 1994; Blendinger, 1994; Marangon et al., 2011). During the early Ladinian, the subsidence slowed down considerably and the isolated pinnacles expanded into 5–10 km wide isolated platforms (e.g., the Schlern/Sciliar-Rosengarten/Catinaccio platform) and exceeding one km in thickness (Schlern/Sciliar Formation). Slope deposits show spectacular steep clinostratifications (Bosellini, 1984). The majority of these platforms experienced widespread facies-destructive dolomitization, with exceptions in the Western Dolomites, where several platforms preserved a calcareous composition (e.g., Marmolada and Latemar).

The platform tops experienced subaerial exposure episodes in a high frequency, while marine phreatic cements and microbialites still formed in the margin and upper slope facies. Skeletal organisms played a reduced lithogenetic role, even if they were characterized by a much greater taxonomic diversity and abundance than during the aggrading phase (e.g., Fois & Gaetani, 1981; Brandner, 1991). The basinal deposits coeval with the progradational phase of the platforms consist of a few tens of metres of nodular-cherty limestones, which are extremely poor in platform-derived granular carbonates (Knollenkalke Member of the Buchenstein Formation). The younger portion of the basinal successions shows reduced bioturbation and is enriched in calciturbidites (Bänderkalke Member).

3.8. MIDDLE TRIASSIC FOSSIL ASSOCIATIONS

Some Anisian–Ladinian carbonate platforms of the Dolomites are also renowned for the marine faunas (and algal floras) they yield. Although not strictly related to terrestrial environments, fossil localities on these carbonate platforms offer a marine counterpart to terrestrial floras that is important to understand the Middle Triassic ecosystems of the Dolomites. The best collection of macro-remains for these marine faunas and floras is kept at the Predazzo Museum. Middle Triassic carbonate platforms of the Dolomites were unlike the coral reefs we know from present tropical seas. The main carbonate producers in these carbonate depositional systems were consortia of microbes, and the main type of carbonate is microbialite (Fig. 28). Nevertheless, the shallow-water sedimentary environments of these platforms sustained a relatively diverse fauna (Fig. 29, 30) and flora (Fig. 28, 29). Among the most common fossilized constituents in the platform interior facies are calcimicrobes, i.e., fossilized cyanobacteria, and in particular *Cayeuxia* spp. *Tubiphytites* spp. are instead very common at the shelf break and on the upper slope, where they acted as proper reef builders (Fig. 28). The most common Eukaryota on the platform were dasycladacean algae. These are very common in the platform interior facies, and are often reworked into the slopes as well. Eleven species of Dasycladales were identified in the Latemar and Marmolada platforms. They have a distinct stratigraphic distribution (Piros & Preto, 2008; Fig. 29), which is potentially useful for correlation purposes, at least within the Southern Alps. Less common shallow-water macrofossils are calcareous sponges and corals as accessory reef builders (e.g., Gaetani et al., 1981; Harris, 1993; Emmerich et al., 2005) and gastropods in the platform interior.

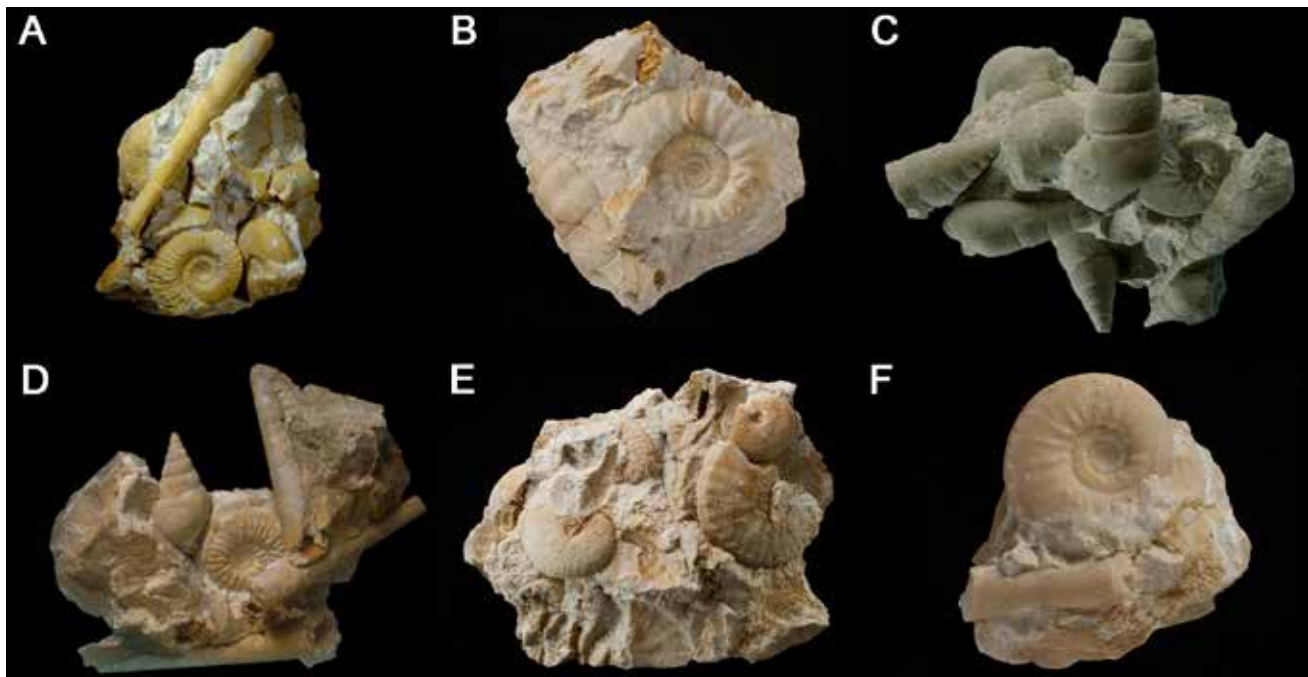


FIG. 30: The spectacular molluscan fauna of the Latemar Platform as preserved in the collections of the Geological Museum of the Dolomites, Predazzo. A – *Latemarites bavaricus* (Reis, 1900); *Proarcestes* sp.; *Michelinoceras* sp.; B – *Latemarites bavaricus* (Reis, 1900); C – *Omphaloptycha heeri* (Kittl, 1894); *Wortheniopsis* cf. *tomquisti* (Assmann, 1937); (gasteropods); D – *Latemarites bavaricus* (Reis, 1900); *Omphaloptycha tumida* (Hörnes); *Michelinoceras* sp.; E – *Parakellerites rothpletzi* (Salomon, 1895); *Lanceoptychites noricus* (Mojsisovics, 1882); F – *Latemarites bavaricus* (Reis, 1900); *Michelinoceras* sp.

Quite surprisingly, shallow water facies of the Anisian carbonate platforms of the Dolomites yielded an abundant and diverse ammonoid fauna. The richest fossil localities are on the Latemar and Marmolada platforms (De Zanche et al., 1995; Brack & Rieber, 1993; Manfrin et al., 2005), but ammonoids are also common on the Viezzana and on the Anisian–Ladinian platforms exposed along the Etsch/Adige Valley, between Trento and Bozen/Bolzano (e.g., Manfrin & Mietto, 1991). However, studies on the taphonomy of ammonoid accumulations are only available for the Latemar platform.

Most of the ammonoid localities at the Latemar correspond to the cavities in tepee structures. Tepees are convex-up structures that are formed by desiccation of carbonate mud in shallow subtidal to supratidal environments and subsequent precipitation of calcite cement in the pores of the sediment. Polygons of sediment thus gain in surface because of the displacive growth of cement in pores, to the point that the polygons push each other up at the cracks, gaining an arched shape and leaving a triangular cavity underneath (Fig. 31). These cavities often acted as sedimentary traps for the shells of pelagic organisms occasionally floating atop the platforms, such as ammonoids at the Latemar (Manfrin et al., 2005).



FIG. 31: A well-formed tepee structure of the Latemar inner platform. In this case, the tepee cavity was filled by a gastropod coquina (not visible at this scale).

The ammonoids at Latemar cover a stratigraphic interval of three Anisian biozones; ammonoids from the Marmolada platform are overlapping in part the age of those at Latemar, and in part are younger, but never reach the Ladinian (Fig. 33). Gaetani et al. (1981) mention Ladinian ammonoids from neptunian dykes at Latemar. These neptunian dykes do occur, and are widespread in the Latemar platform (Preto et al., 2011), but only rarely yielded ammonoids.

3.9. VOLCANICS AND LARGE MEGABRECCIA BODIES (UPPER LADINIAN)

During late Ladinian times, an intense tectono-magmatic event affected the Dolomites (Assereto et al., 1977; Viel, 1979; Bosellini et al., 1982; Doglioni, 1984, 1987; Castellarin et al., 1988; Doglioni & Carminati, 2008; Abbas et al., 2018). Massive intrusive and effusive magmatic activity developed in the western

Dolomites, while vertical displacement in the order of several kilometers locally took place on crustal-scale faults. The western carbonate platforms were cut by basaltic dikes and carved by large collapsing structures, while huge heterogeneous megabreccia bodies (Caotico Eterogeneo) accumulated in the adjacent depressions (Viel, 1979; Castellarin et al., 1998; Brandner et al., 2016). Volcanic products were basaltic (pillow lavas, hyaloclastites) and partially filled the former basins, fossilizing the previous platform morphology by onlapping their slopes (Fig. 34). A few platforms, proximal to the magmatic centres, were buried beneath the volcanic and pyroclastic products (e.g., Agnello platform). However, some carbonate production remained active, even close to the magmatic centres (e.g., Schlern/Sciliar platform). The onset of the basaltic volcanism was matched with a sudden change in the carbonate production style, evidenced by a sharp reduction in marine phreatic cements and by the appearance of loose calcarenites and micrites (Stefani et al., 2010). In areas more distal to the volcanoes (eastern and northern Dolomites), the platform carbonate production was able to keep pace with subsidence, and the lack of any depositional break makes the distinction between pre- and post-volcanic successions locally difficult. However, the change in the carbonate production style induced by environmental change is well recorded across widespread areas.

3.10. THE FLORA OF THE LATE LADINIAN OF MONTE AGNELLO

Fossil plants of Ladinian age from the Dolomites have been known for over 150 years (e.g., Wissmann & Münster, 1841; Mojsisovics, 1879; Ogilvie Gordon, 1927, 1934; Leonardi, 1953, 1968; Wachtler & Van Konijnenburg-van Cittert, 2000; Kustatscher, 2004; Kustatscher & Van Konijnenburg-van Cittert, 2005). The stratigraphic attribution of the historical collections is often complicated or even impossible. The common feature of all of these Ladinian floras, however, is a dominance of conifers, whereas cycadophytes, seed ferns, ferns, horsetails, and lycophytes are rare. This was related to climatic conditions (an arid climate on the mainland), edaphy (immature soil), or mostly taphonomy (caused by selection during transport; Kustatscher & Van Konijnenburg-van Cittert, 2005).

Thus, the existence of the Monte Agnello flora from the early late Ladinian is of special interest. The several decimetre-long remains do not show any orientation or sorting due to transport, indicating that the transport must have been short; thus, the assemblage can probably be considered parautochthonous. The plants are preserved in subaerially deposited pyroclastic layers due to significant volcanic activity in the Dolomites during the late Ladinian. The volcanic complexes were mostly submarine, although locally – such as in the area of Predazzo – subaerial eruptive centres also existed (Kustatscher et al., 2014). Monte Agnello represents an area that was only marginally influenced by these events and has therefore a well preserved stratigraphic succession. The flora was preserved in an about 50 cm thick layer of tuffs, locally rich in accretionary lapilli or, more rarely, small lithic lapilli, below the “explosion breccia” of the volcanic succession at Predazzo (Calanchi et al., 1977, 1978). Most plant remains are preserved as detailed impressions, with three-dimensional casts and completely degraded organic material (Fig. 35). The leaves are characterized in some cases by “holes” related to the lapilli present in the rock.

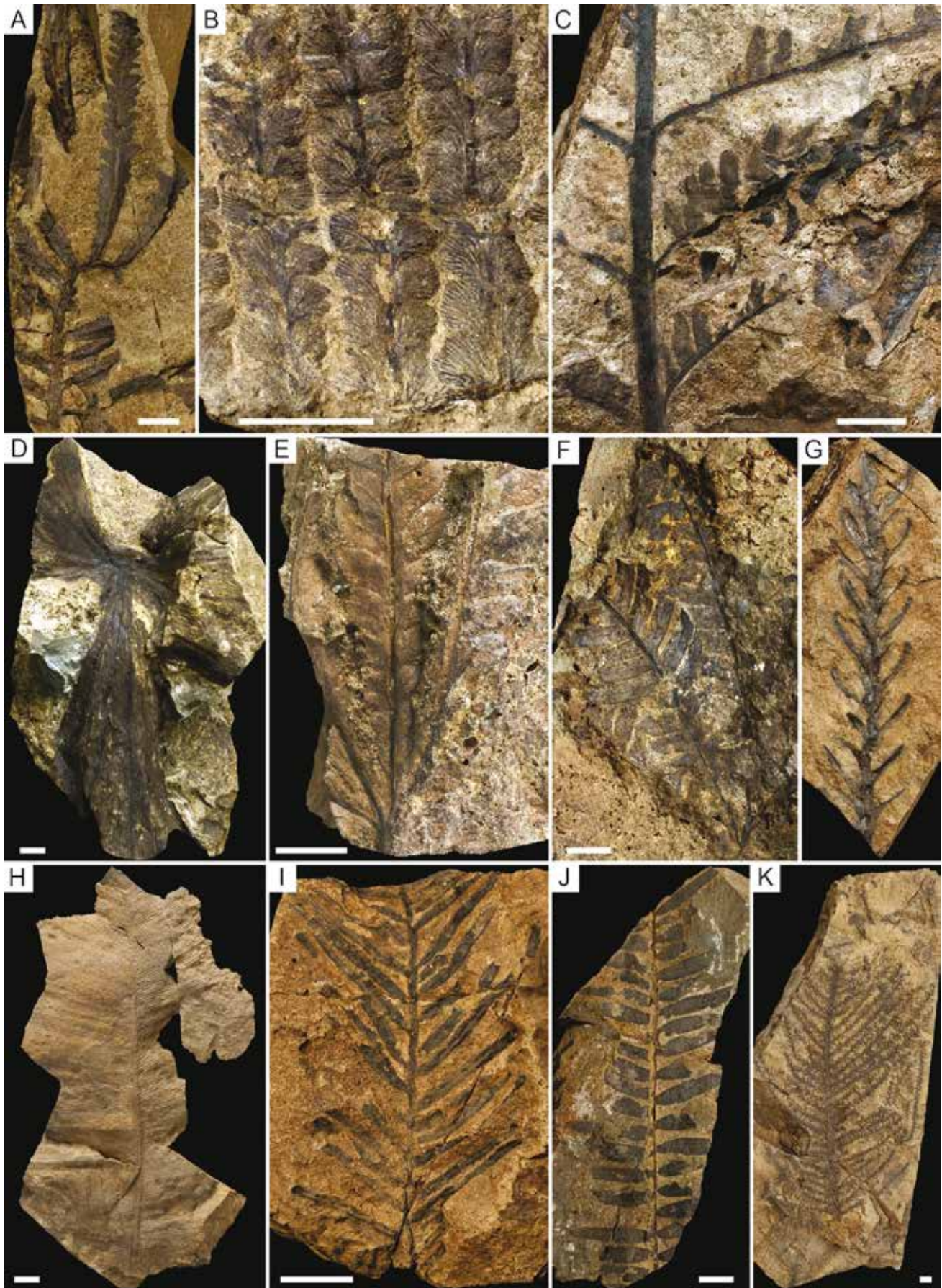


FIG. 32: Plant macrofossils from the Ladinian of Monte Anello (A-G from Kustatscher et al., 2014). Scale bars = 1 cm. A – ?Dipteridaceae indet. (MGP 194/2B); B – *Cladophlebis ladinica* Kustatscher et al., 2014 (MGP 194/65B); C – *Cladophlebis* sp. (MGP 194/88); D – *Chiropteris monteagnellii* Kustatscher et al., 2014 (MGP 197/69A); E – *Phlebopteris fiemmensis* Kustatscher et al., 2014 (MGP 191/11A); F – *Phlebopteris fiemmensis* Kustatscher et al., 2014 (MGP 191/11B); G – *Voltzia* sp. (PAL AF 3801-1); H – *Bjuvia* sp. (AF 3559); I – unidentified cycad leaf (AF 3084); J – unidentified cycad leaf (AF 3035f); K – *Voltzia* sp. (AF 2107).

Due to the short transport of the plant remains the flora is markedly distinct and much more diversified than other Ladinian floras of the Dolomites. This includes a wide range of ferns with the typical Middle Triassic osmundaceous fern *Neuropteridium elegans* (Brongniart) Schimper in Schimper and Schenk, 1879 but also new species (e.g., *Cladophlebis ladinica* Kustatscher et al., 2014, *Chiropteris monteagnellii* Kustatscher et al., 2014) and some of the oldest representatives of the fern families Matoniaceae (*Phlebopteris fiemmensis* Kustatscher et al., 2014) and Dipteridaceae (*Thaumatopteris* sp.). The flora thus gives us new insights in the first appearance of these families in the fossil record, especially in Europe. Moreover, seed ferns are represented by leaf fragments of *Scytophyllum bergeri* Bornemann, 1856, cycadophytes by leaf fragments with entire lamina probably belonging to the genera *Bjuvia* Florin, 1933, *Taeniopteris* Brongniart, 1828 and/or *Macrotaeniopteris* Schimper, 1869 and segmented leaves resembling *Nilssonia* Brongniart, 1828 and *Apoldia* Wesley, 1958. The conifers are represented mostly by shoots belonging to the genera *Voltzia* Brongniart, 1828 and *Pelourdea* Seward, 1917. The new flora from Monte Agnello is the first Ladinian flora from the Southern Alps showing the “hygrophytic” vegetation elements of the flora, corroborating due to its high diversity and abundance in ferns the theory of a humid interval in the late Ladinian of the Southern Alps (Kustatscher et al., 2014). So far, a detailed taphonomical study has been carried out only on the ferns, whereas the study of the other groups of the flora is still pending and essential in understanding whether the conifers, seed ferns and cycadophytes show high diversity in this parautochthonous flora as well or if the typically “hygrophytic” elements described above were contaminated in the transport. The special preservation permitted also a detailed study of the plant-animal interactions (Wappler et al., 2015). This evidenced that about 12 % of all foliage, axes, stem fragments, fructifications and dispersed seeds exhibited some sort of damage represented by 20 different damage types. The highest frequency of damage was observed on cycadophytes (36.5 % of all specimens) and conifers (44 %), whereas damage in seed fern (8 %) and ferns (8 %) was much rarer. This suggests that selective feeding by insect herbivores in the Monte Agnello flora preferentially targeted particular seed plants. Moreover, the herbivory recorded for the Monte Agnello flora represents nearly all of fundamental modes of herbivory, excluding fungal infection, which was not observed. Seven distinctive functional feeding groups have been detected on the foliar elements from Monte Agnello, most of which occur on particular plant hosts. External foliage feeding was observed most frequently on the cycadophytes and on the seed fern *Scytophyllum bergeri* Bornemann, 1856. On the other hand, evidence of galling, the most complex of all major interactions, is more or less evenly distributed among conifers, ferns and seed ferns (Wappler et al., 2015).

REFERENCES

- Abbas, H., Michail, M., Cifelli, F., Mattei, M., Gianolla, P., Lustrino, M., Carminati, E. (2018): Emplacement modes of the Ladinian plutonic rocks of the Dolomites: insights from anisotropy of magnetic susceptibility. – *Journal of Structural Geology*, 113: 42–61.
- Abel, O. (1929): Eine Reptilienfährte aus dem Oberen Perm (Grödener Sandstein) der Gegend von Bozen in Südtirol. – *Palaeobiologica*, 2: 1–14.
- Afonin, S.A., Barinova, S.S., Krassilov, V.A. (2001): A bloom of *Tympanicysta* Balme (green algae of zygneatalean affinities) at the Permian–Triassic boundary. – *Geodiversitas*, 23: 481–487.
- Aristov, D.S., Bashkuev, A.S., Golubev, V.K., Gorochov, A.V., Karasev, E.V., Kopylov, D.S., Ponomarenko, A.G., Rasnitsyn, A.P., Rasnitsyn, D.A., Sinitshenkova, N.D., Sukatsheva, I.D., Vasilenko, D.V. (2013): Fossil insects of the middle and upper Permian of European Russia. – *Paleontological Journal*, 47: 641–832.
- Avanzini, A., Bragossi, G.M., Borsato, A., Cucato, M., Morelli, C., Picotti, V., Selli, L. (2012): Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, F. 043 Mezzolombardo. – Servizio Geologico d'Italia, APAT. Access Publisher, Roma
- Avanzini, M., Bargossi, G.M., Borsato, A., Castiglioni, G.M., Cucato, M., Morelli, C., Prosser, G., Sappelza, A. (2007): Note Illustrative della Carte Geologica d'Italia, Foglio 026: Appiano. – Servizio Geologico d'Italia, APAT. Access Publisher, Roma.
- Avanzini, M., Bernardi, M., Nicosia, U. (2011): The Permo-Triassic tetrapod faunal diversity in the Italian Southern Alps. – In: Dar, I.A., Dar, M.A. (eds.), *Earth and Environmental Sciences*, pp. 591–608, In Tech Rijeka.
- Balme, B.E. (1995): Fossil in situ spores and pollen grains: an annotated catalogue. – *Review of Palaeobotany and Palynology*, 87(2–4): 81–323.
- Bargossi, G.M., Mair, V., Marocchi, M., Morelli, C., Moretti, A., Piccin, G. (2007): A mega volcano-tectonic collapse between Bolzano and Trento during the lower Permian. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 153: 1–34.
- Bauer, K., Kustatscher, E., Butzmann, R., Fischer, T.C., Van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A., Krings, M. (2014): Ginkgo-phytes from the upper Permian of the Bletterbach Gorge (northern Italy). – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 120(3): 271–279.
- Benca, J.P., Duijnste, I.A.P., Looy, C.V. (2018): UV-B-induced forest sterility: Implications of ozone shield failure in Earth's largest extinction. – *Science Advances* 4(2): e1700618.
- Benton, M.J. (2015): *Vertebrate Palaeontology*. – 4th edition, Wiley Blackwell.
- Bernardi, M., Klein, H., Petti, F.M., Ezcurra, M.D. (2015): The origin and early radiation of Archosauriforms: integrating the skeletal and footprint record. – *PLOS ONE*, 10 (6), e0128449.
- Bernardi, M., Petti, F.M., Kustatscher, E., Franz, M., Hartkopf-Fröder, C., Labandeira, C.C., Wappler, T., Van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A., Peacock, B.R., Angielczyk, K.D. (2017): Late Permian (Lopingian) terrestrial ecosystems: A global comparison with new data from the low latitude Bletterbach Biota. – *Earth-Science Reviews*, 175: 18–43.
- Béthoux, O. (2008): The insect fauna from the Permian of Lodève (Hérault, France): state of the art and perspectives. – *Journal of Iberian Geology*, 34: 109–113.
- Blendinger, W. (1994): The carbonate factory of Middle Triassic buildups in the Dolomites, Italy: a quantitative analysis. – *Sedimentology*, 41: 1147–1159.
- Bosellini, A. (1968): *Paleogeografia pre-anisica delle Dolomiti centro-settentrionali*. – *Atti dell'Accademia Nazionale dei Lincei. Memorie, Classe di Scienze fisiche, matematiche e naturali, Serie VIII, Sezione 4 (Fisica, Chimica, Geologia,*

- Paleontologia e Mineralogia, 9(1): 1–36.
- Bosellini, A. (1984): Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites, Northern Italy. – *Sedimentology*, 31: 1–24.
- Bosellini, A., Castellarin, A., Doglioni, C., Guy, F., Lucchini, F., Perri, M.C., Rossi, P.L., Simboli, G., Somnavilla, E. (1982): Magmatismo e tettonica nel Trias delle Dolomiti. In: Castellarin, A., Vai, G.B. (eds.) Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale, pp. 189–210, Società Geologica Italiana.
- Bosellini, A., Gianolla, P., Stefani, M. (2003): Geology of the Dolomites. – *Episodes*, 26: 181–185.
- Bosellini, A., Hardie, A.L. (1973): Depositional theme of a marginal evaporite. – *Sedimentology*, 20: 5–27.
- Brack, P., Mundil, R., Oberli, F., Meier, M., Rieber, H. (1996): Biostratigraphic and radiometric age data question the Milankovitch characteristics of the Latemar cycles (Southern Alps). – *Geology*, 24: 371–375.
- Brack, P., Muttoni, G. (2000): High-resolution magnetostratigraphic and lithostratigraphic correlations in Middle Triassic pelagic carbonates from the Dolomites (northern Italy). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161: 361–380.
- Brack, P., Rieber, H., Mundil, R., Blendinger, W., Maurer, F. (2007): Geometry and chronology of growth and drowning of Middle triassic carbonate platforms (Cerner and Bivera/Clapsavon) in the southern Alps (northern Italy). – *Swiss Journal of Geosciences*, 100(3): 327–347.
- Brack, P., Rieber, H. (1993): Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: new biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the southern Alps. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, 86(2): 415–527.
- Brandner, R. (1991): Geological Setting and Stratigraphy on the Schlern-Rosengarten Buildup and Seiser Alm Basin. – In: Brandner, R., Flügel, E., Koch, R., Yose, L.A. (eds), The Northern Margin of the Schlern/Sciliar-Rosengarten/Catinaccio Platform. – Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, pp. 1–24, Ortisei/St. Ulrich.
- Brandner R., Keim, L. (2011): A 4-day geological field trip in the Western Dolomites. – *Geo.Alp*, 8: 76–118.
- Broglio Loriga, C., Neri, C., Pasini, M., Posenato, R. (1988): Marine fossil assemblages from Upper Permian to lowermost Triassic in the western Dolomites (Italy). – *Memorie della Società Geologica Italiana*, 34: 5–44.
- Calanchi, N., Lucchini, F., Rossi, P.L. (1977): M. Agnello: un apparato vulcanico a condotto centrale nelle Dolomiti. – *Minerologica Petrografica Acta*, 21: 221–229.
- Calanchi, N., Lucchini, F., Rossi, P.L., (1978): The volcanic rocks from the Mount Agnello area (Fiemme Valley, Italy): a contribution to the knowledge of the Mid-Triassic magmatism of the Southern Alps. – *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 25: 131–143.
- Cassinis, G., Cortesogno, L., Gaggero, L., Massari, F., Neri, C., Nicosia, U., Pittau, P. (1999): Stratigraphy and facies of the Permian deposits between Eastern Lombardy and the Western Dolomites. – In: Field Trip Guidebook, International Field Conference of “The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional Reports and General Correlations”.
- Cassinis, G., Nicosia, U., Lozovsky, V.R., Gubin, Y.M. (2002): A view on the Permian continental stratigraphy of the Southern Alps, Italy, and general correlation with the Permian of Russia. – *Permophiles*, 40: 1–2.
- Castellarin, A., Lucchini, F., Rossi, P.L., Selli, L., Simboli, G. (1988): The Middle Triassic magmatic-tectonic arc development in the Southern Alps. – *Tectonophysics*, 146: 79–89.
- Castellarin, A., Selli, L., Picotti, V., Cantelli, L. (1998): Tettonismo e diapirismo Medio-Triassico delle Dolomiti. – *Memorie della Società Geologica Italiana*, 53: 145–169.
- Castellarin, A., Cantelli, L. (2000): Neo-alpine evolution of the southern Eastern Alps. – *Journal of Geodynamics*, 30(1–2): 251–274.
- Ceoloni, P., Conti, M.A., Mariotti, N., Mietto, P., Nicosia, U. (1988): Tetrapod footprint faunas from Southern and Central Europe. – *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 16: 895–906.
- Ciancio, L. (1999): “La chiave della teoria delle Alpi”. Località, collezioni e reperti dell’area trentina e dolomitica nella storia delle teorie geologiche (1760-1830). – *Archivio Trentino, Trento, quinta serie*, 1(XLVIII): 205–273.
- Cirilli, S., Radrizzani, C.P., Ponton, M., Radrizzani, S. (1998): Stratigrafical and paleoenvironmental analysis of the Permian-Triassic transition in the Badia Valley (Southern Alps, Italy). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 138: 85–113.
- Clement-Westerhof, J.A. (1984): Aspects of Permian palaeobotany and palynology. IV. The conifer *Ortiseia* Florin from the Val Gardena Formation of the Dolomites and the Vicentinian Alps (Italy) with special reference to a revised concept of the Walchiaceae (Göppert) Schimper. – *Review of Palaeobotany and Palynology*, 41(1): 51–166.
- Clement-Westerhof, J.A. (1987): Aspects of Permian palaeobotany and palynology, VII. The Majonicaceae, a new family of Late Permian conifers. – *Review of Palaeobotany and Palynology*, 52(4): 375–402.
- Conti, M.A., Leonardi, G., Mariotti, N., Nicosia, U. (1977). Tetrapod footprints of the “VGS” (North Italy). Their paleontological, stratigraphic and paleoenvironmental meaning. – *Palaeontographia Italica*, 70: 1–91.
- Dal Corso, J., Roghi, G., Kustatscher, E., Preto, N., Gianolla, P., Manfrin, S., Mietto, P. (2015): Ammonoid-calibrated spore-morph assemblages reflect a shift from hygrophytic to xerophytic elements in the late Anisian (Middle Triassic) of the Southern Alps (Italy). – *Review of Palaeobotany and Palynology*, 218: 15–27.
- De Zanche, V., Franzin, A., Gianolla, P., Mietto, P., Siorpaes, C. (1992): The Piz da Peres Section (Valdaora-Olang, Pusteria Valley, Italy): a reappraisal of the Anisian stratigraphy in the Dolomites. – *Eclogae geologicae helveticae*, 85(1): 127–143.
- De Zanche, V., Gianolla, P., Mietto, P., Siorpaes, C., Vail, P.R. (1993): Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy). – *Memorie di Scienze Geologiche*, 45: 1–27.
- De Zanche, V., Gianolla, P., Manfrin, S., Mietto, P., Roghi, G. (1995): A middle Triassic back-stepping carbonate platform in the Dolomites (Italy): sequence stratigraphy and biostratigraphy. – *Memorie di Scienze Geologiche*, 47: 135–155.
- Delfrati, L., Farabegoli, E. (2000): Formazione di Agordo. – In: Delfrati, L., Falorni, P., Gropelli, G., Pampaloni, R. (eds), Carta Geologica d’Italia - 1:50.000 - Catalogo delle Formazioni, Fascicolo I - Unità Validate, Quaderni Serie III, n. 7, pp. 25–34, Servizio Geologico Nazionale, Accordo di programma SGN - CNR.

- Dodick, J.T., Modesto, S.P. (1995): The cranial anatomy of the captorhinid reptile *Labidosaurikos meachami* from the Lower Permian of Oklahoma. – *Palaeontology*, 38: 687–711.
- Dogliani, C. (1984): Triassic diapiric structures in the central Dolomites (Northern Italy). – *Eclogae Geologicae Helveticae*, 77: 261–285.
- Dogliani, C. (1987): Tectonics of the Dolomites (Southern Alps–Northern Italy). – *Journal of Structural Geology*, 9: 181–193.
- Dogliani, C. (1988): Examples of strike-slip tectonics on platform-basin margins. – *Tectonophysics*, 156: 293–302.
- Dogliani, C., Bosellini, A., Vail, P.R. (1990): Stratal patterns: a proposal of classification and example from the Dolomites. – *Basin Research*, 2: 83–85.
- Dogliani, C., Carminati, E. (2008): Structural styles and Dolomites Field Trip. – *Memorie Descrittive della Carta geologica d'Italia*, 82: 1–296.
- Draxler, I. (2010): Upper Permian spore holotypes of W. Klaus from the Southern Alps (Dolomites, Italy) in the collections of the Geological Survey of Austria. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 150(1–2): 85–99.
- Elsik, W.C. (1999): *Reduviasporonites* Wilson 1962: Synonymy of the fungal organism involved in the late Permian crisis. – *Palynology*, 23: 37–41.
- Emmerich, A., Zamparelli, V., Bechstädt, T., Zühlke, R. (2005): The reefal margin and slope of a Middle Triassic carbonate platform: the Latemar (Dolomites, Italy). – *Facies*, 50(3–4): 573–614.
- Eshet, Y., Rampino, M.R., Visscher, H. (1995): Fungal event and palynological record of ecological crisis and recovery across the Permian-Triassic boundary. – *Geology*, 23: 967–970.
- Farabegoli, E., Perri, M., 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: 109–135.
- Farabegoli, E., Levanti, D., Perri, M.C. (1986): The Bellerophon Formation in the southwestern Carnia. Lavardet-Rioda and Casera Federata Sections. – In: Italian IGCP project 203 Group (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, pp. 69–75, Società Geologica Italiana, Brescia.
- Fischer, T.C., Meller, B., Kustatscher, E., Butzmann, R. (2010): Permian ginkgophyte fossils from the Dolomites resemble extant *O-ha-tsuki* aberrant leaf-like fructifications of *Ginkgo biloba* L. – *BMC Evolutionary Biology*, 10: 337.
- Fois, E., Gaetani, M. (1980): The northern margin of the Civetta buildup. Evolution during the Ladinian and the Carnian. – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 86(3): 469–542.
- Foster, C.B., Stephenson, M.H., Marshall, C., Logan, G.A., Greenwood, P.F. (2002): A revision of *Reduviasporonites* Wilson 1962: Description, illustration, comparison and biological affinities. – *Palynology*, 26: 35–58.
- Gaetani, M., Fois, E., Jadoul, F., Nicora, A. (1981): Nature and evolution of Middle Triassic carbonate buildups in the Dolomites (Italy). – *Marine Geology*, 44(1–2): 25–57.
- Gianolla, P. (2011): Il libro di roccia. In: A. Carton, M. Varotto: Marmolada, p. 20–47, Sommacampagna, Verona, Cierre edizioni.
- Gianolla, P., De Zanche, V., Mietto, P. (1998): Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution. In: de Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquín, T., Vail, P.R. (eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. – *SEPM Special Publications*, 60: 719–747.
- Gianolla, P., Micheletti, C., Panizza, M., Viola, F. (2009): Nomination of the Dolomites for Inscription on the World Natural Heritage List Unesco. – <http://whc.unesco.org/uploads/nominations/1237rev.pdf>.
- Gianolla, P., Morelli, C., Cucato, M., Siorpaes, C. (2018): Note Illustrative - Foglio 016 Dobbiaco, Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50.000. – ISPRA, Rome.
- Gianolla, P., Stefani, M., Caggiati, M., Preto, N. (2011): Triassic platform and basinal bodies of the Dolomites as outcrop analogues for hydrocarbon carbonate systems. Pre-conference filed trip guidebook, AAPG international conference, Milan, October 19–22, 2011.
- Harris, M.T. (1994): The foreslope and toe-of-slope facies of the Middle Triassic Latemar buildup (Dolomites, Northern Italy). – *Journal of Sedimentary Research*, B64(2): 132–145.
- Harris, M.T. (1993): Reef Fabrics, biotic crusts and syndepositional cements of the Latemar reef margin (Middle Triassic), northern Italy. – *Sedimentology*, 40(3): 383–401.
- Haubold, H. (1996): Ichnotaxonomie und Klassifikation von Tetrapodenfährten aus dem Perm. – *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Reihe B*, 18: 23–88.
- Haubold, H. (2000): Tetrapodenfährten aus dem Perm - Kenntnisstand und Progress. – *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Reihe B*, 22: 1–16.
- Haubold, H., Klein, H. (2002): Chirotherien und Grallatoriden aus der Unteren bis Oberen Trias Mitteleuropas und die Entstehung der Dinosauria. – *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Reihe B*, 24: 1–22.
- Hermann, E., Hochuli, P.A., Bucher, H., Brühwiler, T., Hautmann, M., Ware, D., Roohi, G. (2011): Terrestrial ecosystems on North Gondwana following the end-Permian mass extinction. – *Gondwana Research*, 20: 630–637.
- Hochuli, P.A., Hermann, E., Vigran, J.O., Bucher, H., Weissert, H. (2010): Rapid demise and recovery of plant ecosystems across the end-Permian extinction event. – *Global and Planetary Change*, 74: 144–155.
- Hornstein, F. (1876): Letter to H. B. Geinitz on a new species of *Chirotherium*. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie und Paläontologie*, 933.
- Hounslow, M.W., Muttoni, G. (2010): The geomagnetic polarity timescale for the Triassic: linkage to stage boundary definitions. – *Geological Society of London, Special Publications*, 334: 61–102.
- Italian IGCP 203 Group (1986): *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. – 180 pp., Società Geologica Italiana, Brescia.
- Kittl, E., (1891): Saurierfährte von Bozen. – *Mitteilungen der Section für Naturkunde des Österreichischen Touristen-Club*, 3: 1–7.
- Klaus, W. (1963): Sporen aus dem südalpinen Perm (Vergleichsstudie für die Gliederung nordalpiner Salzserien). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 106: 229–361.

- Klein, H., Lucas, S.G., Voigt, S. (2015): Revision of the ?Permian-Triassic tetrapod ichnogenus *Procolophonichnium* Nopsa 1923 with description of the new ichnospecies *P. lockleyi*. – *Ichnos*, 22: 155–176.
- Korte, C., Kozur, H.W. (2010): Carbon-isotope stratigraphy across the Permian–Triassic boundary: A review. – *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(4): 215–235.
- Korte, C., Kozur, H. W., Veizer, J. (2005): $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of Triassic brachiopods and carbonate rocks as proxies for coeval seawater and palaeotemperature. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 226(3–4): 287–306.
- Kustatscher, E. (2004): Macroflora terrestri del Triassico Medio delle Dolomiti e loro inquadramento biocronostratigrafico e paleoclimatico mediante palinomorfi. – 220 pp., unpubl. PhD-Thesis, University of Ferrara, Ferrara.
- Kustatscher, E., Bauer, K., Butzmann, R., Fischer, T.C., Meller, B., Van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A., Kerp, H. (2014): Sphenophytes, pteridosperms and possible cycads from the Wuchiapingian (Lopingian, Permian) of Bletterbach (Dolomites, Northern Italy). – *Review of Palaeobotany and Palynology*, 208: 65–82.
- Kustatscher, E., Bernardi, M., Petti, F.M., Franz, M., Van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A., Kerp, H. (2017): Sea-level changes in the Lopingian (late Permian) of the northwestern Tethys and their effects on the terrestrial palaeoenvironments, biota and fossil preservation. – *Global and Planetary Change*, 148: 166–180.
- Kustatscher, E., Dellantonio, E., Van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A. (2014): The ferns of the late Ladinian (Middle Triassic) flora from Monte Agnello (Dolomites, N–Italy). – *Acta Palaeontologica Polonica*, 59(3): 741–755.
- Kustatscher, E., Van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A. (2005): The Ladinian flora (Middle Triassic) of the Dolomites. Palaeoenvironmental reconstructions and palaeoclimatic considerations. – *Geo.Alp*, 2: 31–51.
- Kustatscher, E., Van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A., Bauer, K., Butzmann, R., Meller, B., Fischer, T.C. (2012): A new flora from the Upper Permian of Bletterbach (Dolomites, N-Italy). – *Review of Palaeobotany and Palynology*, 182: 1–13.
- Labandeira, C.C., Kustatscher, E., Wappler, T. (2016): Floral Assemblages and Patterns of Insect Herbivory during the Permian to Triassic of Northeastern Italy. – *PLOS ONE*, 11(11): e0165205.
- Lee, M.S.Y. (1997): A taxonomic revision of pareiasaurian reptiles, implications for Permian terrestrial palaeoecology. – *Modern Geology*, 21: 231–298.
- Leonardi, P. (1948): Contributo alla conoscenza della flora delle Arenarie di Val Gardena (Permiano medio-inferiore) dell'Alto Adige: La nuova flora di Redagno e una felce di Egna. – *Memorie dell'Istituto di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*, 16: 13–15.
- Leonardi, P. (1950): Flora e fauna delle Arenarie di Val Gardena (Permiano medio) delle Dolomiti Occidentali. –In: *Atti 42a Riun. Soc. It. Progr. Sci.*, p. 4.
- Leonardi, P. (1953): Flora continentale Ladinica delle Dolomiti. – *Memorie dell'Istituto di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*, 18: 1–20.
- Leonardi, P. (1967): *Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave*. – 1019 pp., Manfrini Ed., Rovereto.
- Leonardi, P., Conti, M.A., Leonardi, G., Mariotti, N., Nicosia, U. (1975): *Pachypes dolomiticus* n. gen. n. sp.: Pareiasaur footprint from the “Val Gardena Sandstone” in the western Dolomites (N. Italy). – *Atti della Accademia Nazionale dei Lincei. Rendiconti della Classe di Scienze fisiche, matematiche e naturali*, 57: 221–232.
- Lockley, M.G., Meyer, C. (2000): *Dinosaur Tracks and other Fossil Footprints of Europe*. – 360 pp., Columbia University Press, New York.
- Looy, C.V., Brugman, W.A., Dilcher, D.L., Visscher, H. (1999): The delayed resurgence of equatorial forests after the Permian–Triassic ecologic crisis. – *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 96: 13857–13862.
- Looy, C.V., Collinson, M.E., Van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A., Visscher, H., Brain, A.P.R. (2005): The ultrastructure and botanical affinity of end-Permian spore tetrads. – *International Journal of Plant Sciences*, 166: 875–887.
- Looy, C.V., Twitchett, R.J., Dilcher, D.L., Van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A., Visscher, H. (2001): Life in the end-Permian dead zone. – *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 98: 7879–7883.
- Lucas, S.G., Hunt, A.P. (2006): Permian tetrapod footprints: biostratigraphy and biochronology. – *Geological Society of London, Special Publications*, 265: 179–200.
- Maidwell, F.T. (1911): Notes on footprints from the Keuper of Runcorn Hill. – *Proceedings of the Liverpool Geological Society*, 11: 140–152.
- Manfrin, S., Mietto, P. (1991): *Detoniceras* nuovo genere di ammonoidi triassici dedicato ad Antonio De Toni, nel centenario della sua nascita. – *Memorie di Scienze Geologiche*, 43: 125–135.
- Manfrin, S., Mietto, P., Preto, N. (2005): Ammonoid biostratigraphy of the Middle Triassic Latemar platform (Dolomites, Italy) and its correlation with Nevada and Canada. – *Geobios*, 38(4): 477–504.
- Marangon, A., Gattolin, G., Della Porta, G., Preto, N. (2011): The Latemar: a flat-topped, steep fronted platform dominated by microbialites and syndimentary cements. – *Sedimentary Geology*, 240: 97–114.
- Marchetti L., Voigt S., Klein H. (2017): Revision of Late Permian tetrapod tracks from the Dolomites (Trentino-Alto Adige, Italy). – *Historical Biology*: 1–36. DOI: 10.1080/08912963.2017.1391806
- Marocchi, M., Morelli, C., Mair, V., Klötzli, U., Bargossi, G.M. (2008): Evolution of large silicic magma systems: new U-Pb zircon data on the NW Permian Athesian Volcanic Group (Southern Alps, Italy). – *The Journal of Geology*, 116(5): 480–498.
- Masetti, D., Neri, C. (1980): L'Anisico della Val di Fassa (Dolomiti occidentali): sedimentologia e paleogeografia. – *Annali dell'Università di Ferrara, nuova sezione 9*, 7: 1–19.
- Masetti, D., Trombetta, G.L. (1998): L'eredità anisica nella nascita ed evoluzione delle piattaforme medio-triassiche delle dolomiti occidentali: – *Memorie di Scienze Geologiche*, 50, 213-237
- Massari, F., Conti, M.A., Fontana, D., Helmold, K., Mariotti, N., Neri, C., Nicosia, U., Ori, G.G., Pasini, M., Pittau, P. (1988): The Val Gardena Sandstone and Bellerophon Formation in the Bletterbach gorge (Alto Adige, Italy): biostratigraphy and sedimentology. – *Memorie di Scienze Geologiche*, 40: 229–273.
- Massari, F., Neri, C. (1997): The infill of a supradetachment (?) basin: the continental to shallow-marine Upper Permian in the Dolomites and Carnia (Italy). – *Sedimentary Geology*, 110: 181–221.

- Massari, F., Neri, C., Fontana, D., Manni, R., Mariotti, N., Nicosia, U., Pittau, P., Spezzamonte, M., Stefani, C. (1999): The Bletterbach section (Val Gardena Sandstone and Bellerophon Formation). – In: Cassinis, G., Cortesogno, L., Gaggero, L., Massari, F., Neri, C., Nicosia, U., Pittau, P. (eds.), *Stratigraphy and Facies of the Permian deposits between eastern Lombardy and the Western Dolomites: Field Trip Guidebook*, pp. 111-134, Earth Science Department, Pavia.
- Massari, F., Neri, C., Pittau, P., Fontana, D., Stefani, C. (1994): Sedimentology, palynostratigraphy and sequence stratigraphy of a continental to shallow-marine rift-related succession: Upper Permian of the eastern Southern Alps (Italy). – *Memorie di Scienze Geologiche*, 46: 119–243.
- Meyen, S.V. (1997): Permian conifers of Western Angaraland. – *Review of Palaeobotany and Palynology*, 96: 351–447.
- Mietto, P., Manfrin, S., Preto, N., Rigo, M., Roghi, G., Furin, S., Gianolla, P., Posenato, R., Muttoni, G., Nicora, A., Buratti, N. (2012): The global boundary stratotype section and point (GSSP) of the Carnian stage (Late Triassic) at Prati di Stuares/Stuares Wiesen section (Southern Alps, NE Italy). – *Episodes*, 35: 414–430.
- Mojsisovics, E. (1879): Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien: Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen. – 551 pp., A. Hölder Verlag, Wien.
- Mojsisovics, E. M. (1882): Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. – *Abhandlungen der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt*, 10: 1–332.
- Morelli, C., Bargossi, G.M., Mair, V., Marocchi, M., Moretti, A. (2007): The Lower Permian volcanics along the Etsch Valley from Meran to Auer (Bozen). – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 153: 195–218.
- Mundil, R., Brack, P., Meier, M., Rieber, H., Oberli, F. (1996): High-resolution U-Pb dating of Middle Triassic volcanics: Time-scale calibration and verification of tuning parameters for carbonate sedimentation. – *Earth and Planetary Science Letters*, 141: 137–151.
- Munk, W., Sues, H.-D. (1993): Gut contents of *Parasaurus* (Pareiasauria) and *Protorosaurus* (Archosauromorpha) from the Kupferschiefer (Upper Permian) of Hessen, Germany. – *Paläontologische Zeitschrift*, 67: 169–176.
- Mutschlechner, G. (1933): Cephalopodenfauna im Grödener Sandstein. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 11/12: 1–136.
- Muttoni, G., Nicora, A., Brack, P., Kent, D. (2004): Integrated Anisian-Ladinian boundary chronology. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 208: 85–102.
- Neri, C., Gianolla, P., Furlanis, S., Caputo, R., Bosellini, A. (2007): Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 29 Cortina d'Ampezzo. – APAT, Roma.
- Ogilvie Gordon, M.M. (1927): Das Grödner-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 24(2): 1–376.
- Ogilvie Gordon, M.M. (1934): Geologie von Cortina d'Ampezzo und Cadore. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 84: 60–215.
- Olson, E.C. (1966): Community evolution and the origin of mammals. – *Ecology*, 47: 291–302.
- Ori, G.C. (1988): The nature of Permian rivers in Southern Alps. – In: Cassinis, G. (ed.), *Permian and Permian-Triassic Boundary in the South-alpine Segment of the Western Tethys and Additional Regional Reports*. – *Memorie della Società Geologica Italiana*, 34: 155–160.
- Perri, M.C., Farabegoli, E. (2003): Conodonts across the Permian-Triassic boundary in the Southern Alps. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 245: 281–313.
- Piros, O., Preto, N. (2008): Dasycladalean algae distribution in ammonoid-bearing Middle Triassic platforms (Dolomites, Italy). – *Facies*, 54(4): 581–595.
- Pittau, P., Kerp, H., Kustatscher, E. (2005): The Bletterbach canyon. – In: “Let us meet across the P/T boundary” – workshop on Permian and Triassic Palaeobotany and Palynology, 16.–18.06.2005, Excursion guide, p. 39, Naturmuseum Südtirol/Museo Scienze Naturali Alto Adige/Museum Natöra Südtirol, Bozen/Bolzano, Italy.
- Poort, R.J., Clement-Westerhof, J.A., Looy, C.V., Visscher, H. (1997): Aspects of Permian palaeobotany and palynology. XVII. Conifer extinction in Europe at the Permian-Triassic junction: Morphology, ultrastructure and geographic/stratigraphic distribution of *Nuskoisporites dulhuntyi* (pre-pollen of *Ortiseia*, Walchiaceae). – *Review of Palaeobotany and Palynology*, 97(1–2): 9–39.
- Posenato, R. (2009): Survival patterns of macrobenthic marine assemblages during the end-Permian mass extinction in the western Tethys (Dolomites, Italy). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 280: 150–167.
- Posenato, R. (2010): Marine biotic events in the Lopingian succession and latest Permian extinction in the Southern Alps (Italy). – *Geological Journal*, 45: 195–215.
- Preto, N., Franceschi, M., Gattolin, G., Massironi, M., Riva, A., Gramigna, P., Nardon, S. (2011): The Latemar: A Middle Triassic polygonal fault-block platform controlled by synsedimentary tectonics. – *Sedimentary Geology*, 234: 1–18.
- Preto, N., Gianolla, P., Franceschi, M., Gattolin, G., Riva, A. (2017): Geometry and evolution of Triassic high-relief, isolated microbial platforms in the Dolomites, Italy: The Anisian Latemar and Carnian Sella platforms compared. – *AAPG Bulletin*, 101(4): 475–483.
- Prinöth, H. (2017): The Cephalopod Bank in the Gröden/Val Gardena Sandstone of the Bletterbach. – *Geo.Alp*, 14: 85–91.
- Prosser, G., Selli, L. (1991): Thrust of the Mezzocorona-Mendola Pass area (Southern Alps, Italy): structural analysis and kinematic reconstruction. – *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 110: 805–821.
- Reisz, R.R., Sues, H.-D. (2000): Herbivory in late Paleozoic and Triassic terrestrial vertebrates. – In: Sues, H.-D. (ed.), *Evolution of Herbivory in Terrestrial Vertebrates: Perspectives from the Fossil Record*, pp. 9–41, Cambridge University Press, Cambridge.
- Richtshofen, F. (1860): Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und Seisser Alpen in Süd-Tirol – 327 pp., Ed. Perthes, Gotha.
- Roghi, G., Kustatscher, E., Bernardi, M., Dal Corso, J., Forte, G., Franz, M., Hochuli, P., Krainer, K., Petti, F.M., Ragazzi, E., Riva, A., Wappler, T., Gianolla, P. (2015): Field trip to Permian-Triassic palaeobotanical and palynological sites of the Southern Alps. – *Geo.Alp*, 11: 29–84.
- Selli, L. (1998): Il Lineamento della Valsugana fra Trento e Cima d'Asta: cinematica neogenica ed eredità strutturali permomesozoiche nel quadro evolutivo del Sudalpino orientale (NE-Italia). – *Memorie della Società Geologica Italiana*, 53: 503–541.
- Senowbari-Daryan, B., Zühlke, R., Bechstadt, T., Flügel, E. (1993): Anisian (Middle Triassic) buildups of the Northern Dolomites (Italy): The recovery of reef communities after

- the Permian/Triassic crisis. – *Facies* 28(1): 181–256.
- Smith, R.M.H., Sidor, C.A., Tabor, N.J., Steyer, J.-S. (2015): Sedimentology and vertebrate taphonomy of the Moradi Formation of northern Niger: a Permian wet desert in the tropics of Pangaea. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 440: 128–141.
- Stache, G. (1877): Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirol. N. 1. Cephalopoden und Gastropoden. – *Jahrbuch der kaiserlich-königlich Geologischen Reichsanstalt*, 27(3): 271–318.
- Sues, H.-D., Reisz, R.R. (1998): Origins and early evolution of herbivory in tetrapods. – *Trends in Ecology and Evolution*, 13: 141–145.
- Todesco, R., Wachtler, M., Dellantonio, E., Avanzini, M. (2008): First report on a new late Anisian (Illyrian) vertebrate tracksite from the Dolomites (Northern Italy). – *Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica*, 83: 247–252
- Tverdokhlebov, V.P., Tverdokhlebova, G.I., Benton, M.J., Storrs, G.W. (1997): First record of footprints of terrestrial vertebrates from the Upper Permian of the Cis-Urals, Russia. – *Palaeontology*, 40: 157–166.
- Twitcheat, R.J., Wignall, P.B. (1996): Trace fossils and the aftermath of the Permo-Triassic mass extinction: evidence from northern Italy. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 124: 137–151.
- Twitcheat, R.J. (1999): Palaeoenvironments and faunal recovery after the end-Permian mass extinction. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 154: 27–37.
- Uhl, D., Butzmann, R., Fischer, T.C., Meller, B., Kustatscher, E. (2012): Wildfires in the Late Palaeozoic and Mesozoic of the Southern Alps – the late Permian of the Bletterbach-Butterloch area (northern Italy). – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 118: 223–233.
- Valentini, M., Nicosia, U., Conti, M.A. (2009): A re-evaluation of *Pachypes*, a pareiasaurian track from the Late Permian. – *Neues Jahrbuch der Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 251: 71–94.
- Viel, G. (1979): Litostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area Dolomitico-Cadorina (Alpi Meridionali). – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 85(1): 85–125.
- Visscher, H., Brinkhuis, H., Dilcher, D.L., Elsik, 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. – *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 93: 2155–2158.
- Visscher, H., Looy, C.V., Collinson, M.E., Brinkhuis, H., Van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A., Kürschner, W.M., Sephton, M.A. (2004): Environmental mutagenesis during the end-Permian ecological crisis. – *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 101: 12952–12956.
- Voigt, S., Hminna, A., Saber, H., Schneider, J.W., Klein, H. (2010). Tetrapod footprints from the uppermost level of the Permian Ikakern Formation (Argana Basin, Western High Atlas, Morocco). – *Journal of African Earth Sciences*, 57: 470–478.
- Voigt, S., Klein, H., Bernardi, M., Kustatscher, E., Schneider, J.W., Saber, H., Marchetti, L., Mietto, P., Scholze, F., Faath, V. (2015): *Paradoxichnium problematicum* Müller, 1959 – a principal morph of Late Permian tetrapod tracks and its palaeoecological significance. In: Abstract Book. XIII ed. EAVP Meeting, p. 44.
- Voigt, S., Lucas, S.G. (2016): Outline of a Permian tetrapod footprint ichnostratigraphy. – Geological Society of London, Special Publications, 450: 387–404.
- Wachtler, M., Van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A. (2000): The fossil flora of the Wengen Formation (Ladinian) in the Dolomites (Italy). – *Beiträge zur Paläontologie*, 25: 105–141.
- Wappler, T., Kustatscher, E., Dellantonio, E. (2015): Plant–insect interactions from Middle Triassic (late Ladinian) of Monte Agnello (Dolomites, N-Italy): Initial pattern and response to abiotic environmental perturbations. – *PeerJ*, 3: e921.
- Wissmann, H.L., Münster, G. Graf von (1841): Beiträge zur Geognosie und Petrefacten-kunde des südöstlichen Tirol's vorzüglich der Schichten von St. Cassian. – 152 pp., Buchner'schen Buchhandlung, Bayreuth.
- Wopfner, H., Farrok, F., 1988. Palaeosols and heavy mineral distribution in the Groeden Sandstone of the Dolomites. – In: Cassinis, G. (ed.), Permian and Permian-Triassic boundary in the South-alpine segment of the western Tethys and additional regional reports. – *Memorie della Società Geologica Italiana*, 34: 161–173.
- Wotzlaw, J.F., Brack, P., Storck, J.-C. (2018): High-resolution stratigraphy and zircon U–Pb geochronology of the Middle Triassic Buchenstein Formation (Dolomites, northern Italy): precession-forcing of hemipelagic carbonate sedimentation and calibration of the Anisian-Ladinian boundary interval. – *Journal of the Geological Society*, 175: 71–85.

Die Mitteltrias-Schichtfolge des Kasberg-Gebietes in Oberösterreich (Totengebirgsdecke) und deren Bedeutung für die Mitteltrias-Stratigrafie der Nördlichen Kalkalpen

The middle Triassic succession of Kasberg area in Upper Austria (Totengebirge Nappe) and its significance for the middle Triassic of the Northern Calcareous Alps

→ Michael Moser¹ & Beatrix Moshhammer²
6 Abbildungen, 4 Tafeln

1: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A - 1030 Wien; e-mail: michael.moser@geologie.ac.at

2: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A - 1030 Wien; e-mail: beatrix.moshhammer@geologie.ac.at

ABSTRACT

According to detailed mapping and extensive sample collections of the authors Moser and Moshhammer during the 1990ies, which comprise all the middle Triassic strata within the Kasberg area in Upper Austria (Totengebirge Nappe, Northern Calcareous Alps, Fig. 1), a complete sequence extending from the lowermost Anisian (Bithynian) to the uppermost Ladinian (Langobardian) is presented, enclosing their microfacial and biostratigraphical characteristics. Based on these data a detailed lithological and sedimentological description of distinct lithostratigraphic units with a validity for the whole Northern Calcareous Alps can be specified. Each lithostratigraphic unit can be characterized by its distinctive lithological and microfacial elements, its interpreted paleoenvironment and by its biostratigraphically defined chronostratigraphic position.

SCHLÜSSELWÖRTER

Nördliche Kalkalpen, Tirolisch-Norisches Deckensystem, Mitteltrias, Gutenstein-Formation, Fazies Äquivalent Annaberger Kalk, Steinalm-Formation, Reifling-Formation, Raminger Kalk

KEY WORDS

Northern Calcareous Alps, Tirolic Noric Nappesystem, Middle Triassic, Gutenstein Formation, facial equivalent of Annaberg Limestone, Steinalm Formation, Reifling Formation, Raming Limestone

1. EINLEITUNG

Aus der Zeit der geologischen Landesaufnahme der Geologischen Bundesanstalt in Wien, die das BMN-Kartenblatt ÖK 67 Grünau betroffen hatte und die in den Neunzigerjahren des vergangenen Jahrhunderts durchgeführt worden war, liegen einige detailreiche Kartierungen des Kasberg-Gebietes vor, die aufgrund der tektonischen Komplikationen nicht im Detail kompiliert wurden und daher nur generalisiert in die gedruckte Geologische Karte der Republik Österreich im Maßstab 1:50.000 ÖK 67 Grünau (Egger & Van Husen, 2007) übernommen werden konnten (Kartierung Krüger 1986 in Graversen et al. 1987a,b; Moser 1992, 1993; Moshhammer 1992, 1993, 1994, 1997, 1998, 2000). Da jedoch aus diesem Gebiet (Abb. 1) Profilaufnahmen zusammen mit reichlich Schliffmaterial vorliegen und auch die Beckensedimente der Gutenstein- und Reifling-Formation ausreichend auf Conodonten beprobt worden waren, können in der vorliegenden Arbeit zahlreiche Angaben zur mikrofazialen, lithologischen und biostratigrafischen Charakteristik der Mitteltrias-Schichtfolge im Kasberg-Gebiet (Oberösterreich) vorgenommen werden. Zusätzlich wurden die zum Teil unvoll-

ständigen Kartierungen vom Erstautor durch Auswertung der neuen Laserscan-Daten des Landes Oberösterreich interpretiert und in eine flächendeckende Karte im Maßstab 1:25.000 überführt (Abb. 4). Im Zuge dieser Gesamtdarstellung werden Gesteinsformationen und weitere lithostratigraphische Einheiten für diesen räumlichen tektonischen Abschnitt innerhalb der Nördlichen Kalkalpen definiert, daraus ihre stratigraphisch-paläogeographische Entwicklung abgeleitet und diese in den überregionalen Zusammenhang gestellt.

2. KURZER REGIONALGEOLOGISCHER UND TEKTONISCHER ÜBERBLICK

Das in dieser Arbeit stratigrafisch vorgestellte Kasberg-Gebiet (BMN-Blatt ÖK 67 Grünau, höchster Punkt Kasberg, Kote K. 1.747) liegt in den oberösterreichischen Kalkvorpalpen und ist mit Höhen von bis zu 1700m der dem Toten Gebirge vorgelagerten Mittelgebirgsregion hinzuzurechnen (Abb. 1 und 2). Das Tirolische Deckensystem, das sich im Mittelteil der Nördlichen

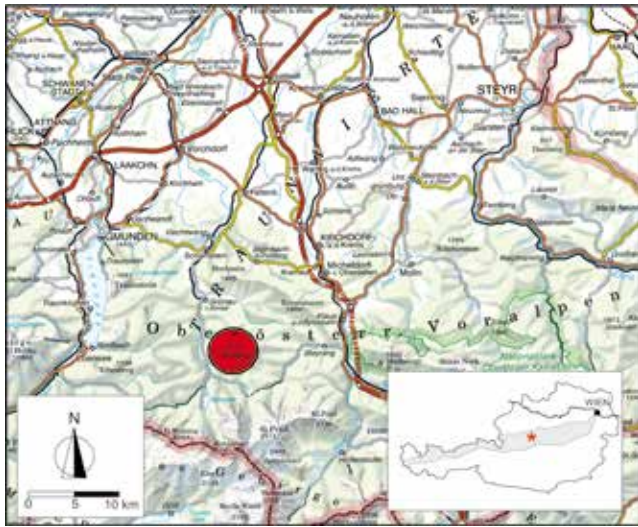


ABB. 1: Lage des Gebietes in Österreich.

FIG. 1: Geographical position of the investigated area in Austria

Kalkalpen aus der Staufeu-Höllengebirge-Decke im Norden und der Totengebirgsdecke im Süden zusammensetzt, nimmt weite Teile der oberösterreichischen Kalkalpen ein und reicht vom namensgebenden Höllengebirge im Westen, über das ebenso namensgebende Tote Gebirge im Süden und der Hochsalzgruppe sowie dem Kasberg im Norden bis hin zum Kremsmauer-Kirchmauerzug, dem Sengengebirge und dem Reichraminger Hintergebirge im Osten (Abb. 2). Dabei werden der Kasberg und das Tote Gebirge im Süden der tektonisch höheren Totengebirgsdecke hinzugerechnet, während alle anderen genannten Gebirgszüge zu der auch paläogeografisch weiter nördlich gelegenen Staufeu-Höllengebirge-Decke gehören. Fazuell und lithologisch zeichnet sich das Tirolische Deckensystem im Mittel- und Ostteil der Nördlichen Kalkalpen durch die Ausbildung mächtiger Plattformsedimente wie Wettersteinkalk, Wettersteindolomit, Hauptdolomit oder Dachsteinkalk aus, die in der Regel von etwas geringer mächtigen Beckensedimenten, wie die der Gutenstein- und Reifling-Formation, unterlagert werden. Unter Anlehnung an das paläogeografische Konzept von Krystyn und Lein (1996) können die mitteltriadische Wettersteinkalk- (und -dolomit)-Entwicklung des Tirolischen Deckensystems einer „Südplattform“ (= Wettersteinkalk-Karbonatplattformentwicklung südlich des Reiflinger Beckens) hinzugerechnet werden, die im Norden durch das mäßig tiefe Reiflinger Becken im Bereich des (späteren) Bajuvarischen Deckensystems begrenzt war, und in das die Wetterstein-Riffe im Laufe des Ladiniums und Untersten Karniums nach Norden progradierten (Abb. 3). Die mächtigen Riffkalke z.B. des Hochstauffen in Bayern oder des Reilerschneid-Rieserschneid-Zuges in der Kaltau bei Steyring (Oberösterreich) können als geodynamischer Ausdruck dieser nach Norden weitläufig begrenzten Plattformareale gewertet werden. Die ebenso mächtigen lagunären Plattformsedimente des Wettersteinkalkes und -dolomites zeichnen sich im Tirolischen Deckensystem durch das Vorhandensein von Diploporen aus. Demgegenüber sucht man Diploporen im Wettersteinkalk des Bajuvarischen Deckensystems meist vergeblich, da dieser fast zur Gänze unterstkarnisches Alter hat. Gemäß seiner paläogeographischen Position nördlich des Reiflinger Beckens muss dieser der entsprechenden „Nordplattform“ des Wettersteinkalkes hinzugerechnet werden (Abb. 3). In der Obertrias

zeichnen sich alle erwähnten Gebiete durch die meist monotone Abfolge von Hauptdolomit und Dachsteinkalk aus, wobei letzterer sich im Norden (Staufeu-Höllengebirge-Decke) mit dem gleichaltrigen Plattenkalk verzahnt.

Das Kasberg-Gebiet liegt am Nordrand der Totengebirgsdecke und zeichnet sich durch eine plattformnahe Mitteltrias-Entwicklung mit größerer Distanz zum Reiflinger Becken im Norden aus. Entsprechender Weise verringert sich der chronostratigraphische Umfang der hier aufgeschlossenen Beckenfolge der Gutenstein- und Reifling-Formationen schwerpunktmäßig auf das Anisium und Untere Ladinium, während im Laufe des Oberen Ladiniums (und Untersten Karniums) überwiegend bereits die fazielle Verzahnung der Reiflinger Beckensedimente mit der nach Norden progradiierenden tirolischen Wetterstein-Karbonatplattform in Form des Raminger Kalkes einsetzt (Abb. 3). Diese Faziesverzahnung ist im östlichen Kasberg-Gebiet etwa zwischen Kirchdorfer Hütte und dem Steyringtal aufgeschlossen und reicht von der kieseligen Beckenfazies der Reifling-Formation an der Basis, über den allodapischen Raminger Kalk (und -Dolomit) in der Mitte, bis in den hellen und weißen zuckerartigen Wettersteindolomit beziehungsweise Wettersteinkalk am Top der Schichtfolge (Abb. 4). Im südwestlichen, westlichen und nördlichen Kasberg-Gebiet, mit den Gipfeln des Spitzploneck (K. 1617), Benn Nock, Kasberg (K. 1747), Roßschopf (K. 1647), Meisenberg (K. 1117), Schwalbenmauer (K. 1657), Jausenkogel (K. 1514) und Hochstein (K. 1405) steht die dazugehörige ältere anisische Beckenfazies der hier mächtigen und lithostratigraphisch zweigeteilten Gutenstein-Formation an, die hier die Basis der Totengebirgsdecke bildet. In ihrem stratigraphisch Hangenden kommen flachere Ablagerungsbedingungen in Form der hellen Steinalm-Formation sowie der fazialen Vertretung der dunklen dickbankigen Annaberger Kalke zum Ausdruck.

Die gegen Nordwesten ausstreichende Totengebirgsdecke ist tektonisch einerseits durch großzügig durchlaufende generell nach Süden oder Südosten einfallende Mitteltrias-Schichtfolgen charakterisierbar. Andererseits ist bei lithologisch differenzierten Schichtfolgen in der Regel ein engräumiger teilweise schräg zum Schichtstreichen verlaufender interner Schuppenbau erkennbar. Als eindrucksvolles Beispiel kann das Gebiet zwischen Schönstellhütte und Langscheidalm demonstriert werden (Abb. 4), dessen drei Schuppen biostratigraphisch belegt worden sind (Moshhammer, 1992 bis 2000). Ebenso kann Moser (1992, 1993) die Gutenstein-Formation in der Westflanke des Kasberggebietes in zwei tektonisch flach übereinander geschobene Schuppen untergliedern, die durch dolomitisierte



ABB. 2: Geologisch-tektonischer Überblick des betrachteten Raumes (Kartengrundlage: Multithematische geologische Karte von Österreich 1 : 1.000.000, Geologische Bundesanstalt)
 FIG. 2: Geological-tectonical overview of the investigated area (base map: Multithematische geologische Karte von Österreich 1 : 1.000.000, Geological Survey)

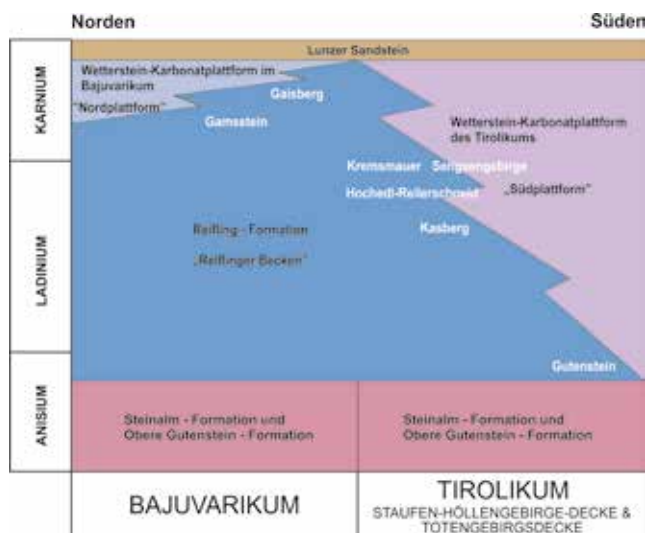


Abb. 3: Paläogeografisches Konzept für die Mitteltrias und basale Obertrias in den östlichen Nördlichen Kalkalpen (nach: Krystyn & Lein, 1996, Abb. 4)
 Fig. 3: Paleogeographic pattern for the mid-triassic and lowest upper-triassic within the eastern Northern Calcareous Alps (according to: Krystyn & Lein, 1996, Fig. 4)

Mitteltriaskalke („Wettersteindolomit“) und Späne von mittel-anisischen Kalken in der Fazies des Annaberger Kalkes getrennt werden. Weiters belegen etwa talparallel bzw. WNW-ESE verlaufende Schuppen- und Störungszonen („Zösenbach-Störung“) im Süden und Südosten des Kasberg-Gebietes (Straneggbach- und Zösenbachtal) tektonisch deutlich reduzierte Schichtfolgen (z.B. liegt Wettersteindolomit in Rifffazies auf Kalken der Oberen Gutenstein-Formation). Spitzwinkelig dazu verlaufende, aber ebenfalls WNW-ESE streichende dextrale Blattverschiebungen und Abschiebungen, können zeitgleich diesem (wahrscheinlich vorgosauischen) Schuppenbau zugeordnet werden und scheinen – ähnlich „tear-faults“ – an den flachen Schuppenbahnen auszulaufen.

3. STRATIGRAFIE DER MITTELTRIAS-SCHICHTFOLGE DES KASBERG-GEBIETES UND IMPLIKATIONEN FÜR DIE LITHOSTRATIGRAFIE DER NÖRDLICHEN KALKALPEN

GUTENSTEIN-FORMATION

Begriffsprägung und Allgemeines

Der Begriff „Gutensteiner Kalk“ wird auf die ersten Beschreibungen durch Hauer (1853, S.716f) zurückgeführt, der bereits mehrere lithologische Merkmale der Gutenstein-Formation, nämlich deren Dünnschichtigkeit bzw. Dünnbankigkeit, deren dunkelgraue-schwarze Farbe mit hohem Bitumengehalt und deren gelegentliche Führung von Hornsteinkügelchen anführt (Taf. 1: A, B). Die in weiterer Folge von Stur (1871, S.218) durchgeführten Untersuchungen an der Gutenstein-Formation an ihrer Typlokalität in Gutenstein (Niederösterreich) erbrachten zusätzlich Informationen zum Fossilinhalt, z. B. werden Brachiopoden und Crinoiden als wichtige biogene Komponenten der Gutenstein-Formation genannt. Mikrofaziell ist die Gutenstein-Formation an ihrer Typlokalität zuerst von Flügel & Kirchmayer (1963) erfasst und als Radiolarien (= „Sphären“), Foraminiferen- und Ostracoden-führender Mikrit (Mikrit, Biomikrit, Calci-

lutit) sowie als Mikrit mit „Ooiden“, die sich bei Summesberger & Wagner (1971, S. 349) als reine Kieselsäurekonkretionen oder Hornsteinkügelchen herausgestellt haben, beschrieben worden. Ähnliche, Radiolarien- und Kieselschwammnadel-führende Mikrite mit nur spärlicher Fossilführung (vereinzelt Crinoiden, Bivalven, Foraminiferen) werden auch aus der Gutenstein-Formation des Traflberges (etwas nördlich Gutenstein, Niederösterreich) und des Tiefengrabens bei Großreifling (Steiermark) beschrieben (Summesberger & Wagner, 1971). Neben diesen fossilarmen Kalkschlammsedimenten (Mudstones, Wackestones) sind jedoch Flügel & Kirchmayer (1963, S.113) auch Lagen mit größerem Crinoidendetritus sowie mit gradierter Feinschichtung aufgefallen. Diese sind stets als etwas dickere, dunkelgraue und gröberkörnige Bänke (Wackestones, Grainstones) den ansonsten dünnbankigen Partien der Gutenstein-Formation an der Typlokalität (Passbrücke und Längapiestingtal bei Gutenstein, Niederösterreich) eingeschaltet.

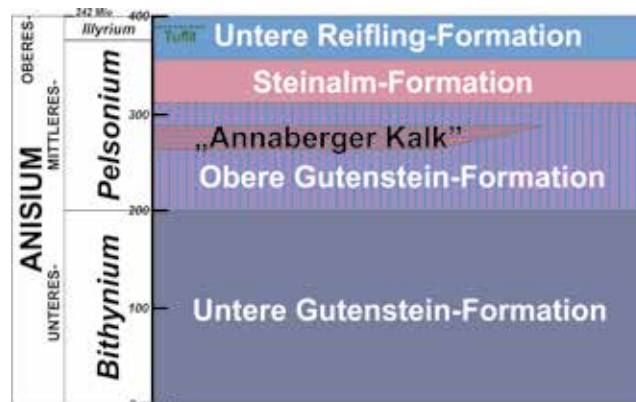


Abb. 5: Lithostratigraphie des Anisiums am Kasberg (Oberösterreich) mit folgenden Mächtigkeiten: 200 Meter Untere Gutenstein-Formation, 150 Meter Obere Gutenstein-Formation (inkl. Annaberger Kalk und Steinalm-Formation), 45–50 Meter Untere Reifling-Formation
 Fig. 5: Lithostratigraphic table of the Anisian within the Kasberg region (Upper Austria) showing following thicknesses: Lower Gutenstein Formation 200 meters, Upper Gutenstein Formation (Annaberg Limestone and Steinalm Formation included) 150 meters, Lower Reifling Formation 45–50 meters

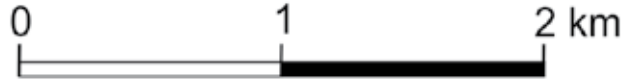
Gliederung und lithologische Ausbildung der Gutenstein-Formation im Kasberg-Gebiet

Im Bereich des Kasberg-Gebietes lässt sich die Gutenstein-Formation informell in einen unteren Abschnitt, der **Unteren Gutenstein-Formation (Bithynium)** mit 200 Meter Mächtigkeit, und in einen oberen Abschnitt, der **Oberen Gutenstein-Formation (Pelsonium)** von etwa 150 Meter Mächtigkeit, gliedern.

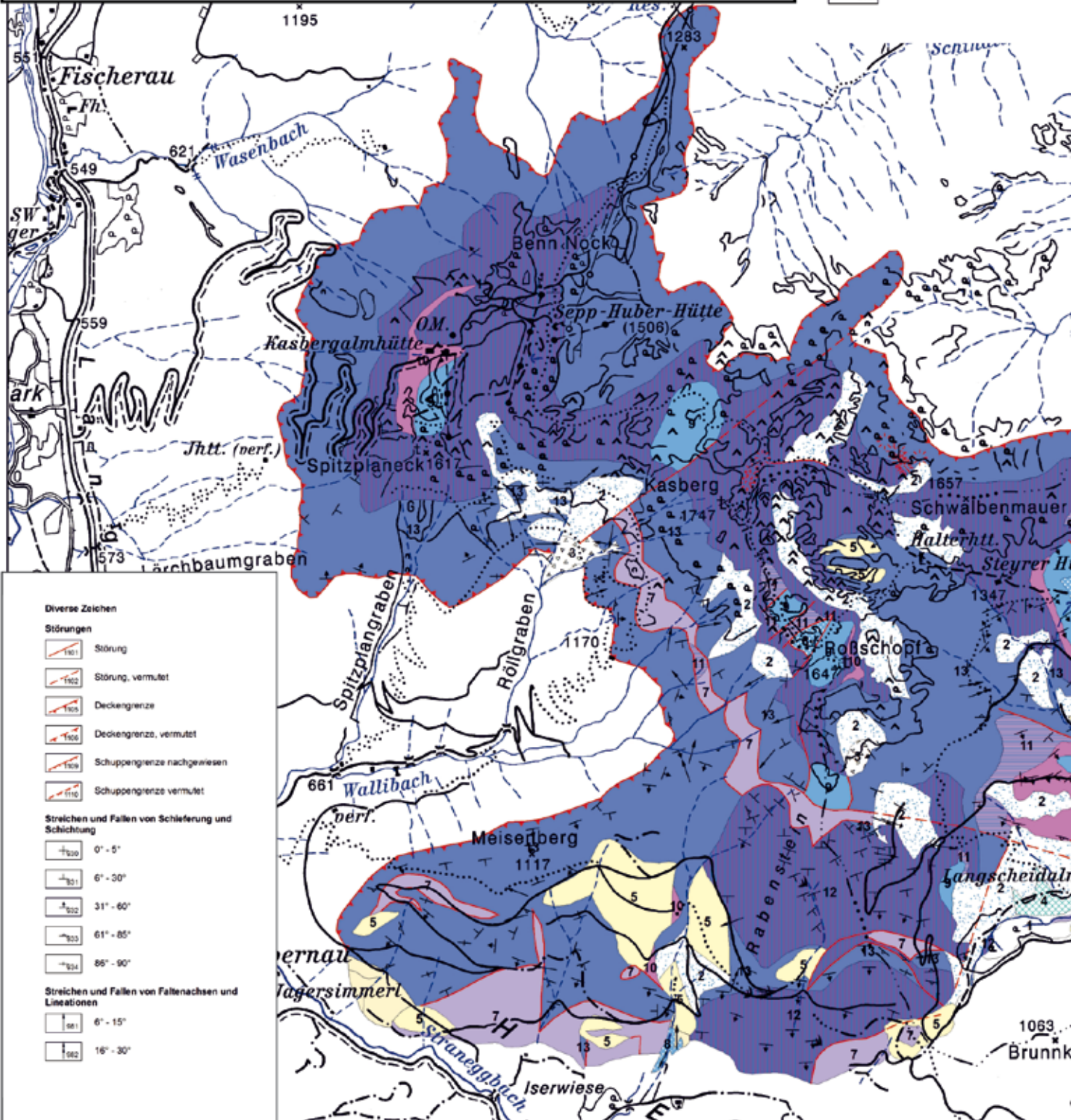
Die **Untere Gutenstein-Formation** bildet das tiefste Schichtglied der Mitteltrias am Kasberg. Die durchgehend sehr dünnbankigen, dunkelgrauen, bituminösen, feinkörnigen und ebenflächigen Kalke (Taf. 1: A, B) entsprechen, im Sinne der eingangs genannten Bearbeiter, weitestgehend jenen an der Typlokalität. Ihre Hauptverbreitung liegt im Tirolischen Dekensystem, in der Reisalpen-, Unterberg- und Göller-Decke, wohin die Gutensteiner Alpen gehören (Unterberg, Reisalpe, Hochstaff). Am Kasberg ist die Gutenstein-Formation zunächst in ihrer typischen Ausbildung – wie an der Typlokalität in Gu-














Geologische Karte vom Kasberg (OÖ)

Moshammer 1992-2000, Moser 1991-92, Krüger 1986



-  Doline
-  Brachiopoden-Fundstelle
-  Dasycladaceen-Fundstelle
-  Mikrofossilien (Foraminiferen)
-  Conodonten-Probe



- Diverse Zeichen**
- Störungen**
-  Störung
 -  Störung, vermutet
 -  Deckengrenze
 -  Deckengrenze, vermutet
 -  Schuppengrenze nachgewiesen
 -  Schuppengrenze vermutet
- Streichen und Fallen von Schieferung und Schichtung**
-  0° - 5°
 -  6° - 30°
 -  31° - 60°
 -  61° - 85°
 -  86° - 90°
- Streichen und Fallen von Faltenachsen und Lineationen**
-  6° - 15°
 -  16° - 30°

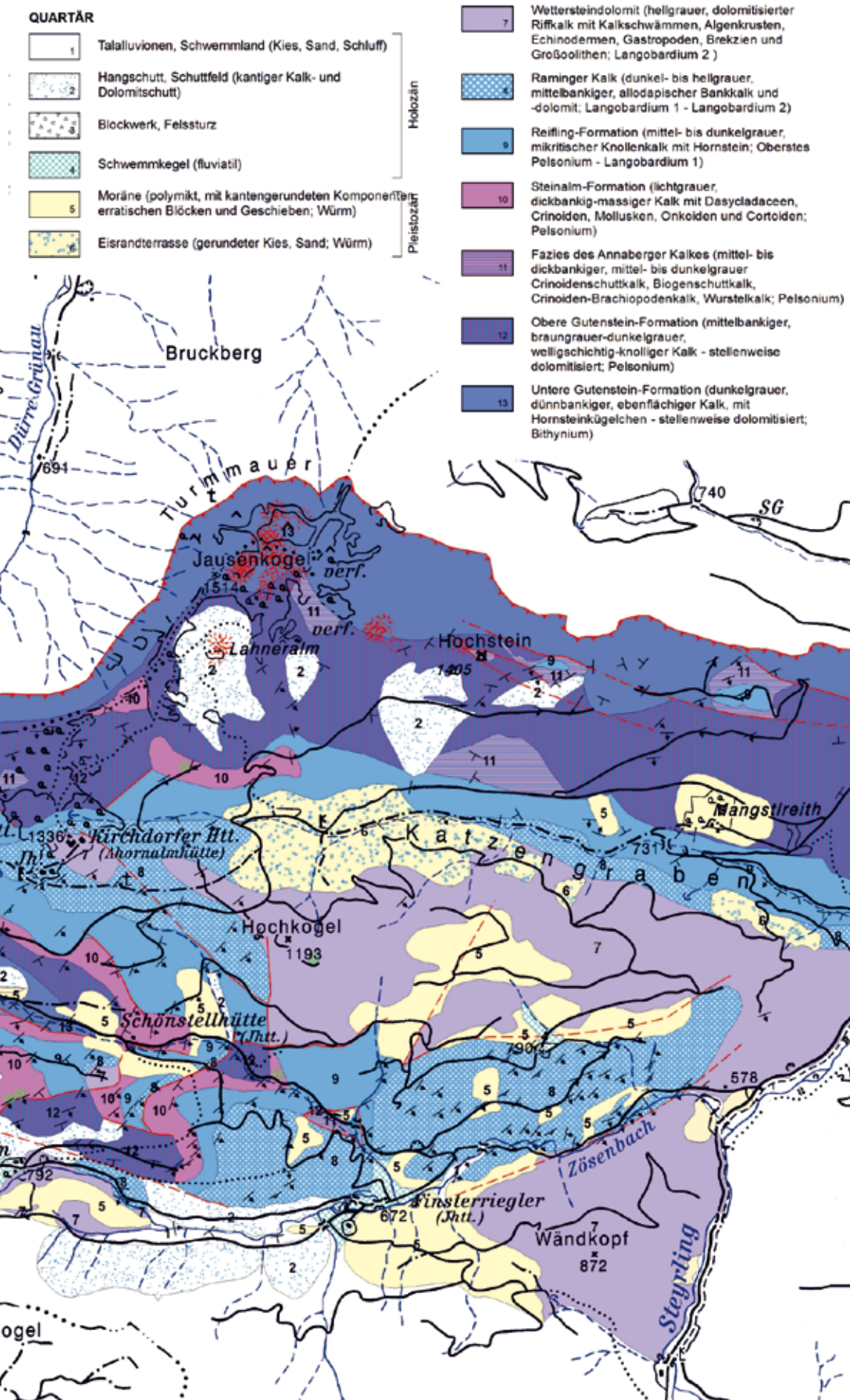


ABB. 4: Geologische Karte des Kasberg-Gebietes (Oberösterreich)
 FIG. 4: Geological map of the Kasberg region (Upper Austria)
 © 2018, vervielfältigt mit Genehmigung des BEV Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, N 44176/2018

tenstein – anzutreffen. Für das Kasberg-Gebiet ist sie im Detail als dunkelgraue-schwarze, sehr bituminöse, dünnbankige, ebenflächige, öfters dünn-schichtig-laminierte, meist feinkörnige Kalke (fossilarme Mudstones) mit dunkelbraungrauen, glänzenden, tonig-mergeligen Schichtbestegen („Schiefertonen“) und gelegentlich mm-großen Hornsteinkügelchen (Taf. 1: A, B) zu beschreiben. Lagenweise können Crinoidenstielglieder oder Bivalven in den meist biogenarmen Mudstones angereichert sein. Unregelmäßiges Vorkommen von charakteristischen, dunkelgrauen „Wurstelkalk-Bänken“ kennzeichnet sowohl die Untere wie auch die Obere Gutenstein-Formation. Diese „Wurstelkalke“ zeigen flaserig verwühlte Lagen und wurstelförmige Aufragungen auf den Schichtflächen, die reich an Ichnofossilien sind und sich durch intensive Bioturbation, mit wurstförmig gekrümmten Wühlspuren, die das gesamte Sediment durchziehen, auszeichnen. Aufgrund des hohen Gehaltes an organischer Substanz dieses bituminösen Sedimentes sind Sedimentfresser für die Durchwühlung und Entfestigung des Karbonatschlammes und die Bildung von Pellets (Kotpillen) verantwortlich, deren Aktivität jedoch auch von bakterieller Tätigkeit in den obersten Sedimentschichten abhängig war.

Der Übergang von der dünnbankig-ebenflächigen Unteren Gutenstein-Formation in die mittelbankig-welligschichtige **Obere Gutenstein-Formation** vollzieht sich verhältnismäßig rasch, indem sich zunächst dünnbankige, dunkelgraue Knollenkalke entwickeln, die jedoch bald in etwas hellere, mittelbraungraue, kompetente mittelbankige, knollige oder wellig-schichtige Kalke übergehen. Am Wildpark-Kasberg-Straßenprofil zum Beispiel, Moshhammer (1998), wird die Grenze mit dem ersten mächtigeren Auftreten von Knollenkalcken gezogen.

Dieser obere pelsonische Teil der Gutenstein-Formation ist in der Literatur unklarer gefasst als der untere Teil (Tollmann, 1976:72f). Von Moser (1992, 1993) wurde für diese wellig-schichtigen Bankkalke der Begriff der „Mittelanischen Knollenkalke“ geprägt.

Ihre Lithologie zeigt im Bereich des Kasberges mittel- oder dickbankige, nur abschnittsweise dünnbankige, wellig-schichtknollige oder flaserige, braungraue, ebenso feinkörnige Kalke, die auch Mergellagen führen können (Taf. 1: C). Einlagerungen von dunklen oder helleren, dickbankigen Biogenschuttkalken mit Crinoiden, Brachiopoden und Bivalven (Taf. 1: F, G), die in den hangenden Partien zunehmen, sind ein Charakteristikum der Oberen Gutenstein-Formation des Pelsoniums. Sie können sowohl lithologisch, als auch mikrofaziell als fazielle Vertretung des **Annaberger Kalkes (Pelsonium)** oder, bei Algenführung und heller Farbe, als **Steinalm-Formation (Pelsonium)**, angesprochen werden.

Spätere postdiagenetische Dolomitisierung der Kalke der Gutenstein-Formation („Gutensteiner Dolomit“) kann auch am Kasberg schichtgebunden (eher im Liegendbereich) oder unregelmäßig (eher im höheren Anteil) und im weiteren Umkreis von Störungen beobachtet werden.

Die Obere Gutenstein-Formation am Kasberg zeigt nur insofern Ähnlichkeiten mit dem oberen Abschnitt der Gutenstein-Formation an der Typlokalität in Gutenstein, als dort in den gut geschichteten, dünnbankigen und ebenflächigen Kalken des oberen Abschnittes einzelne dickere Bänke mit „organogenem Detritus“ von zumeist Crinoiden (Flügel & Kirchmayer, 1963, S.113) eingeschaltet sind, die im Bereich der „Passbrücke“ (östlich Gutenstein) als „Fazies des Annaberger Kalkes“ rasch in die hangende Steinalm-Formation überleiten.

Für die hier mikrofaziell, litho- und biostratigrafisch definier-

te Obere Gutenstein-Formation könnte man, nach deren typischen Auftreten im Kasberg-Gebiet (auch in der Gipfelregion), den Begriff „**Kasberg-(Sub-)Formation“ (Pelsonium)** verwenden, zumal eine ähnliche lithologische Entwicklung des Pelsoniums an der Typlokalität der Gutenstein-Formation in Gutenstein (Niederösterreich) sowie an der des Annaberger Kalkes in Annaberg (Niederösterreich) fehlt. Andererseits ließen sich die hier beschriebenen wellig-schichtigen, knolligen und ebenflächigen Bankkalke der Oberen Gutenstein-Formation bio- und lithostratigrafisch gut mit jenen am Rahnbaunerkogel bei Großreifling (Steiermark) parallelisieren, da deren oberste Bänke durch die pelsonische Ammonitenfauna der „Binodosuszone“ (Arthaber, 1896) charakterisiert sind.

Mikrofazies und Alter der Gutenstein-Formation im Kasberg-Gebiet

Zwei Typen von Mikrofazies treten in der **Unteren Gutenstein-Formation** auf, die durch Schriffe von der Hochstein-Ostflanke (K. 1405) und der Roßschopf-Südflanke (K. 1647) dokumentiert werden.

Mikrofazies 1: Dunkelgrauer Mudstone (Mikrit) mit wenigen sehr kleinen Crinoidenbruchstücken und mit vereinzelt Kieselsäurekonkretionen. Letztere entsprechen den Hornsteinkügelchen bei Flügel & Kirchmayer, 1963, Taf. IX, Fig. 3, 4. Nach diesen Autoren (1963, S.130) stellt das gleich- und feinkörnige Beckensediment eine Ablagerung in ruhigem Wasser dar. Die Entstehung der Kieselsäurekonkretionen kann, ähnlich wie in der Reifling-Formation, wie folgt erklärt werden: die fragilen und zierlichen, aus Skeletttopal bestehenden Radiolarien werden an der Sedimentoberfläche bei erhöhtem pH-Wert (aufgrund des Zerfalls von organischer Substanz) frühdiagenetisch gelöst. Später erfolgt die Wiederausfällung und -anlagerung der gelösten Kieselsäure (und auch von Karbonat) um einen biogenen oder abiogenen Kern herum (z.B. Pellets, Radiolarien oder Crinoiden) bei deutlich niedrigerem pH-Wert in Form von Hornsteinkügelchen. Die Kieselsäureskelette der meisten Radiolarien sind durch weißen Kalzit ersetzt. Die Deutung der Hornsteinkügelchen als „verkieselte Ooide“ durch Flügel & Kirchmayer (1963, S.122) ist daher eher abzulehnen. Es erscheint auch unwahrscheinlich, dass bei einer Umlagerung von Ooidsanden aus Flachwasserarealen nur vereinzelt Ooidkörner in das feinkörnige Beckensediment gelangen. Biogenarme bis sterile, feinschichtige Mikrite und Pelmikrite mit nur wenig Crinoidenbruchstücken (und vereinzelt Ostracoden) werden auch von Hagenguth et al. (1982, S. 167) als typische Mikrofazies der Gutenstein-Formation der tirolischen Unterberg-Decke bei Annaberg (Niederösterreich, ÖK 73) angeführt.

Mikrofazies 2: Feinschichtiger, dunkelgrauer Wackestone (Biomikrit) mit reichlich Radiolarien (meist Spumellarien, selten Nasselarien), kleinen Crinoidenbruchstücken, Ostracodenschälchen und vereinzelt mit dünnen und langen Bivalvenschälchen (Taf. 2: A). Die Biogene sind oft lagenweise angereichert und durch Kompaktion dicht gelagert. Die Feinschichtung zeigt teilweise Gradierung oder auch mehrfache Gradierung oder deutliche Korngrößen sprünge und erosive Basiskontakte.

Die **Obere Gutenstein-Formation**, mit Ausnahme der Steinalm-Formation und dem Annaberger Kalk-Äquivalent, ist faziell und mikrofaziell charakterisiert durch dunkelgraue Biopelmi-

krite, Biomikrite und Dismikrite (Wackestones) mit einem gegenüber der Unteren Gutenstein-Formation größeren Fossilgehalt (Taf. 2: B, C, D) wie Crinoiden, kleinen Bivalven, Gastropoden, Foraminiferen (Glomospiren und *Pilamina densa*, Taf. 4: A) und Ostracoden, sowie, ebenfalls im Gegensatz zur ersteren, mit aus dem Flachwasser umgelagerten Allochemen wie Onkoiden und Cortoiden (Taf. 2: B, C, D). In einem einmaligen Fund sind Crinoidenstielglieder (*Columnalia*) noch im Verband erhalten und lassen auf nur geringe Umlagerungsweiten schließen (Taf. 1: E). Die Ausbildung knolliger oder welliger Schichtflächen in der Oberen Gutenstein-Formation (mögliche „Kasberg-(Sub-)Formation“) könnte nach Sarnthein (1966, S.41) zunächst auf submarine Subsolution zurückgeführt werden. Andererseits könnte auch die verstärkte Zirkulation CO₂-reicher Meeresströmungen ab dem mittleren Anisium – bedingt durch stärkere Öffnung des marinen Sedimentationsraumes und aufgrund verstärkter Subsidenz – und die daraus resultierende partielle Aragonit-Lösung oberflächennaher Karbonatsedimente sowie die daran anschließende synsedimentäre Kalzit-Fällung mit Kalkknollenbildung eine unterschiedlich starke Kompaktion (= wellige Schichtflächen durch Drucklösung) ausgelöst haben. Unterstützt wurde die knollige Ausbildung der Kalke durch deren Tongehalt und die dadurch bedingte unterschiedlich rasche Verfestigung innerhalb der bioturbaten Bereiche.

Das mittelanisische Alter der als Obere Gutenstein-Formation angesprochenen Knollenkalke, die im Bereich des „Rabensteines“ gut erschlossen sind (Taf. 1: C), konnte durch mehrere Conodontenproben im Bereich Rabenstein gut abgesichert werden und umfasst das gesamte Pelsonium:

Gondolella bifurcata (BUDUROV & STEFANOV)
Gondolella bulgarica (BUDUROV & STEFANOV)
Nicoraella kockeli (TATGE, 1956)
Nicoraella germanica (KOZUR)

Bildungsmilieu der Gutenstein-Formation im Kasberg-Gebiet in Zusammenhang mit Fazies-Äquivalenten des Annaberger Kalkes und der Steinalm-Formation

Für die dünnbankige Untere Gutenstein-Formation weisen die feinschichtigen und gradierten Mikrofaziestypen wie Mikrofazies 2 deutliche Anzeichen von Resedimentation in distale Beckensedimente auf, wobei die Radiolarien, aber auch die weit verdrifteten feinen Crinoidenbruchstücke in einzelnen dünnen Lagen abgelagert worden sind. Gradierte Feinschichtung, wie sie auch für die Äquivalente in Gutenstein von Flügel & Kirchmayer (1963, S.113) beschrieben wird, kann auf die Ablagerung aus feinsten, distalen Calciturbiditen zurückgeführt werden. Anhand der aufgezeigten Mikrofaziestypen ist die Untere Gutenstein-Formation in den Profilen vom Kasberg-Gebiet, ebenso wie an ihrer Typlokalität (Gutenstein), als Beckensediment mäßiger Ablagerungstiefe mit einer sehr eingeschränkten Wasserzirkulation (dys- bis anaerobe Ablagerungsbedingungen) und einem nur geringen Wasseraustausch mit dem offenen Meer gebildet worden. Die Radiolarien sowie dünnschaligen Bivalven und seltenen Ammoniten können als Hinweis auf Ablagerungstiefen von 100 – 150 Metern Wassertiefe gewertet werden (Flügel, 2004, S.483, 534).

Für die **Obere Gutenstein-Formation** lässt sich auf Grund der zunehmenden Einschaltungen von seichteren Biogenschuttkalke eine allmähliche Abnahme der Ablagerungstiefe von 150 auf weniger als 100 Meter Wassertiefe vermuten. Während die feinkörnigen Biomikrite noch Ablagerungstiefen um 80 Meter Wassertiefe vermuten lassen (Mostler, 1972, S.17), kann man durch das gehäufte Auftreten von zerfallenen, umgelagerten und transportierten Crinoidenstielgliedern und Echinidenplatten sowie von Brachiopodenschill in den dickbankigen und heller gefärbten Abschnitten der Oberen Gutenstein-Formation (Bankeinschaltungen in der Fazies des Annaberger Kalkes, Taf. 1: F) auf eine Resedimentation und Ablagerung dieser Fossilien an den Flanken und Depressionen von Untiefen, auf denen die am festen Substrat anhaftenden Organismen in unmittelbarer Nachbarschaft gelebt hatten, schließen. Geradezu seichtmarin-lagunäre Faziesbedingungen bis max. 30 Meter Wassertiefe werden schließlich mit der reichlich Algen-führenden Steinalm-Formation, die meist erst am Top der Oberen Gutenstein-Formation auftritt, erreicht. Dasycladaceen (Taf. 4: F, G, H, I), porostromate Algen und Blau-Grünalgen der Steinalm-Formation sind an das Sonnenlicht der photischen Zone gebunden und treten daher im Seichtwasserbereich mit Ablagerungstiefen bis max. 30 Meter Wassertiefe auf (Flügel, 2004, S.442).

DICKBANKIGE EINSCHALTUNGEN IN DER OBEREN GUTENSTEIN-FORMATION IN ANNABERGER KALK-FAZIES

Begriffsprägung und Allgemeines

Der lithostratigrafische Begriff „Annaberger Kalk“ ist von Tollmann (1966, S.118) für „dickbankige, auch dünn-schichtige oder massige, graue bis graubraune Kalke des mittleren Anisiums“ eingeführt worden. Dabei bezieht er sich auf Spengler (1951, S.306), der bereits eine „mittlere anisische Stufe“ mit helleren, dickbankigen, mittelgrauen Kalken, die Brachiopoden und Seelilien (Crinoiden) führen können, anführt. Auch bei Lein et al. (2010, S.165) finden wir eine Kurzdefinition des Annaberger Kalkes als „dunkler, hemipelagisch beeinflusster, z.T. dickbankiger und bituminöser Kalk“. In ganz ähnlicher Weise können im oberen Abschnitt der Gutenstein-Formation an der Typlokalität in Gutenstein (Niederösterreich) den gut geschichteten, dünnbankigen und ebenflächigen Kalken einzelne dickere Bänke mit „organogenem Detritus“ von zumeist Crinoiden (Flügel & Kirchmayer, 1963, S.113) eingeschaltet sein, die im Bereich der „Passbrücke“ (östlich Gutenstein) als „Annaberger Kalk“ rasch in die hangende Steinalm-Formation überleiten.

Lithologische Ausbildung, Mikrofazies und Alter der Kalke in Annaberger Kalk-Fazies innerhalb der Oberen Gutenstein-Formation im Kasberg-Gebiet

Im Kasberg-Gebiet treten in der Oberen Gutenstein-Formation einzelne Bänke oder Bankabfolgen mittel- oder dickbankiger Feinschuttkalke mit Crinoiden, Brachiopoden und Bivalven auf (Taf. 1: F, G), die lithologisch und mikrofazial dem Annaberger Kalk im Sinne der angeführten ursprünglichen Definitionen durch Spengler (1951) und Tollmann (1966) entsprechen. Im Einzelnen handelt es sich dabei um kompetente, mittel- und

dickbankige, mittel- oder dunkelgraue, grobspätige Crinoidenkalke (Taf. 1: G) bzw. Crinoidenschuttkalke (Encrinite), um Crinoiden- und Bivalven-reiche Biogenschuttkalke (Taf. 2: H), um dunkelgraue, mittel- oder dickbankige, welligschichtig-knollige Packstones oder Wackestones mit Crinoiden, Brachiopoden und Bivalven in feinkörniger Matrix (Taf. 2: E, F, G) und aber auch um fossilarme, bioturbate Mudstones bzw. „Wurstelkalke“ (Dismikrite) oder mittel- bis dickbankige, dunkelgraue Kalkmikrite mit ebenen Schichtflächen und dünnen Mergelfasern bzw. Tonzwischenlagen. Selten können auch kieselige Konkretionen oder kleine Hornsteinkügelchen beobachtet werden, die auf zeitweise tiefere Ablagerungsbedingungen hinweisen.

Mikrofaziell handelt es sich bei den als „Annaberger Kalk“ angesprochenen Einschaltungen innerhalb der Oberen Gutenstein-Formation des Kasberg-Gebietes um folgende drei Faziestypen, die einerseits auf ruhige Ablagerungsbedingungen eines flachmarinen Schelfbereiches (Mikrofazies 1), andererseits aber auch auf Ablagerungsbedingungen im seichteren Bewegtwasserbereich (Mikrofazies 2) mit Sturmflutlagen (Tempestiten, Mikrofazies 3) hinweisen:

Mikrofazies 1a: Biomikrit, Dismikrit (Wacke- und Packstone) mit reichlich (feinen) Crinoidenbruchstücken, kleinen Bivalvenschalen, Foraminiferen wie *Glomospira* sp., *Trochammina* sp. und *Pilamina densa* PANTIĆ sowie Ostracoden (Taf. 2: E).

Mikrofazies 1b: Crinoiden-Packstone mit Brachiopodenbruchstücken (Taf. 2: G).

Mikrofazies 2: Intrabiosparit/mikrit mit kleinen Bivalven, zugerundeten und randlich mikritisierten Crinoiden und mit Ostracoden sowie kantengerundeten Mikritintraklasten. Zurundung der Bio- und Intraklasten sowie die teilweise ausgewaschene Matrix können als Hinweis auf Ablagerung im Bewegtwasser gewertet werden.

Mikrofazies 3a: Feinschichtiger Biosparit (Rudstone, Grainstone) aus Crinoiden, Bivalven, Gastropoden, Brachiopodenschalen, Foraminiferen (*Trochammina* sp., *Endothyranella* sp., *Glomospirella* sp., *Duostomina* sp., *Pilamina densa* PANTIĆ und *Meandrospira deformata* SALAJ, Taf. 4: C) und vereinzelt Ostracoden. Sowohl zugerundete Mikrit-Intraklasten, als auch verstellte fossile Wasserwaagen und fossilreiche Lagen können als Hinweis auf Umlagerung und Aufarbeitung des Sedimentes und der Bioklasten durch Bewegtwasser wie z.B. Tempestite gewertet werden (Taf. 2: H).

Mikrofazies 3b: Tempestitischer Crinoiden-Brachiopoden-Packstone mit erosiver Basis, umgelagerten zugerundeten Mikrit-Intraklasten und umgelagerten Bioklasten mit Geopetalgefügen (Taf. 1: F, Taf. 2: F, G).

Mit Hilfe der Foraminiferen

Pilamina densa PANTIĆ
Meandrospira deformata SALAJ

kann unter- (Bithynium) und mittelanisches (Pelsonium) Alter belegt werden.

STEINALM-FORMATION

Begriffsprägung und Allgemeines

Die erste Definition der Steinalm-Formation geht auf Pia (1924, S.45) zurück, der sinngemäß von einem „hellen, grob oder dünner gebankten Kalk mit Dasycladaceen“ spricht. In Abgrenzung von allen lithologisch ähnlich ausgebildeten lithostratigraphischen Einheiten, mit denen die Steinalm-Formation in der Vergangenheit oft verwechselt worden ist (z.B. Annaberger Kalk, Wettersteinkalk, Raminger Kalk) ist nach unserer Ansicht die Steinalm-Formation als Flachwasserkarbonat durch ausgesprochene Algenführung in Form von kleinen, anisischen Dasycladaceen (z.B. Physoporellen, Oligoporellen, nicht Diploporen !), Blau-Grünalgen (Algenmatten), aber auch in Form von algenkrustierten Allochemen wie Cortoiden und Onkoiden sowie durch ihre meist hellere Gesteinsfarbe (lichtgrau) charakterisiert. Zusätzlich können in der Steinalm-Formation öfters Foraminiferen aus der Gruppe der Meandrospiren, Endothyranellen, Pilaminellen und Frondicularien beobachtet werden.

Nach Lein et al. (2006) und Meinung der Autoren kann man den peritidalen Ablagerungsraum der Steinalm-Formation einem höherenergetischen, offen-marinen, sauerstoffreichen, warmen, lebensfreundlichen und gut durchlüfteten, flachmarinen Schelfbereich mit deutlich lagunären Fazieselementen des Inter- und Subtidals, wie z.T. dolomitischen Algenlaminiten (Stromatolithen), Onkoiden, Cortoiden und einer typisch flachmarin-lagunären Fauna und Flora aus kleinen Dasycladaceen, Foraminiferen, Bivalven, Gastropoden und Echiniden zuordnen. Die häufig anzutreffende randlich destruktive Mikritisierung der Bio- und Lithoklasten durch endolithische Mikrobohrer kann, zusammen mit den häufig zugerundeten oder angerundeten Mikritintraklasten und Bioklasten (Crinoiden), als Hinweis auf das seicht- bzw. flachmarine Environment der Steinalm-Formation gewertet werden. Die an das Sonnenlicht der photischen Zone gebundenen Dasycladaceen (Taf. 4: F, G, H, I), porostromaten Algen und Blau-Grünalgen weisen auf Ablagerungstiefen bis max. 30 Meter Wassertiefe hin (Flügel, 2004, S. 442). Riffbildungen des mittleren Anisiums (Pelsonium) hingegen sind im Bereich der Nördlichen Kalkalpen weitestgehend unbekannt und beschränken sich auf vereinzelte und sehr seltene Bruchstücke von Einzelkorallen in manchen Dünnschliffen aus der Steinalm-Formation (Sarntheim, 1966, S.44; Nittel, 2006, S.99).

Die gegenüber dem „Annaberger Kalk“ und der Oberen Gutenstein-Formation zunehmenden Bankdicken der Steinalm-Formation bis hin zur Massigkeit können als Hinweis auf erhöhte Subsidenzraten des mittleren Anisiums und zugleich auf – gegenüber den Beckensedimenten – zunehmende Sedimentationsraten gelten.

Lithologische Ausbildung, Fossilinhalt und Alter sowie Mikrofazies der Steinalm-Formation im Kasberg-Gebiet mit überregionalem Vergleich

Am Kasberg tritt uns die 10-50 Meter mächtige Steinalm-Formation oft in Form von Zehnermeter mächtigen Felswänden entgegen, die den obersten Partien der grauen, welligschichtigen oder ebenflächigen Bankkalke der Oberen Gutenstein-Formation auflagert. Lithologisch lässt sie sich in diesem Gebiet auch durch massige, dick- oder mittelbankige, meist helle,

teilweise dolomitisierte Kalksteine beschreiben, die sehr selten sogar Kieselknollen enthalten.

Das anisische Alter der Kalke der Steinalm-Formation im Kasberg-Gebiet kann mit einer reichen, für die Steinalm-Formation typischen Dasycladaceenflora aus dem Moltortal (= nordwestlicher Zufluss des Zösenbaches ca. 1 km SE' Schönstellhütte in 820m SH) sowie vom Rücken N' Langscheidalm (940 – 960m SH) mit

Physoporella pauciforata undulata PIA (BYSTRICKÝ) (Taf. 4: F, G, H, I)

Physoporella pauciforata pauciforata BYSTRICKÝ

Physoporella dissita PIA

Physoporella sp.

Oligoporella pilosa PIA

Pontecella hexaster (PIA 1912) GÜVENÇ

Teutloporella peniculiformis OTT

und mit Foraminiferen aus dem Moltortal (Schönstellhütte, 910m SH) bzw. vom Rücken N' Langscheidalm (955m SH) mit

Meandrospira dinarica KOCHANSKY & PANTIĆ (Taf. 4: D)

Pilaminella grandis SALAJ (Taf. 4: B)

belegt werden.

Mikrofaziell lassen sich am Kasberg-Gebiet, aber auch in anderen Gebieten der Nördlichen Kalkalpen (Moser et al., 2007, S.338; Moser & Piros, 2015, S.220, 221; Moser & Tanzberger, 2015, S.238) zumindest zwei Mikrofazies-Typen der Steinalm-Formation unterscheiden:

Mikrofazies 1: Biogenarme Mikrite (Mudstones, Wackestones), Dismikrite, Biopelmikrite oder Biomikrite mit reichlich Crinoidenstreu, kleinen Bivalven, Foraminiferen und Ostracoden, vereinzelt Dasycladaceen.

Mikrofazies 2: Arenitisch-ruditische Komponentenkalke, gut ausgewaschene Grainstones, Biosparite, Encrinite und Onkointrabiosparite mit Echinodermeresten, Dasycladaceen, Bivalven, Gastropoden, Tubiphyten, Bryozoen, Foraminiferen, Ostracoden, Onkoiden und Cortoiden, Algenlumps, zugerundeten Intraklasten und Peloiden.

Natürlich können in den Dünnschliffen aus der Steinalm-Formation auch abwechselnd mikritische und sparitische Anteile beobachtet werden. Nittel (2006) kann aus der Steinalm-Formation der Nordkette bei Innsbruck zahlreiche Lithotypen anführen, bei denen die Dasycladaceen (Faziestyp 1), Crinoiden bzw. Encrinite (Faziestyp 2) und Onkoide (Faziestypen 2 und 3) die wichtigsten Biogene bzw. Allocheme bilden.

Krainer & Stingl (1986) beschreiben vom Öfenbachprofil bei Saalfelden (Staufen-Höllengebirge-Decke, Tirolisches Deckensystem, Salzburg), dem Typusprofil des Steinalmkalkes, das Phänomen, dass die oberste Bank (Encrinit) der Steinalm-Formation einem Emersionshorizont mit deutlich verlangsamter Sedimentation aufliegt. In ähnlicher Weise wird von Krystyn et al. (2008, S.160) eine Omissionsfläche mit glaukonitischen hardground-Bildungen (mit Mikrobohrgängen) am Top der Steinalm-Formation des Gamssteines (Steiermark) angeführt. Direkt darüber folgt die Sedimentationsänderung mit einer deutlichen Abtiefung des Ablagerungsraumes in Form der Reifling-Formation. Ob die oberste Encrinit-Bank vom Öfenbachprofil im Kasberg Gebiet auftritt, bleibt offen.

Insgesamt dürfte aber die hier von uns charakterisierte Steinalm-Formation sowohl vom Fossilinhalt, als auch von der mikrofaziellen Ausbildung her über den gesamten Ablagerungsraum der Nördlichen Kalkalpen sehr einheitlich ausgebildet sein, und sie tritt in diesem Sinne auch in dolomitisierter Form in allen Deckensystemen der Nördlichen Kalkalpen, vom Bajuvarischen bis zum Juvavischen Deckensystem (vgl. Piller et al. 2004) auf.

REIFLING-FORMATION

Begriffsprägung und Allgemeines

Erste lithologische Beschreibungen der Reifling-Formation gehen auf Hauer (1853) und Stur (1865) zurück: „... die Cephalopoden führenden Schichten bei Reifling, sie bilden hier dieselben knotigen und knolligen Kalke...“ und sind bereits von Arthaber (1896, S.8) in einen unteren, anisischen und einen oberen, ladinischen Abschnitt unterteilt worden. Diese Untergliederung kann auch heute noch in den meisten Profilen durch die Reifling-Formation durchgeführt werden und ist so auch am Kasberg nachvollziehbar. Die Mikrofazies der Reifling-Formation ist zunächst von Summesberger & Wagner (1972, S.525) als Filament-reicher Mikrit (Filamentmikrit) mit Radiolarien, Ammoniten, Brachiopoden und Gastropoden beschrieben worden. Auch Gessner (1966, S.701) beschreibt an der Typlokalität in Großreifling (Steiermark) aus einem mittelgrauen Knollenkalk einen Mikrit mit Filament (=Lamellibranchiaten), Radiolarien, Conodonten, Cephalopoden, Fischzähnen („Fischresten“), Brachiopoden und Gastropoden. Wie Nittel (2006, S.103), Bechstädt & Mostler (1974, S.22) und auch Wagner (1970, S.149f) wollen wir die Untergrenze der Reifling-Formation mit dem meist scharfen Einsetzen von Filament- und Radiolarien-führenden Knollenkalken (=Beckensedimenten) über den dick- oder mittelbankigen Flachwasserkarbonaten des mittleren Anisiums (Steinalm-Formation, Annaberger Kalk), und wo diese innerhalb der Oberen Gutenstein-Formation fehlen, auch über den Kalken der Oberen Gutenstein-Formation, beginnen lassen.

Die Untere Reifling-Formation im Kasberg-Gebiet: Lithologische Ausbildung, Alter und Mikrofazies

Die **Untere Reifling-Formation (Oberes Pelsonium – Illyrium)** kann am Kasberg lithologisch als welligschichtiger und knolliger, (dünn- bis) mittelbankiger, meist dunkelgrauer Hornsteinknollenkalk, der gelegentlich Zentimeter-dicke, dunkle Kalk- und Tonmergellagen führen kann („Maierack-Mergel“ sensu Plöchinger, 1963; Taf. 1: D) beschrieben werden. Derartige Mergel können stellenweise, zum Beispiel in Schuppe 2 Moltortalprofil auch deutlich mächtiger werden (Moshammer, 1994). Den Hornsteinknollenkalken sind ebendort bankweise auch dicke Crinoidenkalkbänke (Encrinite) eingeschaltet, und es treten in dieser basalen, über der Steinalm-Formation folgenden, noch nicht durch Kalke mit Filamenten charakterisierten Kalkabfolge charakteristischerweise Brachiopoden und Crinoiden auf. Dieser Abschnitt wurde von Moshammer (1994) mit dem Arbeitsbegriff „pelsonische Beckenfazies“ versehen und an den Beginn der Unteren Reifling-Formation gestellt.

Das höheranisische Alter der Unteren Reifling-Formation (Oberes Pelsonium – Illyrium) kann durch die Conodonten *Neogondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV) *Gondolella szaboi* (KOVÁCS, 1983) biostratigrafisch nachgewiesen werden, wobei *Neogondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV) auf das generelle Einsetzen der Reifling-Formation im obersten Pelsonium hinweist. Weiters kann Moshhammer (1994, nachfolgende Bestimmung der Brachiopoden durch M. Siblik) aus dem Moltertal (760m SH) die Brachiopoden *Tetractinella trigonella* (SCHLOTHEIM) und *Piarorhynchella trinodosi* (BITTNER, 1890) aus der anisischen Reifling-Formation anführen.

Mikrofaziell kann die Untere Reifling-Formation in folgender Weise beschrieben werden:

Mikrofazies 1: Dunkelgrauer, bioturbater Filament- und Radiolarien-führender Mikrit (Dismikrit, Wackestone) und Pelsparit.

Mikrofazies 2: Dunkelgrauer Biomikrit (Wackestone) mit Radiolarien, etwas Filament, Bivalven, Crinoiden und Foraminiferen (Nodosarien).

Mikrofazies 3: Dunkelgrauer, kieseliger Filament-reicher Biopelsparit (Packstone, Grainstone) mit Crinoiden, Kleingastropoden, Ostracoden, Foraminiferen (Nodosarien, Glomospiren) und Kieselschwammnadeln (Taf. 3: A).

Mikrofazies 4: Grauer, kieseliger Biosparit (Grain-/Rudstone) mit grobem Crinoidenspat und Brachiopodenschill.

Ein weiterer wichtiger Bestandteil der Reifling-Formation sind hellgrüne und ockergelbe Tuffitlagen („Pietra Verde“), die im Allgemeinen in drei verschiedenen Horizonten – zwei davon wurden im Kasberg-Gebiet nachgewiesen – in die Beckenabfolge der Reifling-Formation eingeschaltet sein können. Der erste dieser drei Tuffithorizonte ist ein ausgesprochen guter Leithorizont, da er von überregionaler Bedeutung zu sein scheint (Bechstädt & Mostler, 1974, S.52). Dieser intermediär-basische, dacitisch-andesitische Vulkanismus kann im Illyrium (Oberes Anisium, vgl. Abb. 5) sämtlicher Profile durch die Reifling-Formation, insbesondere im Liegenden oder Hangenden der mit Ammoniten oder Conodonten biostratigrafisch belegbaren Trinodosus-Zone, festgestellt werden (Velledits et al, 2014; Faupt & Hamedani, 1972; Brühwiler et al, 2007). Moshhammer (1994, S.462) konnte den Tuffithorizont des Illyriums an zwei Stellen an der Forststraße im Moltertal („Schuppe IIA“ und „Schuppe III“) auch mit Hilfe von Conodonten chronostratigrafisch belegen sowie lithostratigraphisch im Profil am Bergrücken südlich davon feststellen.

Die Mächtigkeit der Unteren Reifling-Formation beträgt am Kasberg etwa 45 Meter, wovon 25 Meter dem Obersten Pelsonium („Pelsonische Beckenfazies PBF“) und rund 20 Meter dem Illyrium („Anisischer Reiflinger Kalk ARK“) zufallen dürften (Moshhammer, 1994).

Die Obere Reifling-Formation im Kasberg-Gebiet: Lithologische Ausbildung, Fossilinhalt, Mikrofazies und Bildungsmilieu

Die **Obere Reifling-Formation (Fassanium – Langobardium 1)** kann am Kasberg lithologisch als mittelgrauer, auch rötlich-grünlicher, mittel- oder dickbankiger, wellig-schichtiger, knolliger oder flaseriger, im Hangenden auch ebenflächiger

Hornsteinknollenkalk beschrieben werden. Nach Bechstädt & Mostler (1974, S. 27, 28) können in der Oberen Reifling-Formation Reiflinger Knollenkalk („Knollenkalk-Member“), die dem knolligen Hornstein- und Filamentkalk entsprechen, von Reiflinger Bankkalken („Bankkalk-Member“), die bio- und intraklastenreichen, ebenflächigen Bankkalken entsprechen, unterschieden werden. Mikrofaziell handelt es sich zumeist um Radiolarien-führende Filamentmikrite (Wackestones, Packstones: Taf. 3: B), seltener um Filamentarenite (Biopelsparite, Pelsparite, Grainstones: Taf. 3: C) sowie untergeordnet um mittel- oder dickbankige, etwas Feindetritus und Intraklasten führende, hornsteinarme oder hornsteinfreie Bankkalk. Charakteristisch für die höher-ladinische Obere Reifling-Formation sind dünne, mehrere Zentimeter dicke, dunkelgrüne Mergel und Tuffitlagen (sogenannter Haupttuffit an der Grenze Langobardium I/II, Moltertal-Profil Schuppe III) sowie hellgrüne, kieselige Tuffitlagen, die v.a. die Fassan/Langobard-Grenze markieren. Auch im Gebiet Mangstleith ist dieser Tuffit mit der Oberen Reifling-Formation aufgeschlossen (Moshhammer, 1994:368). Gebietsweise können die obersten Partien der Reifling-Formation dolomitisiert sein (z.B. im Katzengraben).

Anzumerken ist, dass basisnahe in der Oberen Reifling-Formation ein rippenbildender Leithorizont in Form eines mehrere Meter mächtigen dickbankigen sehr hellen andeutungsweise rötlich oder grünlich gefärbten Hornstein-freien Kalkes mit grünen Mergelschmitzen im östlichen Kasberg-Bereich auftritt, der in das Fassanium 1 eingestuft wurde („Reiflinger Rippen- bzw. -Bankkalk“).

Die Mikrofazies und das Bildungsmilieu der Oberen Reifling-Formation kann anhand von Dünnschliffen gezeigt werden:

Mikrofazies 1: Dunkel- bis mittelgrauer Biopelmikrit (Wackestone: Taf. 3: B) und bioturbater Dismikrit mit Filamenten, Radiolarien, Ammoniten, Kleingastropoden, feiner Crinoidenstreu, Ostracoden, Foraminiferen (*Turritella mesotriassica* KOEHN-ZANINETTI, *Arenovidalina chialingchianensis* HO, Nodosarien, Glomospiren) und mit Pelletschlämmen aus Pellets und Bahamitpeloiden (Pelsparite oder Grainstones und Pelmikrite).

Mikrofazies 2: Pelsparit (Grainstone) mit vereinzelt Foraminiferen (*Austrocolomia* sp.), Crinoidenstreu und etwas Filamenten.

Der Biogeninhalt mit Radiolarien, pelagischen Bivalven (=Filamente, z.T. Daonellen), Ammoniten, Conodonten, psychrosphärischen Ostracoden und Foraminiferen aus der Gruppe der Nodosarien sowie mit der für Beckensedimente typischen Foraminifere *Turritella mesotriassica* KOEHN-ZANINETTI weist die Reifling-Formation als offen-marines Beckensediment mit Ablagerungstiefen von bis zu 500 Metern Wassertiefe aus (Bechstädt & Mostler, 1974, S. 53).

Die pelsparitischen Partien (Taf. 3: C), sowie die detritischen Feinschutt- und Intraklasten-führenden lagen- oder nestförmigen Partien innerhalb der Oberen Reifling-Formation können bereits auf Umlagerung und Resedimentation von Beckensedimenten infolge tektonischer und paläogeografischer Umstellungen innerhalb des Sedimentationsraumes zurückgeführt werden.

Die Mächtigkeit der Oberen Reifling-Formation des Fassanium und untersten Langobardium beträgt im Kasberg-Gebiet etwa 20 Meter (Moshhammer, 1994).

Alter und Paläogeografie der Oberen Reifling-Formation im Kasberg-Gebiet

Das chronostratigraphische Zeitintervall, das die ladinische Reifling-Formation nach oben hin umfasst, hängt von deren Position zu der daran angrenzenden oder darüber progradierenden Wettersteinkalk-Karbonatplattform ab. Im hier vorliegenden Tirolischen Deckensystem (Totengebirgsdecke) wird die Beckenfazies der Reifling-Formation bereits im Laufe des Ladiniums von der Karbonatplattform der dolomitisierten Wetterstein-Riffentwicklung überlagert bzw. progradiert. Wann und wo im Ladinium, das hängt von der jeweiligen paläogeografischen Position des Reiflinger Beckens im gesamten kalkalpinen Ablagerungsraum ab und sollte im Ablagerungsraum des Tirolischen Deckensystems gegen Norden zu immer später erfolgen (Abb. 3). Im Norden der Totengebirgsdecke, also im Kasberggebiet, konnte durch die ausgiebige Beprobung des ladinischen Anteiles der Reifling-Formation auf Conodonten folgende Conodonten-Fauna, die das Zeitintervall Fassanium 1 – Langobardium 1 umfasst, gewonnen werden:

Ladinium i.a.:
Gladigondolella ME

Gladigondolella tethydis ME
Gondolella trammeri KOZUR

Fassanium 1:
Gondolella pseudolonga KOVÁCS, KOZUR & MIETTO
Gondolella excelsa (MOSHER, 1968)

Fassanium 2:
Gondolella excelsa (MOSHER, 1968)
Neogondolella transita KOZUR & MOSTLER

Langobardium 1:
Neogondolella praeungarica KOVÁCS

Damit lässt sich aussagen, dass in der nördlichen Totengebirgsdecke die Beckenentwicklung der Reifling-Formation vom Obersten Pelsonium (*Neogondolella bulgarica* BUDUROV & STEFANOV) bis in das unterste Langobardium (*Neogondolella praeungarica* KOVÁCS) reicht und ab dem obersten Langobardium 1 (= *Archelaus*-Zone) die Entwicklung des Wetterstein-Riffkalkes – womöglich in südlichen Teilen der Totengebirgsdecke – beginnt, dessen Riffdetritus bereits an der Wende Langobardium 1/Langobardium 2 in Form der Raminger Kalke nach Norden in das Reiflinger Becken der nördlichen Totengebirgsdecke geschüttet wird.

RAMINGER KALK

Begriffsprägung und Allgemeines

Der Begriff „Raminger Kalk“ ist von Tollmann (1966, S.124) geprägt worden und soll sich auf „dickbankige helle Kalke, die lithologisch zwischen Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk vermitteln“ beziehen. Ähnliche Gesteine waren zwar zuvor schon von Spengler (1931, S.19) und Hertweck (1961, S. 15) beschrieben worden, aber nicht von lithologisch ähnlichen Gesteinen

wie jenen des Annaberger Kalkes oder der Steinalm-Formation unterschieden worden, sodass diese Autoren faziell, lithologisch und altersmäßig völlig unterschiedliche Gesteinstypen als „Übergangsfazies zwischen Reiflinger- und Wettersteinkalkfazies“ zusammengefasst hatten. Auch bei dem von Tollmann (1966, S.125) angeführten Beispiel von „Raminger Kalk“ aus „der verkehrten Serie der Sulzbachdecke oberhalb der Straße S' Ellbogen 1400m SSE Puchenstuben“ handelt es sich in Wirklichkeit um eine verkehrt liegende Abfolge von Steinalm- und Reifling-Formation (und nicht Wettersteinkalk !), da Proben vom Florkogel südlich Puchenstuben eine sehr schöne anisische Dasycladaceenflora geliefert haben (Moser & Piros, 2015, S.223).

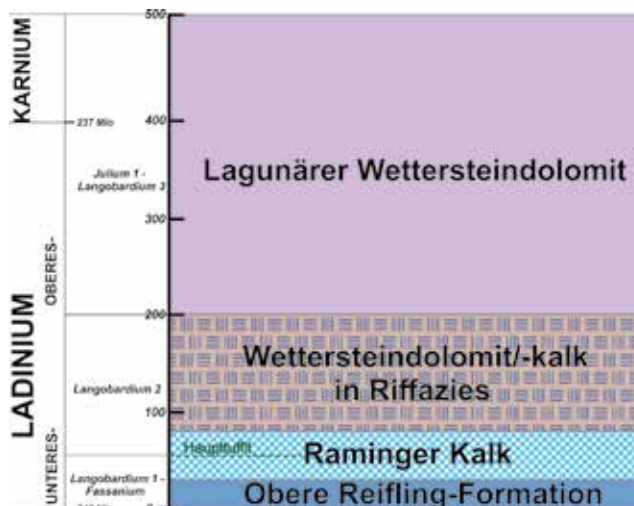


ABB. 6: Lithostratigraphie des Ladiniums am Kasberg und im nördlichen Toten Gebirge (Oberösterreich) mit folgenden Mächtigkeiten: 20 Meter Obere Reifling-Formation, 60 Meter Raminger Kalk, etwa 100 Meter Wettersteindolomit und -kalk in Rifffazies, bis zu 500 Meter Wettersteindolomit in lagunärer Fazies (chronostratigraphische Altersangaben nach Cohen, Finney, Gibbard & Fan, 2017)

FIG. 6: Lithostratigraphic table of the Ladinian within the Kasberg region and the northern part of Totes Gebirge (Upper Austria) showing following thicknesses: Upper Reifling Formation 20 meters, Raming Limestone 60 meters, Wetterstein Dolomite and Wetterstein Limestone in reef facies approximately 100 meters, lagoonal Wetterstein Dolomite up to 500 meters (chronostratigraphic age after Cohen, Finney, Gibbard & Fan, 2017)

Der Raminger Kalk kann im Sinne der Originaldefinition Tollmanns (1966) als „Übergangskalk“ (Kraus & Schmidt-Thomé, 1967) zwischen den gut gebankten, hornsteinreichen Beckensedimenten der Reifling-Formation und den hellen und massigen Flachwassersedimenten bzw. Riffkalken des Wettersteinkalkes (und -dolomites) definiert werden und ist in diesem Sinne – unabhängig von der tektonischen Position – auch für den westlichen Teil der Nördlichen Kalkalpen gültig und anzuwenden. Wichtig dabei ist, dass sich diese „Übergangsfazies“ zwischen Reifling-Formation im Liegenden und Wettersteinkalk im Hangenden als allodapische Calciturbiditfazies und/oder debritische Fein- und Grobschuttfazies mit umgelagertem Seichtwasserdetritus aus dem Riffbereich beschreiben lässt (Taf. 3: D, E, F). Der Raminger Kalk ist also als ein reichlich Riff-Detritus führender allodapischer Bankkalk, beziehungsweise als Resediment oder als ein gravitatives Slopesediment des Beckenbereiches zu bezeichnen (Lein, 1989). Für den Raminger Kalk charakteristische Sedimentstrukturen sind neben den feinschichtigen Feinschuttkalken auch häufig gradiert geschichtete, mehrfach gradiert geschichtete oder auch invers gradiert geschichtete Kalkbänke mit erosiver Basis (Taf. 3: D, E₁₋₃) oder auch Bänke

mit gröberen, debritischen Lagen und matrixreichen Brekzien (Moser et al., 2007, S.339-340). Das besonders häufige Auftreten von umgelagerten *Tubiphytes*-Bruchstücken im Raminger Kalk (Taf. 3: F) kann als Hinweis auf deren ursprünglichen Lebensraum im Bereich der Vorrifffazies und dem beckenwärtigen Riffabhang gewertet werden.

Lithologie, Mikrofazies und Mächtigkeit des Raminger Kalkes im Kasberg-Gebiet

Der zumeist gut gebankte und bis zu 100 Meter mächtige Raminger Kalk unterscheidet sich im Gelände von der eher schlecht aufgeschlossenen Reifling-Formation durch seine Ausbildung von kleinen Steilstufen oder Felsrippen sowie mikrofaziell aufgrund seiner allodapischen Feinschuttfazies von der meistens rein mikritischen Reifling-Formation im Liegenden. Daher kann man beim Raminger Kalk von einem „kartierungsmäßig gut erfassbaren Schichtglied“ (Tollmann, 1966, S. 124) sprechen, das sich auch lithologisch deutlich von den Formationen im Liegenden und Hangenden unterscheiden lässt. Ebenso hebt sich der im Hangenden des Raminger Kalkes folgende Wettersteinkalk (-dolomit) durch seine Massigkeit, fehlende Bankung, seinem größeren Anteil an Rifforganismen und v.a. durch seine brekzienreiche, zellig-poröse Vorrifffazies klar von den darunterliegenden allodapischen Raminger Bankkalken lithologisch ab. Daher sollten der allodapische Raminger Kalk und die „Vorrifffazies des Wettersteinkalkes“ nicht zusammengefasst werden, wie dies bei Hornung (2017, S. 5) erfolgt ist. Charakteristika, die den Raminger Kalk noch als Beckensediment mit abnehmender Ablagerungstiefe auszeichnen, sind das Auftreten von Filamenten (d.h. pelagischen Bivalven) und Radiolarien, weniger häufig Conodonten in den feinkörnigen Lagen sowie das gehäufte Auftreten der für die Beckensedimente der Mitteltrias typischen Foraminifere *Turritella mesotriassica* KOEHN-ZANINETTI (Taf. 4: E).

Die im östlichen Kasberg-Gebiet – etwa zwischen Kirchdorfer Hütte und Zösenbach – auftretenden Raminger Kalke sind im unteren Abschnitt als noch dunkelgraue, ebenflächig-wellig geschichtete, wenig Hornstein-führende, gradierte, allodapische Bankkalke und Feinschuttkalke ausgebildet (Taf. 3: D, E, F). Im höheren Abschnitt hingegen dominieren helle, mittelbankige, teilweise dolomitisierte, grobdetritische, Intra- und Extraklasten-reiche Schuttkalke und Brekzien aus umgelagerten Riffbildnern (Korallen, Sphinctozoen, Tubiphyten, Algenlumps) sowie auch aus Filament- und Radiolarien-hältigen Beckensedimenten. Am Zösenbach (Schuppe III des Moltertal-Profiles) belegen die Einstufung und das Auftreten des Haupttuffites (Grenze Langobardium I / II) das oberladinische Alter des Raminger Kalkes („Allodapischer Bankkalk, LAK“ Moshhammer, 1994). Seine Mächtigkeit erreicht hier 20-30 m. Es zeigen sich aber auch laterale Vertretungen zwischen oberer ladinischer Reifling-Formation und Raminger Kalk.

Eine calciturbiditische Kalkbank zeigt im Dünnschliff folgende gradierte Abfolge:

Mikrofazies 1a: Im unteren Abschnitt treten grobklastische allochthone Resedimente in Form von Intrabiopelspariten mit eckigen bis kantengerundeten resedimentierten Intraklasten, Bahamit-Peloiden, umgelagerten Tubiphyten-, Schwamm- und Korallenbruchstücken, Crinoiden, Bivalvenbruchstücken, Fo-

raminiferen (*Duostomina* sp., *Diplostromina* sp.) und Ostracoden (Taf. 3: E₁) auf.

Mikrofazies 1b: Im Mittelteil herrschen mittelkörnige Filament-reiche Packstones/Grainstones (Biopelmikrite/-sparite) mit vielen Crinoidenbruchstücken, Ostracoden, Foraminiferen (häufig *Turritella mesotriassica* KOEHN-ZANINETTI, Sandschaler) und Bahamit-Peloiden vor (Taf. 3: E₂).

Mikrofazies 1c: Der obere Abschnitt besteht aus feinkörnigen Biomikriten (Wackestones) mit Filamenten, Radiolarien, Crinoidenbruchstücken, Ostracoden, Foraminiferen (Glomospiren, *Turritella mesotriassica* KOEHN-ZANINETTI, *Arenovidalina chialingchiangensis* HO) und wenig Conodonten, die das autochthone Beckensediment darstellen (Taf. 3: E₃).

Die ursprüngliche Mächtigkeit des Raminger Kalkes im Kasberg-Gebiet umfasst etwa 60 Meter und lässt – bei einem Altersumfang von etwa 1 Million Jahre – eine deutlich ansteigende Sedimentationsrate im Reiflinger Becken erkennen, da zuvor innerhalb der ladinischen Reifling-Formation im selben Zeitabschnitt (etwa 1 Million Jahre) nur etwa sieben Meter Mächtigkeit erreicht wurden.

Überregionale Vergleiche und stratigrafische Stellung des Raminger Kalkes

Raminger Kalke in dieser Form treten im Mittelteil der Nördlichen Kalkalpen in der tirolischen Staufengebirge-Decke (z.B. Rieserschneid-Reilerschneid bei Steyring in Oberösterreich: unveröff. Daten des Erstautors, Hochstaufer bei Bad Reichenhall in Bayern: Henrich, 1983) auf. Ihr unterschiedliches stratigraphisches Alter kann als Hinweis auf das nordwärts Progradieren der Wetterstein-Karbonatplattform im Ablagerungsraum des Tirolischen Deckensystems gewertet werden. Im Kasberg-Gebiet fällt die Sedimentation des Raminger Kalkes etwa mit der Ablagerung des türkisgrünen „Haupttuffites“ an der Grenze Langobardium 1 /Langobardium 2 zusammen, wie es Dünnschliffe aus vulkanoklastisch beeinflussten, gradierten Feinschuttkalken mit Quarz-, Biotit-, Chlorit- und Erz-Detritus beweisen. Ähnlich zusammengesetzter „Haupttuffit“ wird auch von Moser & Tanzberger (2015, S.240) als Einschaltung in der Oberen Reifling-Formation des Scheibenberges (Lassing, Niederösterreich) beschrieben und mit *Gondolella inclinata* und *Budurovignathus longobardicus* im Hangenden des Haupttuffites indirekt in das tiefere Langobardium eingestuft. Ein ähnliches chronostratigraphische Alter ist für den Raminger Kalk der Reilerschneid bei Steyring innerhalb der Staufengebirge-Decke zu erwarten, wo die Sedimentation lithologisch und mikrofaziell sehr ähnlich ausgebildeter Kalke mit *Neocavitella tatica* etwa ab dem Langobardium 2 einsetzen dürfte.

Unter Berücksichtigung der vorgestellten Aspekte kann man diskutieren zu welcher lithostratigrafischen Einheit der Raminger Kalk gezählt werden könnte. Nach den hier angeführten Argumenten, vor allem aber aufgrund der guten Kartierbarkeit, sollte der Raminger Kalk einerseits als Formation – mit einem Typusprofil (nach Tollmann, 1966, S.124) in der Hamberg-Antiklinale N' Reichraming (Ennstal, Oberösterreich) – definiert werden, oder als Subformation der Reifling-Formation, da der Raminger Kalk, wie oben angeführt, ein gut gebanktes Becken-

sediment mit grobkörnigen Resedimenten (Calciturbiditen) darstellt. Letzteres dürfte der Anlass gewesen sein, dass der Begriff „Raminger Kalk“ nicht in die Stratigrafische Tabelle von Österreich (Piller et al., 2004) aufgenommen wurde, da er auch in der Literatur (z.B. Henrich, 1983; Nittel, 2006) unter den Sedimentgesteinen der Reifling-Formation subsummiert worden ist. Die gute Kartierbarkeit, ausreichende Mächtigkeit, mikrofazial-sedimentologische Eigenständigkeit sowie überregionale Beständigkeit würden jedoch ein Erheben des Raminger Kalkes zu einer Formation oder Subformation durchaus begünstigen. Ähnliche Überlegungen wurden bereits von Hohenegger & Lein (1977) für den dem Raminger Kalk mikrofazial sehr nahestehenden Grafensteigkalk des Juvavischen Deckensystems angestellt, wobei jedoch das Auftreten des Grafensteigkalkes im unmittelbar Liegenden der Wetterstein-Riffkalke von Schneeberg, Rax, Schneeralpe, Hochschwab und auch der Scheichenspitze im Dachsteingebiet auf das gesamte Hochjuvavikum (= Schneeberg-Decke, Mürzalpen-Decke, Dachsteindecke) ausgeweitet werden sollte, während demgegenüber der Raminger Kalk dem Bajuvarischen und Tirolischen Deckensystem zugeordnet werden könnte. Die im zentralalpiner Mesozoikum zu erwartenden Äquivalente des Raminger Kalkes im Liegenden des Wettersteindolomites (= „Unterer Dolomit“ im Brennermesozoikum) dürften überwiegend hochgradig metamorph und bis zur Unkenntlichkeit tektonisch ausgewalzt worden sein.

WETTERSTEINKALK/-DOLOMIT

Mächtigkeiten, Fazies und stratigraphische Stellung des Wettersteinkalkes und -dolomites im Kasberg-Gebiet mit überregionalem Vergleich

Im Bereich des Hochkogels (K. 1193) und des Katzengrabens kann man den raschen Übergang von teilweise dolomitisierten, karbonatschuttreichen Beckensedimenten des Raminger Kalkes in die darüber folgende Flachwasser-Karbonatplattform des Wettersteindolomites und -kalkes der Totengebirgsdecke beobachten. Dabei setzt die Wetterstein-Karbonatplattform erwartungsgemäß mit fossilreichen Wetterstein-Riffkalken ein, die den Hochkogel-Zug im Norden aufbauen. Im Bereich der Kirchdorfer Hütte, am Rücken S' Katzengraben (Hochkogel) und bei der Iserwiese (S' Meisenberg, K.1117) kann typischer massiger, hellgrauer, teilweise dolomitierter Wetterstein-Riffkalk (Biosparit, Biopelsparit) mit im Bewegtwasser umgelagerten Gerüstbildnern wie vor allem Kalkschwämmen (Sphinctozoen), umgelagerten Molluskenbruchstücken (Gastropoden und Bivalven), Tubiphyten, großen Crinoiden, Mikroproblematika, Foraminiferen, Algenkrusten und „Großoolithen“ (= Hohlraumzementen aus Palisaden- und Blockzement) beobachtet werden. Da der Kontakt dieser Wetterstein-Riffkalke, Wetterstein-Riffdolomite und Raminger Kalke des Hochkogel-Zuges zu dem Wettersteindolomit, der im Toten Gebirge auftritt (Hundskogel, K.1167; Brunnkogel, K.1063; Wolfsberg, K.1099) tektonisch ist („Zösenbach-Störung“), ist es schwierig deren Mächtigkeit abzuschätzen. Diese dürfte aber nicht weit mehr als 100 Meter (als aufgeschlossene Mächtigkeit) betragen. Das chronostratigraphische Alter des Wetterstein-Riffkalkes dürfte demnach nur etwa das Langobardium 2 umfassen. Südlich des Zösenbachtals und Straneggbachtals ist jedoch ein rascher Übergang vom Riffkalk und -dolomit in den lagunären, undeutlich dickgebanten

Wettersteindolomit zu beobachten, welcher am Hundskogel (SE' außerhalb Abb. 4) laminare Fenstergefüge (LF-Gefüge), Grapestones und Dasycladaceen aufweist. Die Mächtigkeit dieses lagunären Wettersteindolomites dürfte max. 500 Meter betragen. Sein chronostratigraphischer Altersumfang reicht im nördlichen Toten Gebirge etwa vom Langobardium 3 (Oberes Oberladinium) bis in das oberste Julium 1 (Unterstes Karnium), siehe Abb. 6.

Auffälligerweise sind sowohl die Rifffazies, als auch die lagunäre Fazies der Wetterstein-Karbonatplattform in der, der Totengebirgsdecke im Norden vorgelagerten, Stauf-Höllengebirgsdecke noch wesentlich kalkiger erhalten (z.B. Sengsengebirge oder Kremsmauer) und zeigen im Gebiet des Hochedl-Reilerschneid-Zuges in der Kaltau NW' Steyrling auch eine weitaus mächtigere Riffentwicklung (vgl. Abb. 2). Das chronostratigraphische Alter der Wetterstein-Karbonatplattform sowie auch der Raminger Kalke des Kremsmauer-Sengsengebirgs-Zuges dürfte jedoch ähnlich jenem der Totengebirgsdecke sein und gemäß der paläogeographisch nördlicheren Position spätestens vom Langobardium 3 bis in das oberste Julium 1 (Unterkarn) reichen (vgl. Abb. 3).

4 ZUSAMMENFASSUNG DER FÜR DIE STRATIGRAFIE DER NÖRDLICHEN KALKALPEN BEDEUTSAMEN ERGEBNISSE

Abschließend können folgende stratigraphische Neuerkenntnisse aus der Bearbeitung des Mitteltriasprofils am Kasberg (Oberösterreich) gewonnen werden:

- Eine Zerteilung sowohl der Gutenstein-Formation in einen unteranisischen und mittelanisischen, als auch der Reifling-Formation in einen oberanisischen und ladinischen Anteil.
- Eine vor allem für das Tirolische Deckensystem gültige lithostratigraphische Definition der Gutenstein-Formation nach Hauer (1853), Stur (1871) und Pia (1930) als dünnbankigen-dünnschichtigen, dunkelgrauen-schwarzen, bituminösen, ebenflächigen Kalkstein mit gelegentlich Hornsteinkügelchen und einer dazu passenden Mikrofazies eines distalen, fossilarmen, meist Crinoiden- oder Radiolarien-führenden Beckensedimentes.
- Eine biostratigraphisch fundierte Erstdefinition der „mittelanisischen Knollenkalke“ (Moser 1992, 1993) der Oberen Gutenstein-Formation am Kasberg (Oberösterreich, Totengebirgsdecke), die als „Kasberg-(Sub-)formation“ bezeichnet werden könnten.
- Eine vorerst unter dem informellen Begriff des „Annaberger Kalkes“ zusammengefasste, mikrofazial fundierte Definition als dünn-, mittel- bis dickbankigen, meist bituminösen und dunkelgrauen, ebenflächig-welligschichtigen, feinspätigen Kalk- und/oder Dolomitstein mit Feinschichtungsgefügen, Crinoidenschuttkalken, Crinoiden-Brachiopodenkalken, Luchmellen aus Bivalven und Gastropoden, Dismikriten („Wurstelkalken“), Internbrekzien und Onkoiden, der in mäßiger Wassertiefe abgelagert wurde.
- Eine für die gesamten Nördlichen Kalkalpen gültige Definition der Steinalm-Formation als Algen (Dasycladaceen, Blau-Grünalgen)-, Onkoid-, Cortoid-, Foraminiferen-, Crinoiden-, Bivalven- und Gastropoden-führende, hellgraue, gut durchströmte Flachwasserkarbonate des mittleren Anisiums.
- Eine mikrofaziale Definition der Reifling-Formation als graue Radiolarien-führende Filamentmikrite oder -pelsparite mit ei-

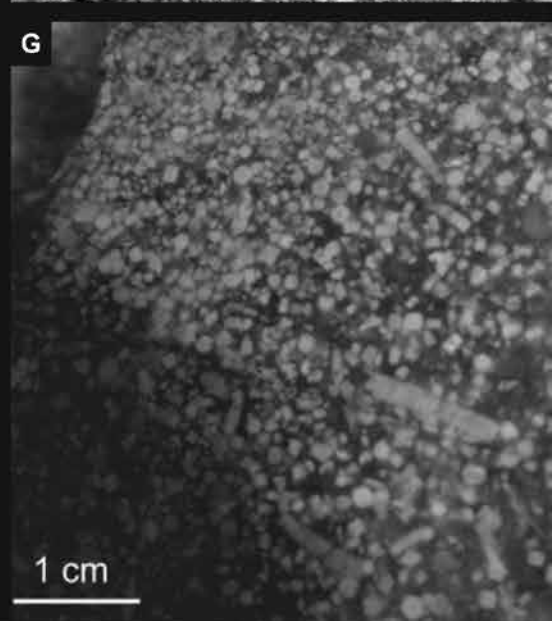
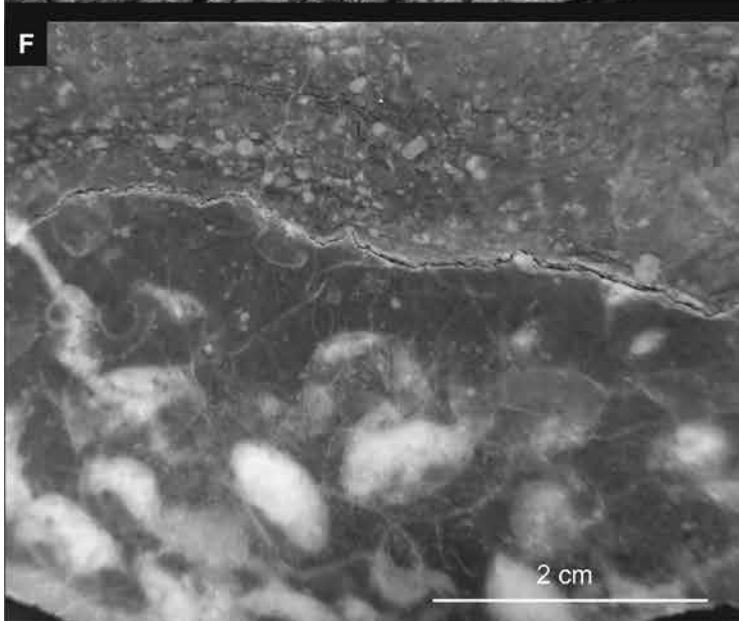
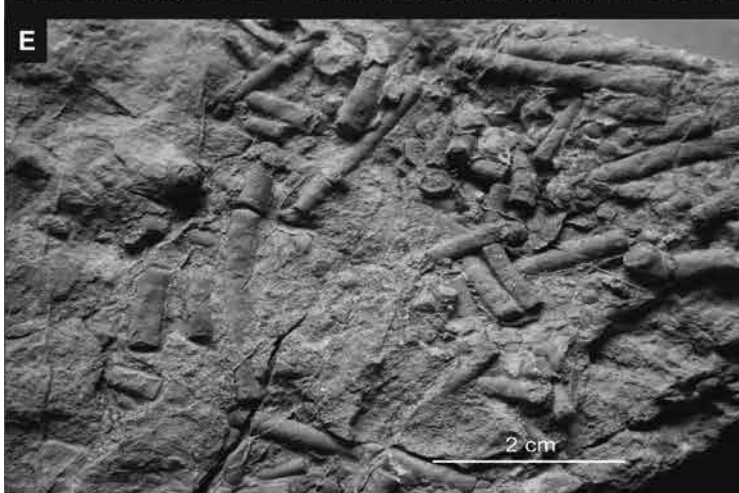
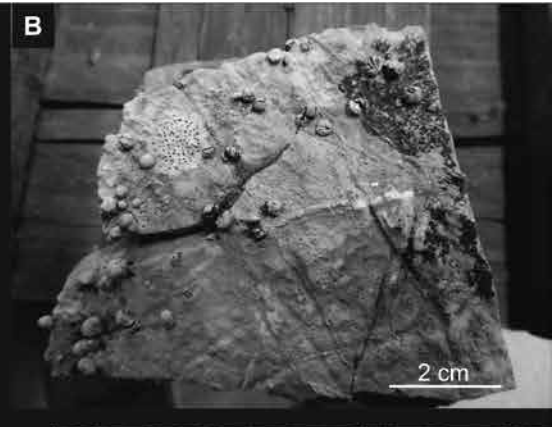
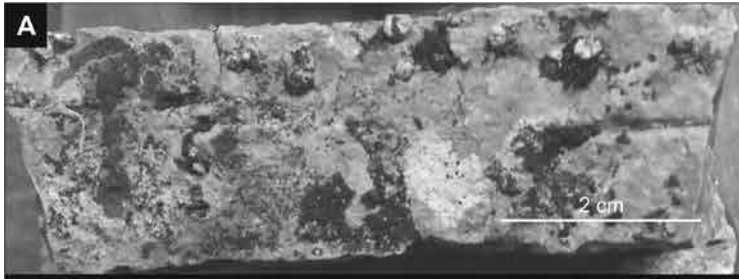
ner für die Mitteltrias typischen Fauna eines Beckensedimentes (Ammoniten, Conodonten, pelagische Bivalven).

- Eine mikrofaziell-lithologisch fundierte, für das Bajuvarische und Tirolische Deckensystem geltende Definition des Raminger Kalkes als „lithologisch zwischen Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk vermittelnder, dickbankiger, heller Kalk“ (Tollmann, 1966) bzw. als „reichlich Riff-Detritus führender allodapischer Bankkalk“ (Lein, 1989). Für die annähernd zeitgleichen allodapischen Bankkalk des Juvavischen Deckensystems wird der Begriff „Grafensteigkalk“ (Schneeberg-Decke) vorgeschlagen (Hohenegger & Lein, 1977).
- Eine biostratigrafisch fundierte Unterscheidung eines ladinisch-unterstkarnischen Wettersteinkalkes und -dolomites im Tirolischen Deckensystem der östlichen Nördlichen Kalkalpen von einem rein unterstkarnischen Wettersteinkalk im Bajuvarischen Deckensystem der östlichen Nördlichen Kalkalpen.

LITERATUR

- Arthaber, G.v. (1896): Die Cephalopodenfauna der Reiflinger Kalke. – Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients, 10: 1-111, 3 Abb., 10 Taf., Wien.
- Bechstäd, T. & Mostler, H. (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, 4: 1-74, 4 Tab., 3 Taf., Innsbruck.
- Brühwiler, Th., Hochuli, P.A., Mundil, R., Schatz, W. & Brack, P. (2007): Bio- and chronostratigraphy of the Middle Triassic Reifling Formation of the westernmost Northern Calcareous Alps. – Swiss journal of geosciences, 100: 443-455, Basel.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, Ph.L. & Fan, J.-X. (2017): Internationale Chronostratigrafische Tabelle, v 2017/02. – Internationale Stratigrafische Kommission (ICS).
- Egger, H. & Van Husen, D. (2007): Erläuterungen zu Blatt 67 Grünau im Almtal. – 18 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- Faupl, P. & Hamedani, A.: Ein Trachyt-Tuffit aus dem Reiflinger Kalk bei Göstling a.d. Ybbs, Niederösterreich. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 65: 109-116, 2 Abb., Wien.
- Flügel, E. & Kirchmayer, M. (1963): Typlokalität und Mikrofazies des Gutensteiner Kalkes (Anis) der nordalpinen Trias. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines Steiermark, 93: 106-136, 7 Abb., 4 Tab., 4 Taf., 2 Beil., Graz.
- Flügel, E. (2004): Microfacies of carbonate rocks – analysis, interpretation and application. – 976 S., 330 Abb., 151 Taf., Berlin-Heidelberg-New York.
- Geologische Bundesanstalt (2018): Multithematische geologische Karte von Österreich 1 : 1.000.000. – Webapplikation. <https://www.geologie.ac.at/services/webapplikationen/multithematische-geologische-karte/> (abgefragt am 05.09.2018).
- Gessner, D. (1966): Gliederung der Reiflinger Kalke an der Typlokalität Großreifling a.d. Enns (Nördliche Kalkalpen). – Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 116: 696-708, 5 Tab., 2 Taf., Hannover.
- Graversen, O., Jorgensen, K.Z., Krüger, Ch. & Solling, J. (1987a): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – 22 S., 8 Abb., 8 Prof., 4 Kt., Geol. B.-A., Wien.
- Graversen, O., Jorgensen, K.Z., Krüger, Ch. & Solling, J. (1987b): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 130: 272-279, Wien.
- Hagenguth, G., Pober, E., Göttinger, M.A. & Lein, R. (1982): Beiträge zur Geologie, Mineralogie und Geochemie der Pb/Zn-Vererzungen Annaberg und Schwarzenberg (Niederösterreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 125: 155-218, 21 Abb., 10 Tab., 6 Taf., Wien.
- Hauer, F.v. (1853): Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. – Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 4: 715-784, Wien.
- Henrich, R. (1983): Der Wettersteinkalk am Nordwestrand des tirolischen Bogens in den Nördlichen Kalkalpen: der jüngste Vorstoß einer Flachwasserplattform am Beginn der Obertrias. – Geologica et Palaeontologica, 17: 137-177, 7 Abb., 2 Tab., 9 Taf., Marburg.
- Hertweck, G. (1961): Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiete der Triesting und der Piesting. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, 12: 3-84, 6 Taf., Wien.
- Hohenegger, J. & Lein, R. (1977): Die Reiflinger Schichten des Schneeberg-Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, 24: 203-261, 7 Abb., 5 Taf., Wien.
- Hornung, Th. (2017): Kartierung Hoher Nock (Sengsenengebirge, UTM-Blatt 4201 Kirchdorf a.d. Krems): Aufnahmebericht, GWU Geologie-Wasser-Umwelt GmbH, 43 S., 1 Anh., Salzburg.
- Krainer, K. & Stingl, V. (1986): Perm, Unter- und Mitteltrias im Bereich von Wörgl bis Saalfelden (Exkursion E am 3. und 4. April 1986). – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines, N.F. 68: 93-103, Stuttgart.
- Kraus, O. & Schmidt-Thomè, P. (1967): Faziesverteilung in der alpinen Trias des Heiterwand-Gebietes (östl. Lechtaler Alpen, Tirol). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte 1967, 117-127, Stuttgart.
- Krystyn, L. & Lein, R. (1996): Exkursion A4. Triassische Becken- und Plattformsedimente der östlichen Kalkalpen. – In: Exkursionsführer 11. Sedimentologentreffen (1996), Geozentrum Wien, 23 S., Wien.
- Krystyn, L., Lein, R. & Richoz, S. (2008): Der Gamsstein: Werden und Vergehen einer Wetterstein-Plattform. – Journal of Alpine Geology, 49: 157-172, Wien.
- Lein, R. (1989): Neufassung des Begriffes Raminger Kalk (Oberladin – Unterkarn) auf mikrofazieller Grundlage. – In: Sediment '89: 4. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen in Innsbruck 18. - 21. Mai 1989, Kurzfassungen zu den Vorträgen und Posterpräsentationen (1989), 2 S., 1 Abb., Innsbruck.
- Lein, R., Krystyn, L. & Gawlick, H.-J. (2006): Werden und Vergehen einer anisischen Karbonatrampe am Beispiel des Steinalmkalkes (Pelsonikum, Nördliche Kalkalpen). – PANGEO Austria 2006, 172-173, Innsbruck.
- Lein, R., Gawlick, H.-J. & Krystyn, L. (2010): Die Annaberger Wende: Neudefinition der Annaberger-Formation als Ausdruck der ersten Öffnungsphase der Neotethys im Bereich der Ostalpen. – PANGEO 2010 Abstracts, Journal of Alpine

- Geology, 52: 165-166, Wien.
- Moser, M. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Bereich Kasberg – Meisenberg auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 135: 693-695, Wien.
- Moser, M. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 136: 573, Wien.
- Moser, M., Bryda, G., Draxler, I., Hohenegger, J., Krystyn, L., Piros, O. & Schlagintweit, F. (2007): Erste Ergebnisse einer Neukartierung des Scheibenberges und des Mendlingtales zwischen Lassing (Niederösterreich) und Palfau (Steiermark). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 147: 335-351, 48 Abb., Wien.
- Moser, M. & Piros, O. (2015): Neue biostratigrafische und lithostratigrafische Daten aus den niederösterreichischen Kalkvoralpen (Lassing, Göstling, Puchenstuben). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 155: 217-234, 4 Abb., 4 Taf., Wien.
- Moser, M. & Tanzberger, A. (2015): Mikrofazies und Stratigrafie des Gamssteines (Palfau, Steiermark). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 155: 235-264, 2 Abb., 10 Taf., Wien.
- Moshhammer, B. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 135: 695-696, Wien.
- Moshhammer, B. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 136: 574-575, Wien.
- Moshhammer, B. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 137: 461-462, Wien.
- Moshhammer, B. (1997): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 140: 366-370, Wien.
- Moshhammer, B. (1998): Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 141: 264-266, Wien.
- Moshhammer, B. (2000): Bericht 1998 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 142: 392-393, Wien.
- Mostler, H. (1972): Ein Beitrag zur Genese mitteltriassischer Crinoidenkalke im Gebiet von Reutte, Tirol (Nördliche Kalkalpen). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, 2: 1-21, Innsbruck.
- Nittel, P. (2006): Beiträge zur Stratigrafie und Mikropaläontologie der Mitteltrias der Innsbrucker Nordkette (Nördliche Kalkalpen, Austria). – Geo.Alp, 3: 93-145, 18 Abb., 12 Taf., Innsbruck.
- Pia, J. (1924): Geologische Skizze der Südwestecke des Steineren Meeres bei Saalfelden mit besonderer Rücksicht auf die Diploporengesteine. – Akademie der Wissenschaften Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse Sitzungsbericht, Abt. I, 132: 35-79, Wien.
- Pia, J. (1930): Grundbegriffe der Stratigrafie. Mit ausführlicher Anwendung auf die europäische Mitteltrias. – 252 S., 3 Abb., Wien-Leipzig.
- Piller, W., Egger, H., Erhart, C.W., Gross, M., Harzhauser, M., Hubmann, B., Van Husen, D., Krenmayr, H.G., Krystyn, L., Lein, R., Lukeneder, A., Mandl, G.W., Rögl, F., Roetzel, R., Rupp, C., Schnabel, W., Schönlaub, H.P., Summesberger, H., Wagreich, M., Wessely, G. (2004): Die Stratigrafische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Österreichische Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigrafische Kommission, Wien.
- Plöschinger, B. (1963): Bericht 1962 über Aufnahmen zwischen dem Hengstsattel und St.Gallen (Blatt 4953). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1963, A 38-40, Wien.
- Salaj, J., Borza, K., Samuel, O. (1983): Triassic Foraminifers of the West Carpathians. – 213 S., 157 Taf., Bratislava.
- Sarnthein, M. (1966): Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. – Berichte des Naturwissenschaftlichen-Medizinischen Vereines Innsbruck, 54: 33-59, 5 Abb., Innsbruck.
- Spengler, E. (1931): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Schneeberg – St.Ägyd. – 108 S., 1 Taf., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- Spengler, E. (1951): Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone. – In: Schaffer, F.X.: Geologie von Österreich, 302-413, Wien.
- Stur, D. (1865): Über die Formationen des bunten Sandsteines und des Muschelkalkes in Ober-Schlesien und die Versteinerungen. – Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 15: 242-248, Wien.
- Stur, D. (1871): Geologie der Steiermark. Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Herzogtumes Steiermark. – 654 S., Graz.
- Summesberger, H. & Wagner, L. (1971): Der Lithostratotypus des Gutensteiner Kalkes. – Annalen des Naturhistorischen Museums Wien, 75: 343-356, 2 Abb., 3 Taf., 1 Prof., Wien.
- Summesberger, H. & Wagner, L. (1972): Der Stratotypus des Anis (Trias). – Annalen des Naturhistorischen Museums Wien, 76: 515-538, 4 Abb., 1 Taf., 1 Prof., Wien.
- Tollmann, A. (1966): Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien, 58: 103-207, 4 Taf., Wien.
- Tollmann, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – 580 S., Wien.
- Velledits, F., Dörr, W., Blau, J., Krystyn, L. & Moser, M. (2014): Correlation between biochronological and geochronological age data from a Middle Triassic section (Reifling Fm.) of the Northern Calcareous Alps. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 85: 590-591, 1 Abb., Frankfurt.
- Wagner, L. (1970): Die Entwicklung der Mitteltrias in den östlichen Kalkvoralpen im Raum zwischen Enns und Wiener Becken. – Dissertation Universität Wien, 203 S., Wien.



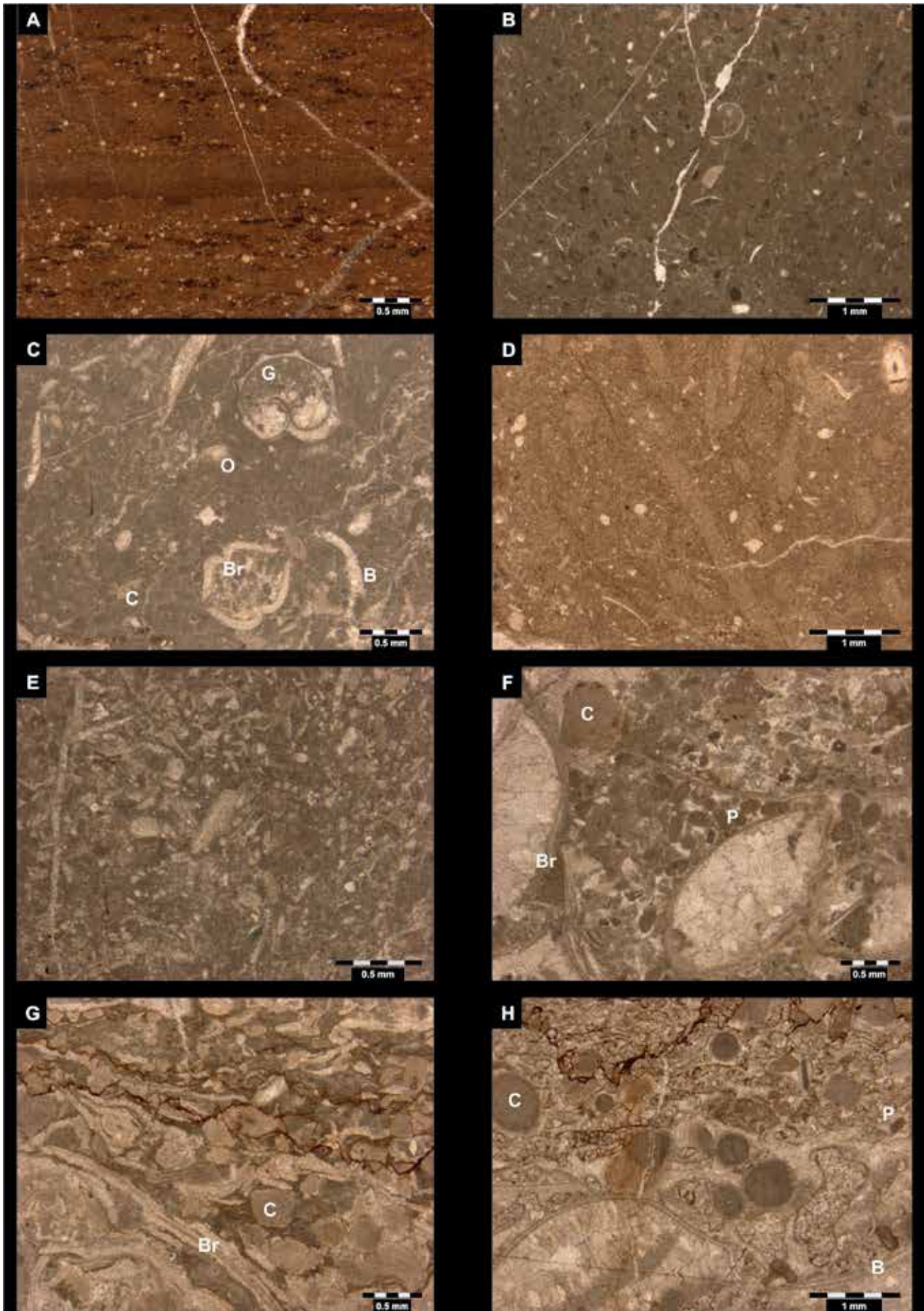
TAFEL 1

Formationen und Lithologien des Anisiums am Kasberg (Oberösterreich)

- A, B: Dünnbankiger, ebenflächiger, dunkelgrauer Kalkstein mit Hornsteinkügelchen der Unteren Gutenstein-Formation; Lokalität: Hochstein (K.1405), Forstweg 1176m SH; Probe: Moshammer und Foto: Moser
- C: Mittelbankiger, welligschichtiger, braungrauer Kalkstein der Oberen Gutenstein-Formation (= „Mittelanisischer Knollenkalk“); Lokalität: Rabenstein, 1140m SH; Foto: Moser; Hammerstiel: 50 cm
- D: Mittelbankiger, dunkelgrauer, mergeliger Kalkstein der Unteren Reifling-Formation mit dunkelgrauem „Maierackmergel“; Lokalität: Sulzkogel, 940m SH (Palfau, Steiermark); Foto: Moser; Hammerstiel: 50 cm
- E: Dünnbankiger, dunkelgrauer, ebenflächiger Kalkstein mit großen Crinoidenstielen, Gutenstein-Formation; Lokalität: Hochstein (K. 1405), Forststraßenende 1170m SH; Probe: Moshammer und Foto: Moser
- F: Dickbankiger, welligschichtiger, mittelgrauer tempestitischer Crinoiden-Brachiopoden-Packstone in der Fazies des Annaberger Kalkes; Lokalität: Hochstein (K. 1405), 1360m SH; Probe: Moshammer, Anschliff und Foto: Moser
- G: Dunkelgrauer, geschichteter Crinoidensparit bzw. Grainstone (Encrinite) in der Fazies des Annaberger Kalkes; Lokalität: Kasbergstraße, 1355m SH; Probe: Moshammer und Foto: Moser

Formations and lithologies of the Anisian within the Kasberg region (Upper Austria)

- A, B: Thin and planar bedded, dark-grey limestone with tiny chert concretions, Lower Gutenstein Formation; locality: Hochstein (pt. 1405), forest road, 1176m a.s.l.; sample: Moshammer, photo: Moser
- C: Medium bedded and wavy bedded brown-greyish limestone of the Upper Gutenstein Formation (= „Mittelanisischer Knollenkalk“); locality: Rabenstein, 1140m a.s.l.; photo: Moser, hammer: 50 cm
- D: Medium bedded, dark grey, marly limestone of the Lower Reifling Formation, including dark grey „Maierack marls“; locality: Sulzkogel, 940m a.s.l. (Palfau, Styria); photo: Moser, hammer: 50 cm
- E: Thin and planar bedded, dark grey limestone with large crinoid columnals, Gutenstein Formation; locality: Hochstein (pt. 1405), end of forest road, 1170m a.s.l.; sample: Moshammer, photo: Moser
- F: Thick bedded and wavy bedded, medium grey, tempestitic crinoid-brachiopod-packstone, facies of Annaberg limestone; locality: Hochstein (pt. 1405), 1360m a.s.l.; sample: Moshammer, polished section and photo: Moser
- G: Dark grey, thin bedded encrinite (biosparite, grainstone), facies of Annaberg limestone; locality: Kasbergstraße, 1355m a.s.l.; sample: Moshammer, photo: Moser



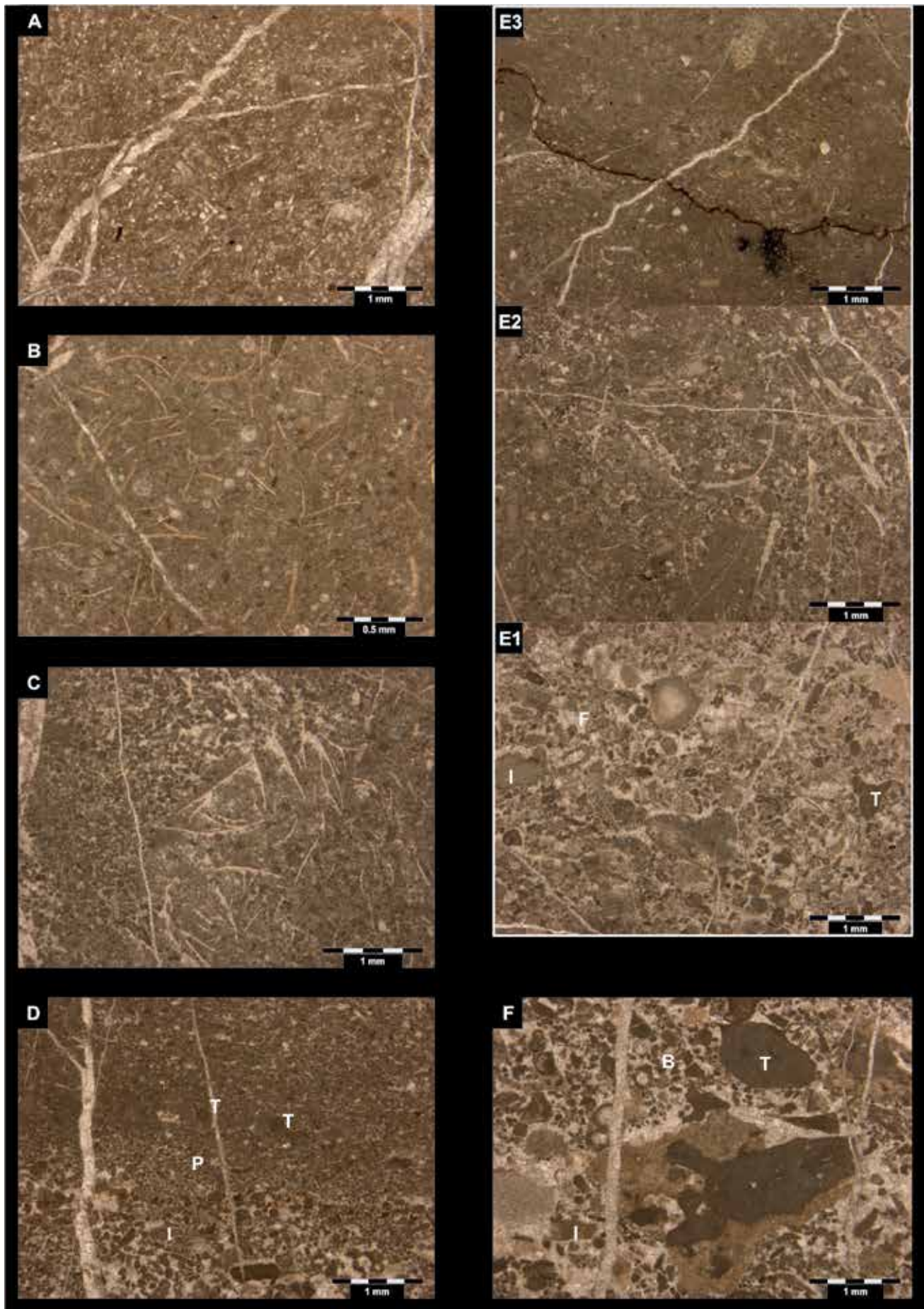
TAFEL 2

Mikrofaziesbilder aus der Unteren und Oberen Gutenstein-Formation sowie aus der Fazies des Annaberger Kalkes

- A: Mikrofazies der Unteren Gutenstein-Formation (Bithynian): Dünnbankiger, dunkelgrauer, feinschichtiger Biomikrit und -siltit mit lagenweise angereicherten Radiolarien (Spumellarien) und etwas feinen Crinoidenbruchstücken; Lokalität: Roßschopf-SE-Kante, 1280m SH; Probe: Moshammer
- B: Mikrofazies der Oberen Gutenstein-Formation („Mittelanisischer Knollenkalk“, Pelsonian): Dunkelgrauer Biopelmikrit (Wacke-/Packstone) mit Crinoiden- und kleinen Bivalvenbruchstücken und Gastropoden sowie mit Pellets und Schlammpeleiden; Lokalität: Kasbergstraße, 1370m SH; Probe: Moshammer
- C: Mikrofazies der Oberen Gutenstein-Formation („Mittelanisischer Knollenkalk“, Pelsonian): Mittelgrauer Biopelmikrit und -sparit (Wacke-/Packstone) mit Crinoiden (C), Bivalven (B), Gastropoden (G), Brachiopoden (Br) und Ostracoden (O); Lokalität: Forststraße E' Rabenstein, 1090m SH; Probe: Moshammer
- D: Mikrofazies der Oberen Gutenstein-Formation („Mittelanisischer Knollenkalk“, Pelsonian): Bioturbater, dunkelgrauer Biomikrit (Dismikrit, Wackestone), reich an Crinoidenbruchstücken sowie mit Seeigelstacheln und vereinzelt dünnchaligen Bivalven; Lokalität: Forststraße S' Hochstein (K. 1405), 1170m SH; Probe: Moshammer
- E: Mikrofazies einer dickbankigen Einschaltung in der Fazies des Annaberger Kalkes (Pelsonian): Lichtgrauer Crinoiden-Packstone; Lokalität: Hochstein-Gseng, 1115m SH; Probe: Moshammer
- F, G: Mikrofazies einer dickbankigen Einschaltung in der Fazies des Annaberger Kalkes (Pelsonian): Mittelgrauer, tempestitischer Crinoiden (C)-Brachiopoden (Br)-Packstone/Grainstone mit gut zugerundeten Mikritintraklasten (P) sowie Pellets; Lokalität: Hochstein, 1360m SH; Probe: Moshammer
- H: Mikrofazies einer dickbankigen Einschaltung in der Fazies des Annaberger Kalkes (Pelsonian): Dunkelgrauer, geschichteter Biosparit (Grain-/Rudstone) aus Crinoiden (C), Bivalven (B) und Brachiopoden sowie mit rundlich oder plattig zugerundeten Mikritintraklasten (P) und mit beginnender Dolomitisierung; Lokalität: Kasbergstraße, 1355m SH; Probe: Moshammer

Microfacies of the Lower and Upper Gutenstein Formation and of Annaberg Limestone facies

- A: Microfacies of the Lower Gutenstein Formation (Bithynian): thin bedded, laminated, dark grey biomicrite and -siltite with layers rich in radiolarians (Spumellaria) and with small crinoid fragments; locality: SE-edge of Roßschopf, 1280m a.s.l.; sample: Moshammer
- B: Microfacies of the Upper Gutenstein Formation („Mittelanisischer Knollenkalk“, Pelsonian): dark grey biopelmicrite (wacke-, packstone) with crinoid ossicles, small shell fragments and gastropods and with pellets and peloids; locality: Kasbergstraße, 1370m a.s.l.; sample: Moshammer
- C: Microfacies of the Upper Gutenstein Formation („Mittelanisischer Knollenkalk“, Pelsonian): medium grey biopelmicrite, -sparite (wacke-, packstone) with crinoid fragments (C), shells (B), gastropods (G), brachiopods (Br) and ostracods (O); locality: forest road E' Rabenstein, 1090m a.s.l.; sample: Moshammer
- D: Microfacies of the Upper Gutenstein Formation („Mittelanisischer Knollenkalk“, Pelsonian): bioturbated dark grey biomicrite (dismicrite, wackestone), with crinoid particles, echinoid spines and occasional thin walled shells; locality: forest road S' Hochstein (pt. 1405), 1170m a.s.l.; sample: Moshammer
- E: Microfacies of the thick bedded type of Annaberg limestone (Pelsonian): light grey crinoid-packstone; locality: Hochstein-Gseng, 1115m a.s.l.; sample: Moshammer
- F, G: Microfacies of the thick bedded type of Annaberg limestone (Pelsonian): medium grey tempestitic crinoid (C)-brachiopod (Br)-packstone/-grainstone with plasticlasts (P) and pellets; locality: Hochstein, 1360m a.s.l.; sample: Moshammer
- H: Microfacies of the thick bedded type of Annaberg limestone (Pelsonian): dark grey layered biosparite (grain-, rudstone) of crinoid elements (C), shells (B), brachiopods, subrounded micritic mud pebbles (P), with beginning dolomitization; locality: Kasberg road, 1355m a.s.l.; sample: Moshammer



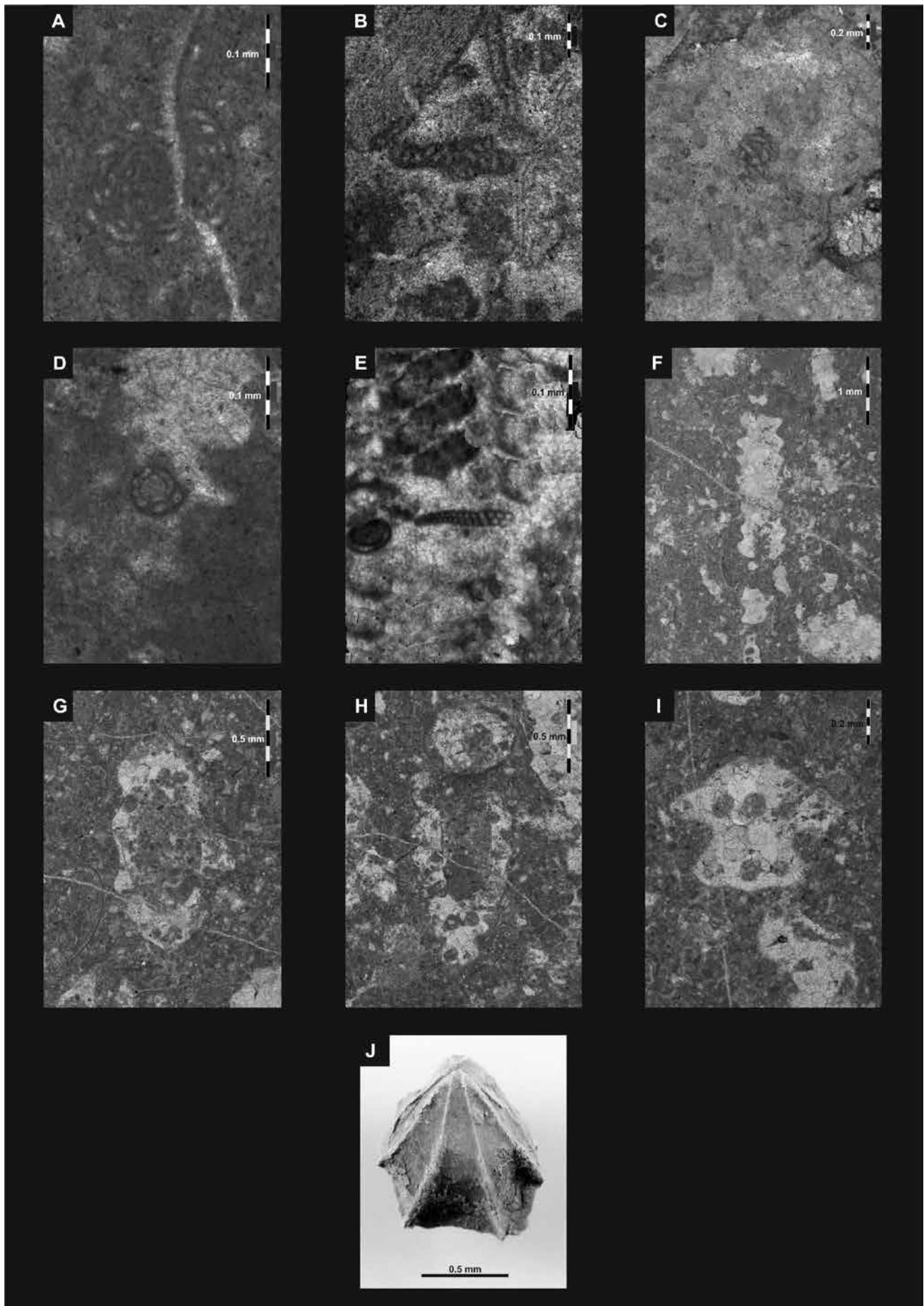
TAFEL 3

Mikrofaziesbilder aus der Reifling-Formation und aus dem Raminger Kalk

- A: Mikrofazies der Unteren Reifling-Formation (Illyrium): Dunkelgrauer, crinoidenreicher Packstone mit etwas Filamenten und reichlich Kieselschwammnadeln; Lokalität: Moltortalstraße, 810m SH; Probe: Moshammer
- B: Mikrofazies der Oberen Reifling-Formation („Knollenkalk-Member“, Fassanium): Mittelgrauer Biopelmikrit (Wackestone) mit Radiolarien und Filamenten (= Radiolarien-führender Filamentmikrit); Lokalität: Moltortalstraße, 790m SH; Probe: Moshammer
- C: Mikrofazies der Detritus-führenden Oberen Reifling-Formation („Bankkalk-Member“, Fassanium): Mittelgrauer Biopelmikrit und -sparit mit Filamenten und resedimentierten Peloidsanden (Grain-, Packstone); Lokalität: Moltortalstraße, 740m SH; Probe: Moshammer
- D: Mikrofaziesbild des Raminger Kalkes: Deutlich gradierter, allodapischer Feinschuttkalk (Grainstone, Packstone bzw. Intrabiopelsparit/-mikrit) mit reichlich resedimentierten Peloiden (P) und Bahamitpeloiden aus dem Flachwasserbereich sowie mit kleinen, kantengerundeten Intraklasten (I) und vereinzelt umgelagerten Tubiphyten (T); Lokalität: Moltortalstraße, 737m SH; Probe: Moshammer
- E₁₋₃: Mikrofaziesbild des Raminger Kalkes: Gradierter Abfolge von E₁: Intrabiopelsparit (Grainstone, Rudstone) mit kantigen oder kantengerundeten Intraklasten (I), Bahamitpeloiden, umgelagerten Tubiphyten (T), Crinoiden, Foraminiferen (F) und Ostracoden; E₂: Filament-führender Biopelmikrit bis -sparit (Packstone, Grainstone) mit viel Crinoidenbruchstücken, Ostracoden, Foraminiferen und Bahamitpeloiden; E₃: Biomikrit (Wackestone) mit Filamenten, Radiolarien, Crinoidenbruchstücken und Ostracoden (Autochthonsediment); Lokalität: Forststraße Zösenbach, 600m SH; Probe: Moshammer
- F: Mikrofaziesbild des Raminger Kalkes: Undeutlich geschichteter, schlecht sortierter, grobdetritischer Kalk (Grainstone, Rudstone bzw. Intrabiopelsparit) mit Bahamitpeloiden (B), häufig kantengerundeten Intraklasten (I), vereinzelt Foraminiferen, Crinoiden, umgelagerten Tubiphytenbruchstücken (T) und Algen aus dem Flachwasserbereich; Lokalität: Forststraße Zösenbach, Brücke bei 630m SH; Probe: Moshammer

Microfacies of the Reifling Formation and the Raming Limestone

- A: Microfacies of the Lower Reifling Formation (Illyrian): dark grey packstone, rich in crinoids, with some filaments and abundant siliceous sponge spicules; locality: Moltortal road, 810m a.s.l.; sample: Moshammer
- B: Microfacies of the Upper Reifling Formation („Knollenkalk-Member“, Fassanian): medium grey biopelmicrite (wackestone) with radiolarians and filaments (radiolarian-bearing filament micrite); locality: Moltortal road, 790m a.s.l.; sample: Moshammer
- C: Microfacies of the detritic Upper Reifling Formation („Bankkalk-Member“, Fassanian): medium grey biopelmicrite and -sparite, containing filaments and accumulations of redeposited peloids; locality: Moltortal road, 740m a.s.l.; sample: Moshammer
- D: Microfacies of the Raming Limestone: Graded bedded, alldapic limestone (grainstone, packstone or intrabiopelsparite, -micrite) with abundant redeposited peloids (P) and Bahamite grains from a shallow-marine environment as well as with small subangular intraclasts (I) and scattered resedimented *Tubiphytes* (T); locality: Moltortal road, 737m a.s.l.; sample: Moshammer
- E₁₋₃: Microfacies of the Raming Limestone: graded bedded sequence of E₁: intrabiopelsparite (grainstone, rudstone) containing angular and subangular intraclasts (I), Bahamite grains, redeposited bioclasts like *Tubiphytes* (T), crinoids, foraminifers (F) and ostracods; E₂: filament bearing biopelmicrite to -sparite (packstone, grainstone) with numerous crinoid ossicles, ostracods, foraminifers and Bahamite grains; E₃: biomicrite (wackestone) with filaments, radiolarians, crinoid ossicles and ostracods (autochthonous sediment); locality: forest road Zösenbach, 600m a.s.l.; sample: Moshammer
- F: Microfacies of the Raming Limestone: vaguely bedded, poorly sorted, coarse grained limestone (grainstone to rudstone, intrabiopelsparite) with Bahamite grains (B), frequent subangular intraclasts (I), occasional foraminifers, crinoids, redeposited fragments of *Tubiphytes* (T) and algae from a shallow-marine environment; locality: forest road Zösenbach, bridge at 630m a.s.l.; sample: Moshammer



TAFEL 4

Leitfossilien des Anisiums aus der Gutenstein-, Steinalm- und Reifling-Formation inklusive Raminger Kalk

- A: *Pilamina densa* Pantić, Obere Gutenstein-Formation, Pelsonium; Lokalität: 200m SE' K. 1747 (Kasberg), 1700m SH; Probe: Moshhammer
- B: *Pilaminella grandis* Salaj, Steinalm-Formation, Pelsonium; Lokalität: 400m N' Langscheidalm, 955m SH; Probe: Moshhammer
- C: *Meandrospira deformata* Salaj, Annaberger Kalk, Pelsonium; Lokalität: 770m W' K. 1647 (Roßschopf), 1290m SH; Probe: Moser
- D: *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidè, Steinalm-Formation, Pelsonium; Lokalität: 400m N' Langscheidalm, 940 m SH; Probe: Moshhammer
- E: *Turritellella mesotriassica* Koehn-Zaninetti, Raminger Kalk, Langobardium; Lokalität: Forststraße Moltertal, 740m SH; Probe: Moshhammer
- F, G, H, I: *Physoporella pauciforata undulata* Pia, Steinalm-Formation, Pelsonium; Lokalität: Forststraße Moltertal, 820m SH; Probe: Moshhammer
- J: *Tetractinella trigonella* Schlotheim, Untere Reifling-Formation, Illyrium; Lokalität: Kasbergalm, 1520m SH; Foto aus: Graversen et al. (1987)

Index fossils of the Anisian from the Gutenstein Formation, the Steinalm Formation and the Reifling Formation including the Raming Limestone

- A: *Pilamina densa* Pantić, Upper Gutenstein Formation, Pelsonian; locality: 200m SE' pt. 1747 (Kasberg), 1700m a.s.l.; sample: Moshhammer
- B: *Pilaminella grandis* Salaj, Steinalm Formation, Pelsonian; locality: 400m N' Langscheidalm, 955m a.s.l.; sample: Moshhammer
- C: *Meandrospira deformata* Salaj, Annaberg Limestone, Pelsonian; locality: 770m W' pt. 1647 (Roßschopf), 1290m a.s.l.; sample: Moser
- D: *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidè, Steinalm Formation, Pelsonian; locality: 400m N' Langscheidalm, 940 m a.s.l.; sample: Moshhammer
- E: *Turritellella mesotriassica* Koehn-Zaninetti, Raming Limestone, Langobardian; locality: forest road Moltertal, 740m a.s.l.; sample: Moshhammer
- F, G, H, I: *Physoporella pauciforata undulata* Pia, Steinalm Formation, Pelsonian; locality: forest road Moltertal, 820m a.s.l.; sample: Moshhammer
- J: *Tetractinella trigonella* Schlotheim, Lower Reifling Formation, Illyrian; locality: Kasbergalm, 1520m a.s.l.; illustration from Graversen et al. (1987)

