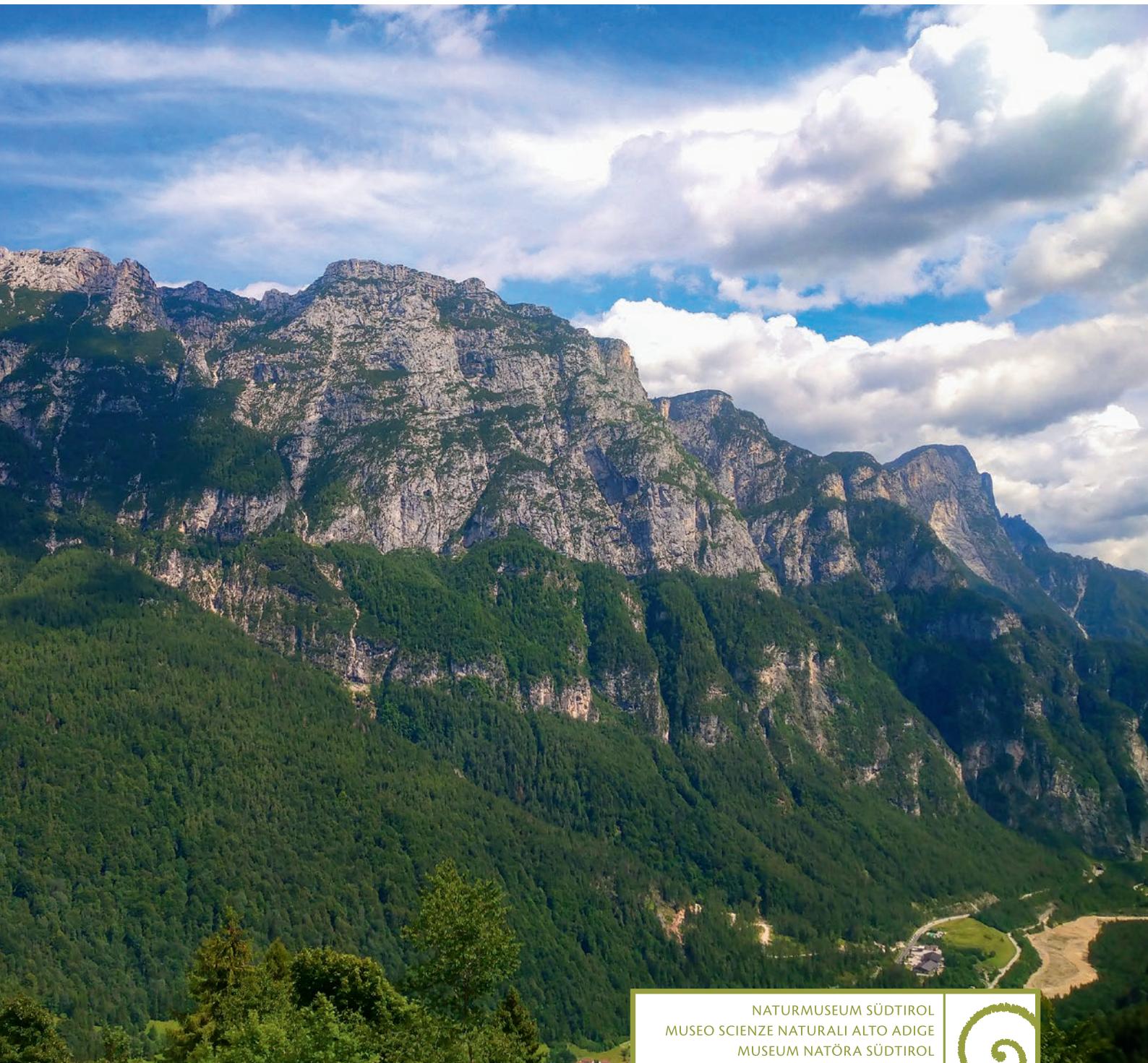


Geo.Alp

Versante occidentale del M. Alto di Pelsa visto da Bogo, vicino a Cencenighe, valle del Cordevole
Western slope of M. Alto di Pelsa from Bogo near Cencenighe, valle del Cordevole (Photo: Gianluigi Trombetta)



NATURMUSEUM SÜDTIROL
MUSEO SCIENZE NATURALI ALTO ADIGE
MUSEUM NATÖRA SÜDTIROL

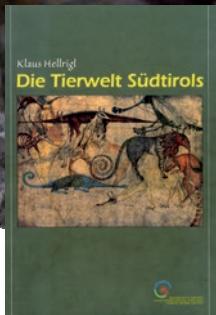


BIODIVERSITY CENTER



Veröffentlichungen

des Naturmuseums Südtirol



Kommentiertes systematisch-faunistisches Verzeichnis der auf dem Gebiet der Provinz Bozen Südtirol lebenden und ausgestorbenen bekannten Tierarten.

Klaus Hellrigl: *Die Tierwelt Südtirols*; 1996, 831 S., ISBN: 88-7014-922-6, € 10; Verlag: Naturmuseum Südtirol



Die Tagfalter Südtirols in beeindruckenden Bildern und präziser Charakterisierung – ein umfassender Führer für Forscher, Schmetterlingsexper-ten und interessierte Laien.

Peter Huemer: *Die Tagfalter Südtirols*, 2004, 232 S. ISBN 978-3-85256-280-3 € [I] 42,-/€ [O/A] 44,40,- Folio Verlag



Der komplette Katalog der wild wachsenden Farn- und Blütenpflanzen Südtirols: mit Namen, Status, Quellenzitaten, Angabe der Verbreitung und Frequenz nach Landesteilen.

Thomas Wilhalm, Harald Niklfeld, Walter Gutermann: *Katalog der Gefäßpflanzen Südtirols*, 2006, 216 s. ISBN 978-3-85256-325-1, € [I] 26,50,-/€ [O/A] 28,00; Folio Verlag



Zum 150. Geburtstag des Naturhistorikers, Sammlers und Malers Georg Gasser. Katalogbuch zur gleichnamigen Ausstellung im Naturmuseum Südtirol.

Patrick Gasser und Benno Baumgarten; Ex coll. Georg Gasser (1857 - 1931), 2007, 272 S., ISBN: 10-88-87108-01-3 ISBN-13: 978-88-87108-01-9, € 19. Verlag: Naturmuseum Südtirol



Eine Reise in die Vergan- genheit eines der ältesten Gebäude Bozens.

Helmut Stampfer (Hg.), Das Landesfürstliche Amtshaus in Bozen, 2008. Mit Beiträgen (in Deutsch und Italienisch) von Benno Baumgarten, Martin Laimer, Lorenzo Dal Ri, Walter Schneider, Helmut Stampfer, Vito Zingerle, 112 S., ISBN 978-3-85256-373-2, € [I] 23,60/€ [D/A] 25,-/sFr 43,90; Folio Verlag



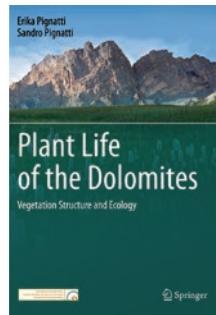
Dieser Band dokumentiert fotografisch und mit präziser wissenschaftlicher Charak- terisierung die mittel- und osteuropäischen Flusskrebsar- ten und deren historische und aktuelle Verbreitung sowie Gefährdung.

Leopold Fürreder (Hg.), *Fluss- krebs. Biologie – Ökologie – Gefährdung*, 2009, 144 S., durchgehend farb. Abb., ISBN: 978-3-85256-406-7, € [D/A] 28,00/ € [I] 26,50/-sFr 48,20; Folio Verlag



Dieses Buch ist die bislang umfassendste Darstellung der Farne und Farnverwandten in Südtirol.

Reinhold Beck, Thomas Wilhalm, *Die Farne Südtirols*, 2010, gebunden, 172 S., 21,5 x 28,5 cm, ISBN: 978-88-87108-03-3, € 35; Verlag: Naturmuseum Südtirol



Ein umfassendes Werk über die Vegetation der Dolomiten.

Erika Pignatti, Sandro Pignatti *Plant Life of the Dolomites, Vol. 1: Vegetation Structure and Ecology* (2014), XXXVII, 771 p. 503 illus., 16 illus. in color. ISBN: 978-3-642-31042-3 (Print), 978-3-642-31043-0 (Online)
Vol. 2: Vegetation Tables (2016), IX, 557 p. 15 illus. ISBN: 978-3-662-48031-1 (Print), 978-3-662-48032-8 (Online)
Vol. 3: Atlas of Flora (2017), VIII, 489 p. 391 illus. in color ISBN: 978-3-662-53049-8 (Print), 978-3-662-53051-1 (Online); Springer Verlag in Zusammenarbeit mit dem Naturmuseum Südtirol



Das bislang erste zusammenfassende Werk zur Paläobotanik Italiens.

Evelyn Kustatscher, Guido Roghi, Adele Bertini und Antonella Miola (Hg.), La storia delle piante fossili in Italia – Palaeobotany of Italy, 2014
 395 S. gebunden, durchgehend farb. Abb., ISBN: 978-88-87108-06-4, € 25,00; Verlag: Naturmuseum Südtirol



Erste Sammlung der historisch gewachsenen, deutschen, ladinischen und italienischen geografischen Namen Südtirols.

Die Flurnamen Südtirols Inoms di poss de Südtirol Sammlung-Kartografie-Datenbank
 103 S. gebunden, durchgehend farbige Abb., 2 DVDs mit 3D-Navigation und Flurnamen-Datenbank ISBN 978-88-87108-07-1 (dt. Ausgabe); 978-88-87108-08-8 (ital. Ausgabe), € 19,80, Verlag: Naturmuseum Südtirol

PUBLICATION OF THE MUSEUM OF NATURE SOUTH TYROL

Geo.Alp

VOLUME 18 / 2021



BIODIVERSITY CENTER

GEO.ALP

Geo.Alp is an annual journal of the Museum of Nature South Tyrol (Bozen/Bolzano, Italy). Geo.Alp is the successor of the former "Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck" and is dedicated to all aspects of alpine geology. In the years 2004–2016, the journal was published jointly with Institute of Geology at the University of Innsbruck (Austria). Since 2017, the journal is published solely by the Museum of Nature South Tyrol. Topics include regional geology, structural deformation, stratigraphy, sedimentology, palaeontology, palaeoecology, mineralogy, petrology, mining, physical geography, geophysics, geoarchaeology and the history of geoscientific investigation of the Alps. The journal is issued once a year but papers can be submitted all year round. Articles may range in length from short communications to longer papers with more extensive documentation (figures, tables, plates). All submitted articles are subject to review by experts in the respective field of research and will appear as "in press" on the journal homepage as soon as they are reviewed and processed for the journal's layout style.

IMPRINT

Publisher:

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

Editorial Committee:

Benno Baumgarten, Museum of Nature South Tyrol, Bozen/Bolzano (Italy), petrography
Massimo Bernardi, MUSE, Trento (Italy), palaeozoology
Paolo Ferretti, MUSE, Trento (Italy), mineralogy
Piero Gianolla, University of Ferrara, geology and stratigraphy
Evelyn Kustatscher, Museum of Nature South Tyrol, Bozen/Bolzano (Italy), palaeobotany
Volkmar Mair, Amt für Geologie und Baustoffprüfung/Ufficio Geologia e prove materiali, Kardaun (Italy), mapping, mineralogy, and tectonics
Christoph Spötl, Institute of Geology, University of Innsbruck (Austria), geochemistry

Graphic/layout:

Typoplus, Frangart

Editors in chief, Geo.Alp 17:

Thomas Koch Waldner, Deutsches Bergbau-Museum Bochum, Bochum (Germany)
Mathias Mehofer, Archaeological Science, University Vienna (Austria)
Benno Baumgarten, Museum of Nature South Tyrol, Bozen/Bolzano (Italy)

Responsible director:

Dr. David Gruber, Museum of Nature South Tyrol, Bozen/Bolzano (Italy)
Approval number 12/2004 from 2004, November, 5, of the regional court of Bozen/Bolzano

ISSN 1824-7741

Print/press:

Printed in Italy

Homepage:

www.natura.museum/de/forschung/publikationen
www.natura.museum/it/ricerca/pubblicazioni

© 2021

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced, stored in retrieval systems or transmitted in any form, without the written permission of the copyright owner.



Geomorphologische Aufnahme tiefgreifender gravitativer Hangdeformationen am Breitenberg (Schafberggruppe, Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich)

Geomorphological survey of deep-seated gravitational rock slope deformations on Breitenberg (Schafberg mountain group, Northern Calcareous Alps, Upper Austria)

→ Hans Jörg Laimer

Weinbach 15, 5360 St. Wolfgang i. S., joerg.laimer@gmx.at

ABSTRACT

So far, no major landslides were known within the Northern Calcareous Alps in the area of the Austrian geological map sheet 65 Mondsee (VAN HUSEN, 1989). As an addition to the existing knowledge base and as evidence of the existence of deep-seated landslides, geomorphological mapping was carried out in the southern flank of the 1412 m heighted Breitenberg (Schafberg mountain group, Salzkammergut Prealps). Geomorphological features such as ridge top depressions, antislope scarps, benches and trenches confirmed the presence of deep-seated gravitational slope deformations. According to their restricted vertical extension (approximately 300 m) they can be classified as rock slope deformations within the updated VARNES classification (HUNGR. ET AL., 2014). The strike-oriented formation of geomorphological features on the slopes gives reason for a litho-structural classification as “deep-seated gravitational slope deformation along a cataclinal slope” (MARIANI & ZERBONI, 2020). Glacial oversteepening of the slopes and intermediate layers of weak marlstones within the S-dipping Plattenkalk formation are considered as the relevant landslide predisposing factors. Currently an age determination is not possible. The relict slope deformations lead to any consequences for the existing agricultural and forestry utilisation in the area.

KEY WORDS

Northern Calcareous Alps, Plattenkalk, landslides, cataclinal slope, glacial oversteepening, geomorphological mapping

1. EINLEITUNG

Die großen Massenbewegungen des Salzkammerguts, welches sich fast gänzlich mit den Blättern 66 Gmunden (EGGER, 1996), 95 St. Wolfgang (PLÖCHINGER, 1982) und 96 Bad Ischl (SCHÄFFER, 1982) der österreichischen geologischen Karte 1:50.000 abdecken lässt, sind mittlerweile kartiert und sehr gut untersucht. Neben den verwitterungsanfälligen flyschoiden Gesteinen der Voralpen und der intramontanen Gosaubecken treten die meisten Hangbewegungen im Salinar der juvavischen Hallstätter Schollen auf. Einen entsprechenden Überblick bieten die Erläuterungen zu den Kartenblättern 95 (PLÖCHINGER, 1982) und 96 (LOTTER & ROHN, 2012) bzw. FELLNER (1996) für Blatt 66. Nur im kalkalpinen Anteil des Blattes 65 Mondsee (VAN HUSEN, 1989), der in der Schafberggruppe noch dem Salzkammergut zugerechnet wird, waren nach VAN HUSEN & EGGER (2014) bisher keine größeren Massenbewegungen bekannt. Die kompetenten Karbonatabfolgen des Schafberg-Tirolikums sind für Gleit-, Fließ- und Kriechprozesse generell weitaus weniger disponiert als die im geomechanischen System „Hart auf Weich“ (POISEL & EPPENSTEINER, 1988; 1989) angelegten Hallstätter Schollen. Bei entsprechend steiler Lagerung können jedoch auch im Hangendanteil der tirolischen Triasabfolge, der

im Schafberggebiet von Plattenkalk und Kössen-Fm. gebildet wird, Massenbewegungen entstehen.

Nachdem bereits 2015 bei einer Übersichtsbegehung am Gipfelgrat des Breitenberges (1412 m) Hinweise auf tiefgreifende Hangbewegungen gefunden worden waren, wurde 2020 dessen gesamter S-Hang zwischen Moosbach im W und Schüttgraben im E geomorphologisch kartiert (Abb. 1). Die dabei erfassten Massenbewegungen nehmen sich zwar größtmäßig im Vergleich zu jenen der unmittelbar nördlich anschließenden Flyschzone (vgl. VAN HUSEN, 1989) bescheiden aus, doch sollen sie zur Ergänzung des bisherigen Wissensstandes in diesem Beitrag dargestellt werden.

2. MATERIAL UND METHODEN

Kartiert wurde mit der geomorphologischen Prozesslegende des Forsttechnischen Dienstes für Wildbach- und Lawinenverbauung (BMLF, 1998). Als Kartierungsgrundlage diente das geschummerte digitale Geländemodell (Auflösung: 4 Punkte/m²) des oberösterreichischen Raum-Informations-Systems (DORIS bzw. basemap). Ziel der Kartierung war nicht die detaillierte

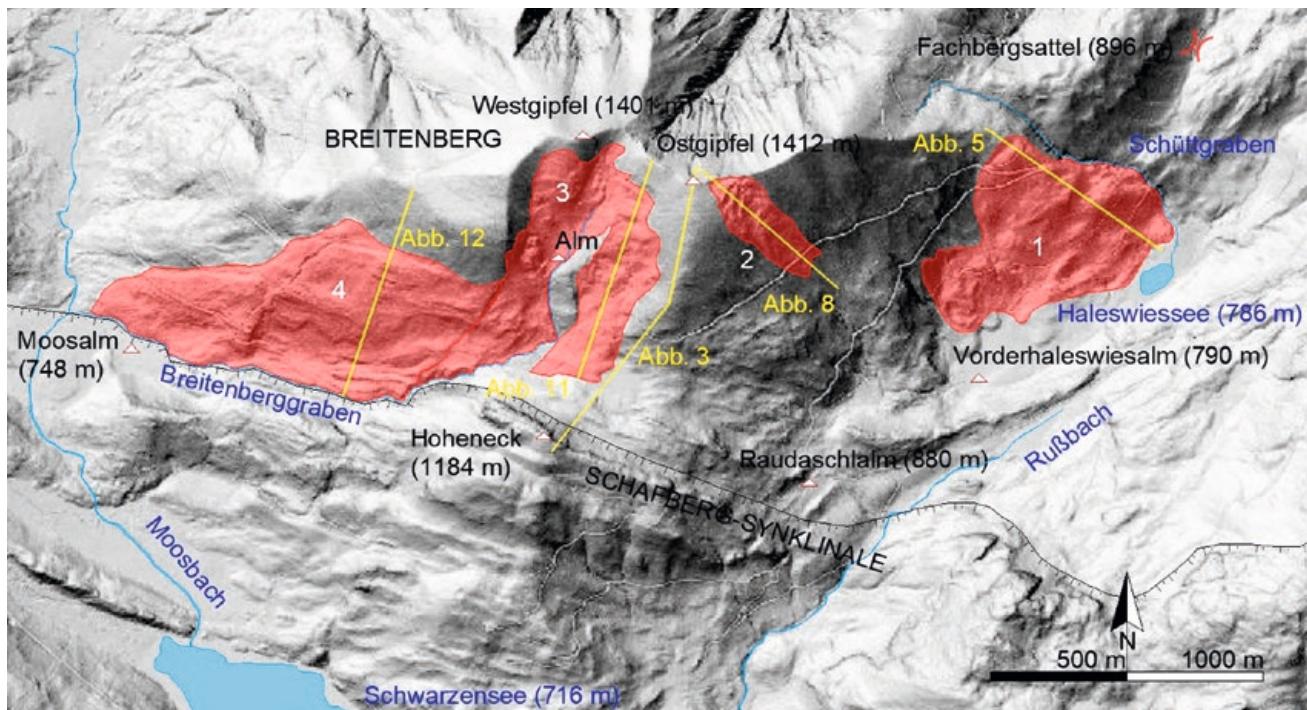


ABB. 1: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes mit Lage der kartierten Massenbewegungen 1–4 (rote Polygone) und der Profile (Abb. 3, 5, 8, 11, 12). Als topographische Grundlage dient ein digitales Geländemodell. © basemap.at

FIG. 1: Overview map of the study area with the positions of the mapped landslides 1–4 (red polygons) and the cross sections (Figs. 3, 5, 8, 11, 12). A digital terrain model serves as the topographic base. © basemap.at



ABB. 2: Tektonische Gliederung der Nördlichen Kalkalpen nach TOLLMANN (1985) bzw. MANDL ET AL. (2017) im Abschnitt des Untersuchungsgebietes (roter Rahmen, dessen Breite 5 km entspricht): St – Staufen-Höllengebirgsdecke (Tirolikum), R – Reichraminger Decke (Hochbajuvarikum), Fy – Flyschfenster entlang der Wolfgangseestörung. Das Insert-Kästchen zeigt die Lage der Abb. 2 in Österreich.

FIG. 2: Tectonic structure of the Northern Calcareous Alps according to TOLLMANN (1985) or MANDL ET AL. (2017) in the section of the study area (red frame, corresponds to a width of 5 km): St – Staufen-Höllengebirgsdecke (Tirolikum), R – Reichraminger nappe (Higher Bajuvaric unit), Fy – flysch windows bound to the Wolfgangsee fault zone.

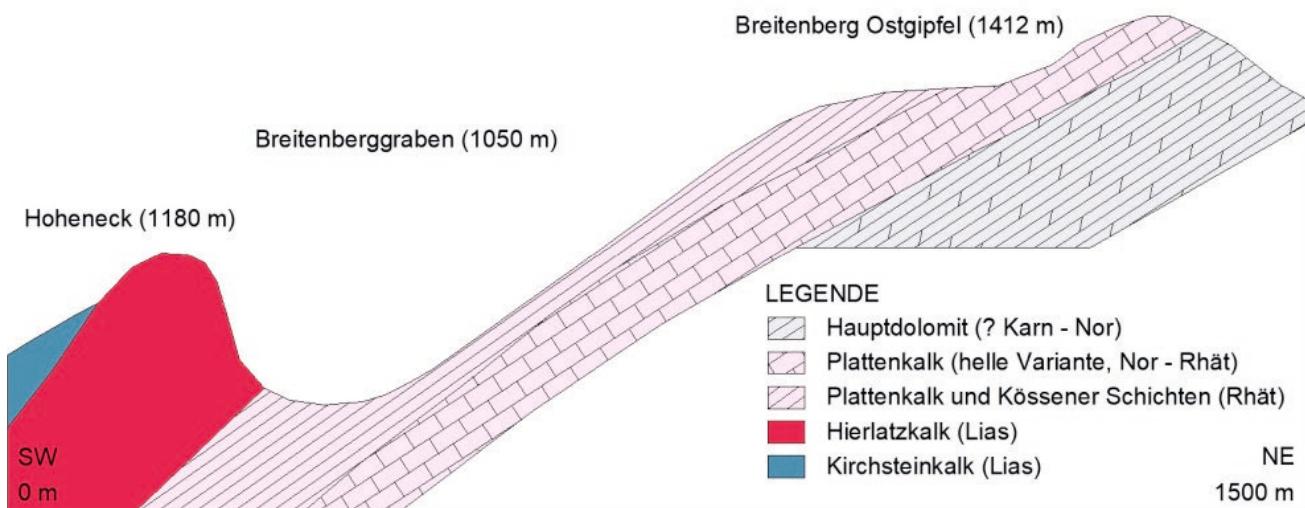


ABB. 3: Geologisches Profil aus SPENGLER (1911). Die Benennung der Liaskalke erfolgt nach VAN HUSEN (1989). Die Lage des Profils ist in Abb. 1 ersichtlich.

FIG. 3: Geological cross section according to SPENGLER (1911). The naming of the Lias limestones follows VAN HUSEN (1989). The position of the cross section is shown in fig. 1.

Aufnahme sämtlicher Reliefelemente, sondern die Erfassung der für tiefgründige Hangdeformationen charakteristischen Formen (Nackentälchen, Anbruchs- und Verebnungsflächen), um die Massenbewegungen klassifizieren bzw. räumlich abgrenzen zu können. Zur Feststellung des Bewegungsmechanismus, etwa durch das Auffinden rückwärts rotierter Schollen, wurden zusätzlich Gefügemessungen an den Schichtflächen durchgeführt.

knollige Schichtflächen und sanftere Geländeformen auftreten, doch wurden diese Bereiche auf seiner Karte nicht immer vom Plattenkalk getrennt. TATZREITER (1985) beschrieb typische Kössener Schichten im Sattel zwischen den beiden Breitenberggipfeln (Abb. 1 und 9), die aber nach VAN HUSEN & EGGER (2014) stratigraphisch nicht eingestuft werden konnten. Einen Verzahnungsbereich beider Formationen nahm PAVLIK (1988) aufgrund zahlreicher Mergelkalk-Zwischenlagen im Plattenkalk schließlich im Rußbachthal, z.B. S der Vorderhaleswiesalm, an (Abb. 1).

3. UNTERSUCHUNGSGEBIET – GEOLOGISCHER RAHMEN

3.1 TEKTONIK

Der Breitenberg liegt im zentralen Teil des Schafberg-Tirolikums, das dem Staufen-Höllengebirgs-Deckensystem zugerechnet wird (TOLLMANN, 1985). Die obertriassisch-jurassischen Formationen des Schafberggebiets fallen allgemein mittelsteil nach S ein und wurden an der posteoziänen WNW-ESE-streichenden dextralen Wolfgangsee-Blattverschiebung gegenüber dem südlich angrenzenden Osterhorn-Tirolikum nach NW verschoben (PLÖCHINGER, 1964; 1973). Die Vorstellungen zum Internbau des Schafberg-Tirolikums, welche einen komplexen Faltenbau mit zahlreichen WNW-ESE-streichenden Synkinalen und Antikinalen umfassen (Abb. 2), gehen bis auf SPENGLER (1911) zurück. EGGER (2014) sieht tektonische Komplikationen aber vorwiegend durch nördliche Ausläufer der Wolfgangseestörung begründet.

3.2 STRATIGRAPHIE

Der W-E streichende Rücken des Breitenberges liegt nördlich der Schafberg-Synklinale (Abb. 1) und wird nach VAN HUSEN (1989) von einer normalen Triasabfolge (Wetterstein-Fm., Raibl-Fm., Hauptdolomit und Plattenkalk) gebildet. Die wandbildenden Liaskalke der Schafberg-Synklinale folgen erst am südlich vorgelagerten Hoheneck (Abb. 3).

Für die hier thematisierten Hangbewegungen hat vor allem die Schichtfolge am S-Hang große Relevanz, der bei VAN HUSEN (1989) großteils in der Signatur des mittelsteil SSE-fallenden Plattenkalks ausgeschieden ist. Ab dem Breitenberg-Ostgipfel erfolgt am Mittel- und Oberhang der Übergang zum liegenden Hauptdolomit. Gesteine der im Hangenden des Plattenkalks folgenden Kössen-Fm. sind erst am Fuß des Berges, bei der Raudaschlalm (Abb. 1) auskartierte. Ältere Arbeiten und selbst VAN HUSEN & EGGER (2014) liefern jedoch Hinweise auf im Bereich der Breitenbergalm anstehende Kössener Schichten, welche nach NICKMANN & THURO (2013) als sehr rutschgefährlich einzustufen sind.

SPENGLER (1911) fasste den hangparallel einfallenden, dünnbankigen, dunkleren Hangendanteil des Plattenkalks kartenmäßig mit den Kössener Schichten zusammen und begründete dies mit der im Schafberggebiet schwierigen Unterscheidung der beiden Formationen. Im Liegenden folgt demnach ein weißer, dem Dachsteinkalk ähnlicher Plattenkalk (Abb. 3). Unterhalb der Breitenbergalm (Abb. 1 und 9) beschrieb er Kössener Schichten als dunkelgraue Lumachellenkalke. PLÖCHINGER (1973) erwähnte häufige Mergelschieferlagen im Plattenkalk und ging ebenfalls auf dessen schwierige Trennung von den Kössener Schichten ein. Letztere vermutete er dort, wo wulstig-

4. ERGEBNISSE

4.1 GEOMORPHOLOGISCHE AUSPRÄGUNG DER MASSENBEWEVGUNGEN

Der rund 1800 m lange Gipfelgrat des Breitenberges weist zwei Kulminationspunkte (Ostgipfel, 1412 m und Westgipfel, 1401 m) auf, die durch einen 1345 m hohen Sattel getrennt werden. Hangbewegungen betreffen sowohl den lateral-konkaven Hang der Breitenbergalm und die daran anschließende SSW-Flanke, als auch die SE-Flanke. Entsprechend der nachfolgenden Beschreibung wurden diese Hangdeformationen in Abb. 1 mit den Nummern 1 bis 4 versehen.

Massenbewegung Haleswiesalm (1)

Der das Haleswies-Polje im N begrenzende Hang weist auf einer ca. 39 ha großen Fläche gravitative Deformationserscheinungen auf. Die Hangbewegung setzt in 1100 m Seehöhe (SH) mit einer markanten, 135 m langen Verebnung ein und erreicht im Talboden (790 m SH) eine Breite von 930 m (Abb. 4). Der östliche Teil der Massenbewegung zeigt ein deutlich gestuftes Profil (Abb. 5), dessen obere Hälfte bereits im Hauptdolomit liegt. Die Schichtflächen fallen in Grathöhe rund 50° steil nach S bis SSW ein und flachen im Kopfbereich der Kriechmasse auf 30–40° ab. Die Schichtgrenze liegt im Bereich einer Steilstufe, deren wandbildender Abschnitt als weitere Anbruchfläche kartiert wurde. Ab der darunter folgenden, bis zu 50 m breiten Verebnung in 940 m SH überwiegt mittelsteiles SE-Fallen. In der Schluchtwand des Schüttgrabens findet sich auf Höhe dieser Verebnung eine stark zerscherte Zone, während in den Grabeneinhängen bachaufwärts gut gebankter ungestörter Hauptdolomit aufgeschlossen ist (Abb. 16).

Der W-Teil der Massenbewegung bleibt auf den Unterhang und damit auf den Plattenkalk beschränkt. Bereits im Geländemodell lässt sich eine 43–45° steile Anbruchfläche sehr gut von einer konvexen Gleit-/Kriechmasse mit unruhigem Mikrorelief abgrenzen, die bis zum Talboden der Vorderhaleswiesalm reicht. Zwischen diesem Anbruch und jenem in 1100 m SH kann der Verlauf des Ablösebereichs nicht eindeutig festgestellt werden.

Massenbewegung am oberen SE-Hang (2)

Die Massenbewegung am oberen SE-Hang ist mit 170 m Breite und ca. 6,8 ha Fläche wesentlich kleiner als die weiter E und W gelegenen, doch sind hier die morphologischen Merkmale besonders deutlich ausgeprägt (Abb. 6). Die obersten Bewegungsanzeichen finden sich unmittelbar im Kammbereich, wo ein

LEGENDE

-  Gleit-, Kriechkörper, relikt
-  Anbruch Rutschung, relikt
-  Verebnung
-  Streichen/Fallen (ss-Flächen)
-  0-10° -30° -60° -85°

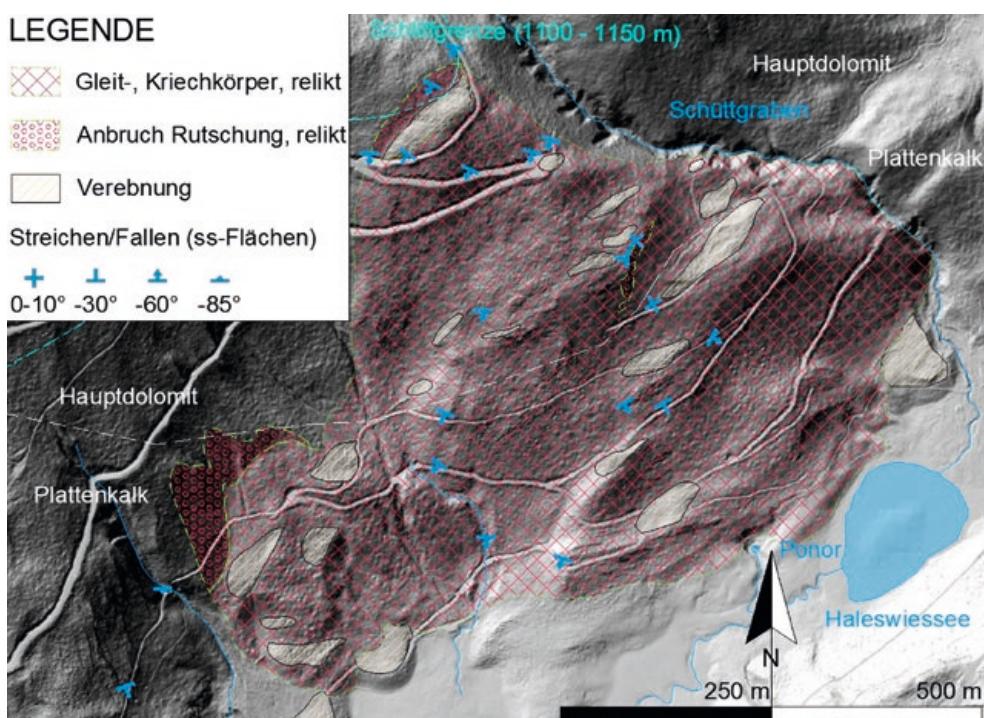


ABB. 4: Geomorphologische Karte der Massenbewegung Haleswiesalm (i). Als topographische Grundlage dient ein digitales Geländemodell. © basemap.at

FIG. 4: Geomorphological map of the Haleswiesalm landslide (i). A digital terrain model serves as the topographic base. © basemap.at

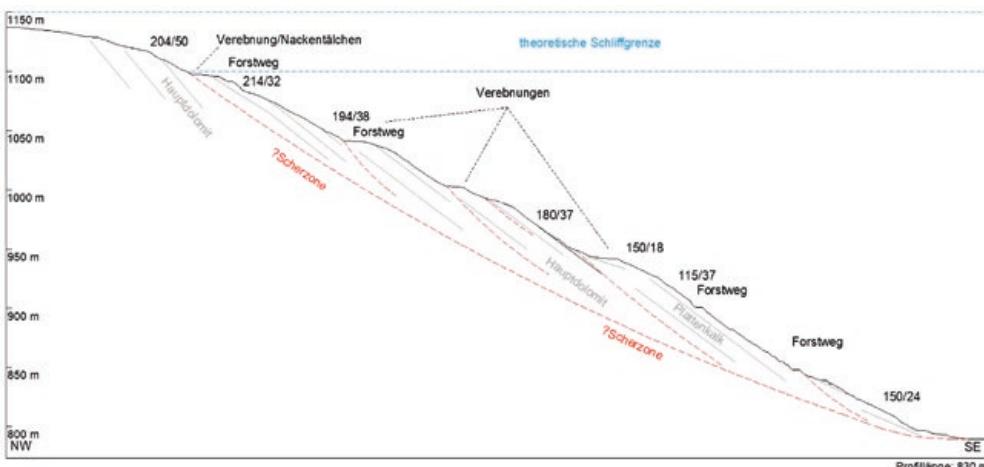


ABB. 5: Schematisches Profil durch die Massenbewegung Haleswiesalm (i) mit der vermuteten Scherzone, Fallrichtung/Fallwinkel der Schichtflächen und der Schriffgrenze des letzteiszeitlichen Maximums (nach VAN HUSEN, 1987). Die Lage des Profils ist in Abb. 1 ersichtlich.

FIG. 5: Schematic cross section of the Haleswies landslide (i) with the assumed shear zone, dip direction/dip angle of bedding planes and trimline of the last glacial maximum (according to VAN HUSEN, 1987). The position of the cross section is shown in fig. 1.



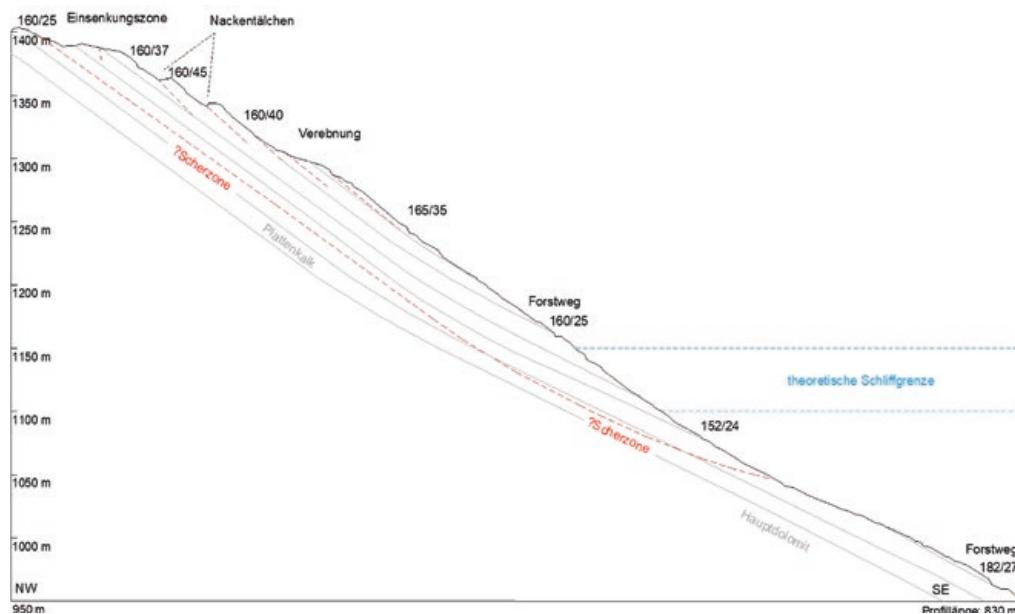
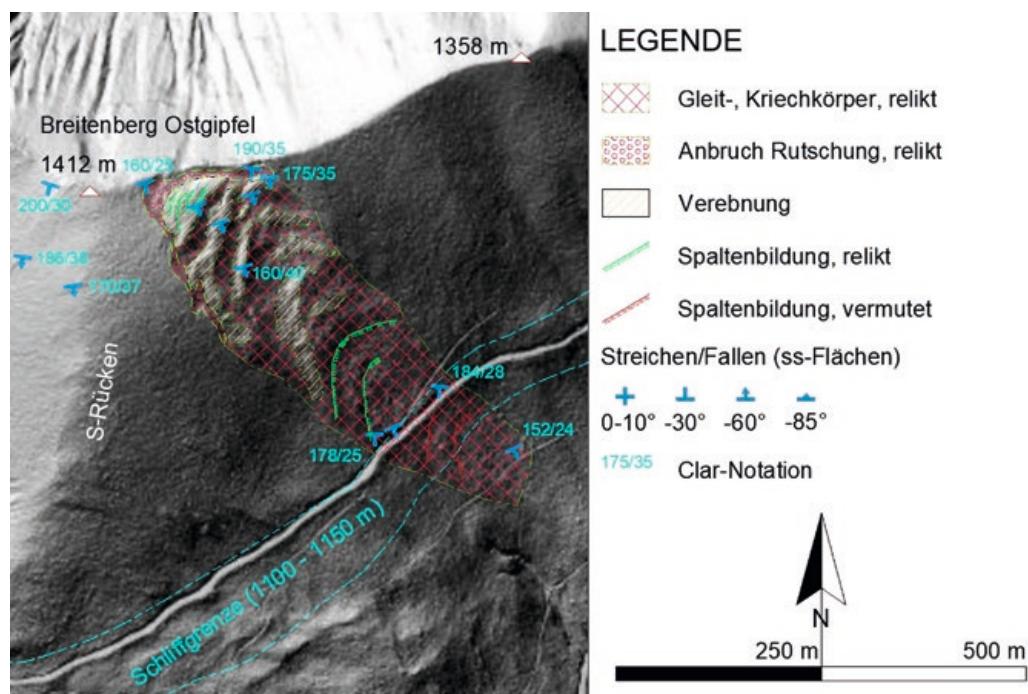
ABB. 6: Doppelgrat mit Nackental/Einsenkungszone am oberen SE-Hang

FIG. 6: Double-crested ridge with antislope scarp/ridge top depression on the upper SE slope

100 m langes und bis zu 7 m tiefes Nackentälchen bzw. eine 60 m breite muschelförmige Einsenkungszone die Hauptabrißkante bilden (Abb. 7). Der ebene Kopfbereich der bewegten Festgesteinssmasse ist durch nahezu vertikale, bis zu 0,5 m geöffnete Zerrspalten zerlegt. Hangabwärts zeigen weitere bogengörnige Nackentäler das annähernd schichtungsparallele Zergleiten der Plattenkalkschollen an (Abb. 6, 8). Die morphologischen Bewegungsanzeichen werden bei 1200 m SH undeutlich und klingen unterhalb eines Forstweges auf 1050 m SH ganz ab. Vermutlich wird die laterale Ausdehnung W durch die geringere Hangneigung am S-Rücken und E lithologisch durch den Übergang zum Hauptdolomit begrenzt. Nimmt man für die Einsenkungszone im Kopfbereich schichtungsparalleles gravitatives Abgleiten an, liegt die Scherzone bei 20–30 m Tiefe (Abb. 8), was in der Klassifikation nach KIENHOLZ (1996) einer tiefgründigen Massenbewegung entspricht.

Massenbewegung Breitenbergalm (3)

Die Deformationen am S- und SSW-Hang bilden zwar eine zusammenhängende Massenbewegung, die aber aufgrund sehr unterschiedlicher geomorphologischer Ausprägung hier in zwei Bereiche unterteilt wird. Die Hangbewegungen um die Breitenbergalm nehmen mit ca. 36,4 ha Fläche fast die gesamte, bis zu 600 m breite Mulde zwischen den beiden Gipfeln ein. Nur der in 1190 m SH die Almhütten tragende Hangsporn zeigt keine morphologischen Bewegungsanzeichen. Mit Ausnahme einer sehr gut abgrenzbaren Felsgleitung 100 m W der Almhütten und einer markanten Anbruchkante WSW des Ostgipfels (Abb. 9) beschränken sich die morphologischen Hinweise auf zahlreiche Verebnungen (Abb. 9 und 10). Diese setzen 40–60 m unter dem Gipfelgrat ein, sind meist im Streichen der Schichtung angelegt und voneinander durch Steilstufen getrennt. Die Verebnungen am SW-Hang des Ostgipfels sind



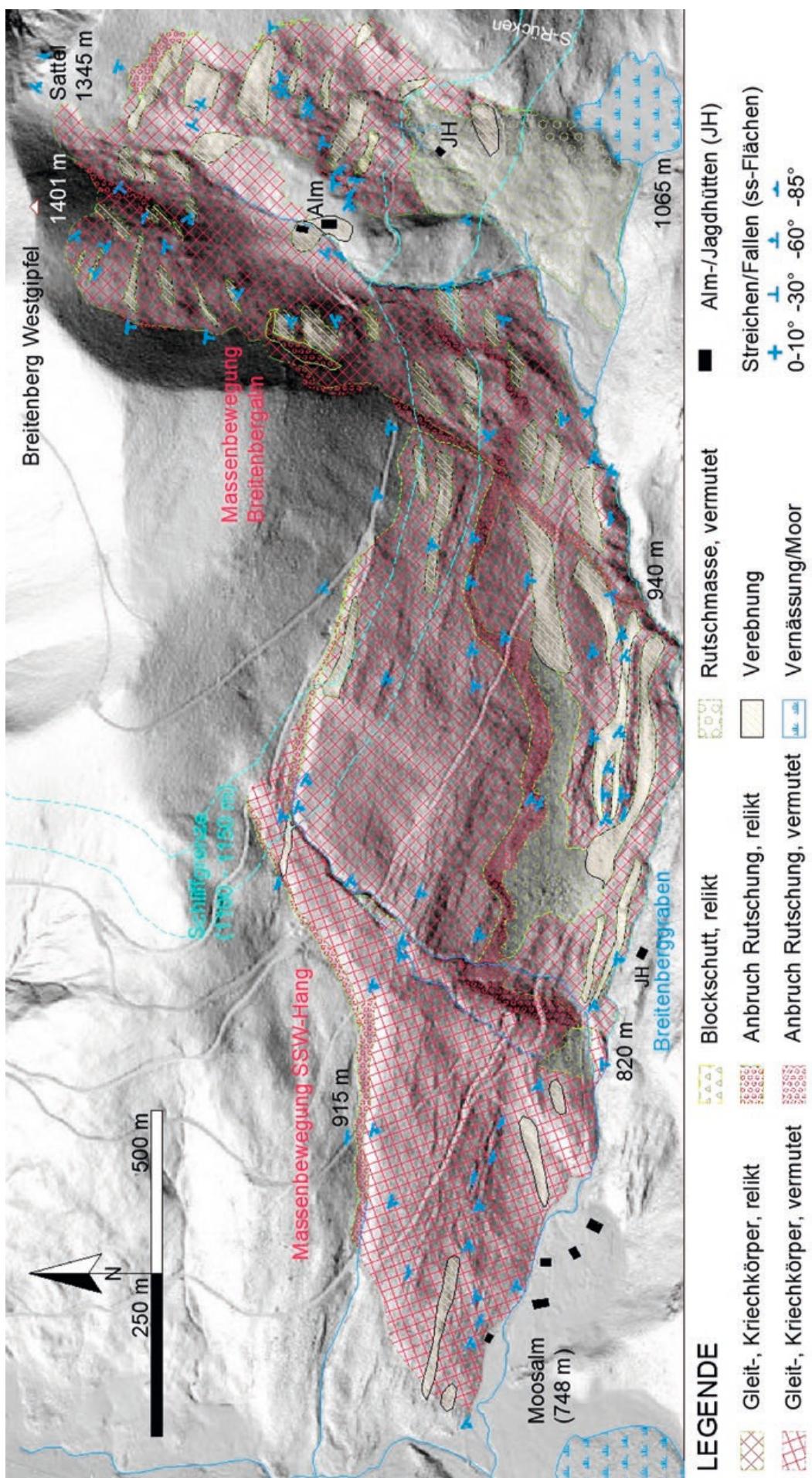


ABB. 9: Geomorphologische Karte der Massenbewegungen um die Breitenbergalm (3) und am SSW-Hang (4). Als topographische Grundlage dient ein digitales Geländemodell. © basemap.at

FIG. 9: Geomorphological map of the landslides around the Breitenbergalm (3) and on the SSW slope (4). A digital terrain model serves as the topographic base. © basemap.at



ABB. 10: Rückwärts rotierte Verebnungsflächen in 1300 m SH SW des Ostgipfels. Der bewaldete Rücken in der linken Bildhälfte ist das Hoheneck.

FIG. 10: Back-tilted benches 1300 m above sea level SW of the east summit. The wooded ridge in the left half of the photo is the Hoheneck.

deutlicher und breiter ausgebildet als jene am oberen S-Hang des Westgipfels. Sie werden durch kleine Nackentälchen weiter gegliedert, in denen im Frühwinter schneefreie Flecken wetterführende Spalten anzeigen. Gefügemessungen im Bereich der Hangverflachungen lassen zwar lokal auf eine Rückwärtsrotation einzelner Schollen schließen, doch im Allgemeinen dominiert hier in den Gleitschollen 20–30° steiles SSE- bis SSW-Schichtfallen (Abb. 9 und 11).

Der Hangfußbereich im SE wird aufgrund der konvexen Form, einer geringen Neigung von nur 14° und der Existenz mehrerer Lockergesteinsanschnitte als Rutschmasse ausgewiesen (Abb. 9 und 11). Festgesteinsaufschlüsse fehlen hier, nur vereinzelt ragen m³-große Plattenkalk-Blöcke aus dem Lockermaterial. Dieses wurde vermutlich nicht während einer einzigen Rutschung, sondern sukzessive durch kleinere Schuttströme und Hangmuren akkumuliert, die aus der darüber liegenden, in

Schollen zerglittenen Masse abgingen. Deren hoher Zerlegungsgrad zeigt sich E der Almhütten an den heterogenen Gefügedaten, welche an vollständig aus dem Verband gelösten, z. T. von der Anbruchkante in die Gleitmasse gekippten Plattenkalk-Schollen gemessen wurden. Eine relikte, doch im Geländemodell noch sehr gut identifizierbare Murzunge mit 110 m Länge wurde knapp W der Jagdhütte in 1135 m SH kartiert (Abb. 9). Im SW deutet ein 500 m langer, SW-NE streichender Geländesprung, der als Anbruchfläche interpretiert wird, einen bei 940 m SH im Breitenberggraben auslaufenden Kriechkörper an. Dessen Oberfläche ist wieder durch den Wechsel von Steilstufen und Verebnungen geprägt, wobei die untersten flachen Hangbereiche (990–1050 m SH) vermutlich entlang einer Anbruchfläche abgeglitten sind, die sich am SSW-Hang fortsetzt (Abb. 9).

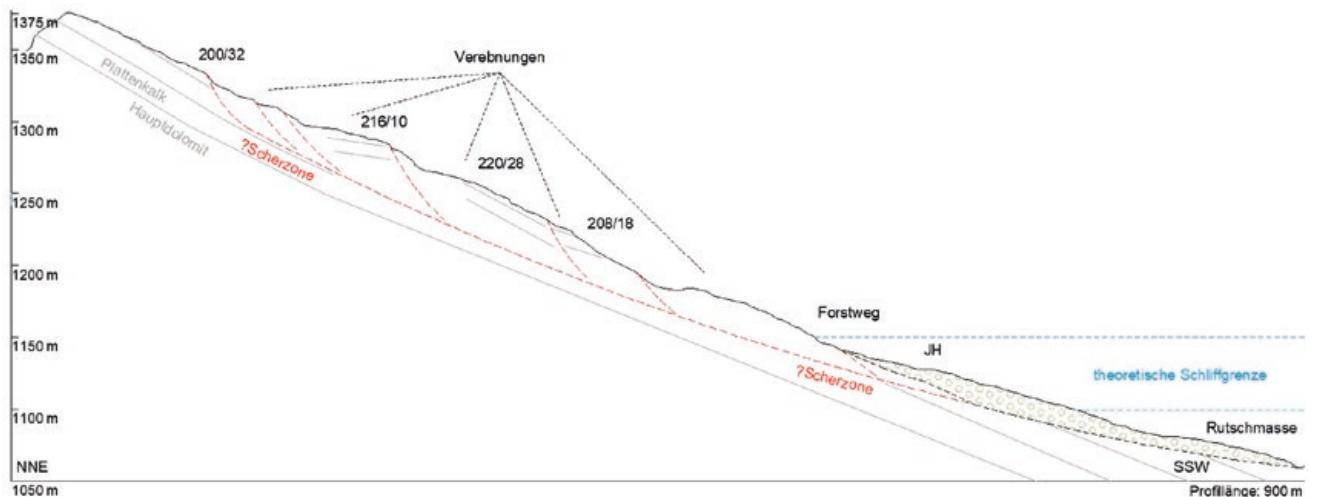
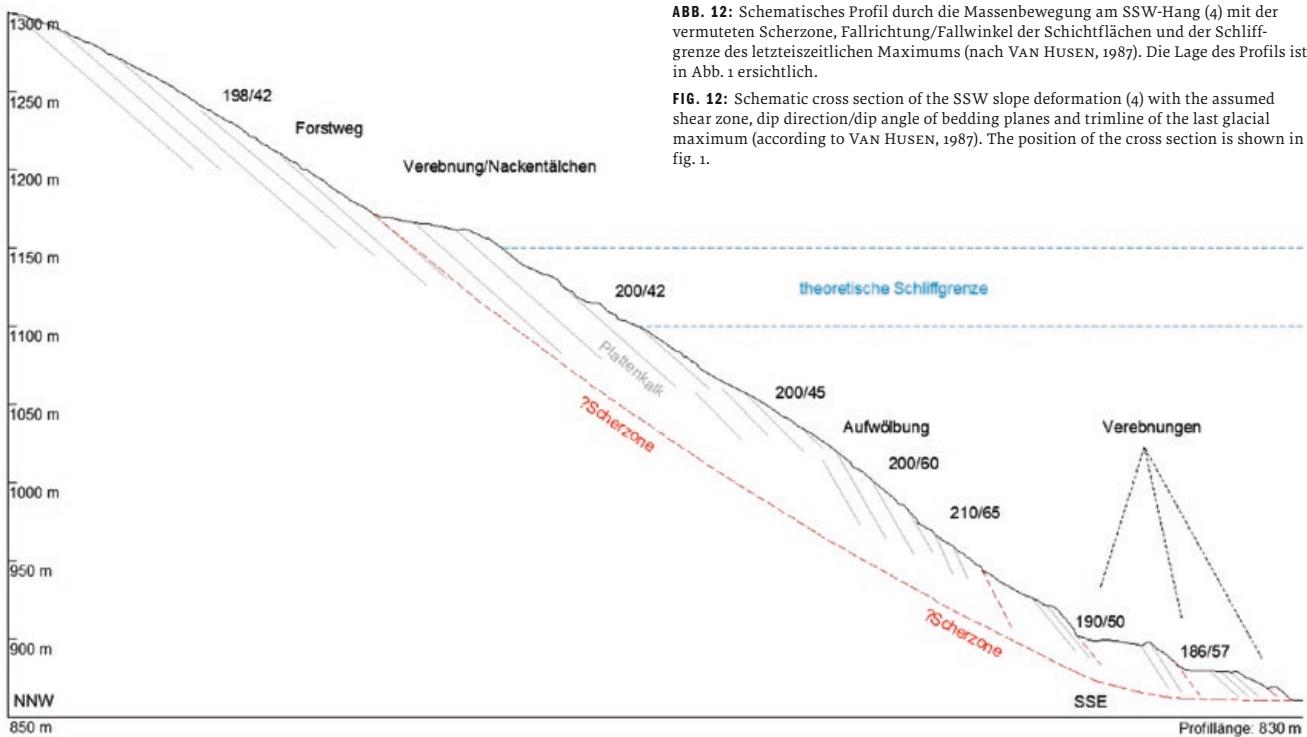


ABB. 11: Schematisches Profil durch die Breitenbergalm-Massenbewegung (3) mit der vermuteten Scherzone, Fallrichtung/Fallwinkel der Schichtflächen und der Schliffgrenze des letztezeitlichen Maximums (nach VAN HUSEN, 1987). Die Lage des Profils ist in Abb. 1 ersichtlich.

FIG. 11: Schematic cross section of the Breitenbergalm slope deformation (3) with the assumed shear zone, dip direction/dip angle of bedding planes and trimline of the last glacial maximum (according to VAN HUSEN, 1987). The position of the cross section is shown in fig. 1.



Massenbewegung am SSW-Hang (4)

Fast der gesamte SSW-Hang des Breitenberges wird von einer rund 1600 m langen, nichttektonischen Grabenstruktur durchzogen, die sich aus mehreren bis zu 6 m tiefen Nackentälchen zusammensetzt. Das oberste endet in 1190 m SH und zieht im Hangstreichen über 540 m Länge auf 1100 m SH, wo es in einen 400 m langen SW-NE verlaufenden Graben mündet. Dieser leitet in ein zweites, 650 m langes Nackental über, das bis zum Moosbach zieht. Während die letzten 250 m am W-Ende des Tälchens durch fluviatile Erosion entstanden sein könnten, wird der überwiegende Teil der Struktur als tiefgreifende Ablösung im Plattenkalk interpretiert. Die unterhalb befindlichen Hangabschnitte umfassen eine Fläche von 57,4 ha. Die Schichtbänke fallen in den Nackentälchen und im oberen Bereich der ange-

ABB. 12: Schematisches Profil durch die Massenbewegung am SSW-Hang (4) mit der vermuteten Scherzone, Fallrichtung/Fallwinkel der Schichtflächen und der Schliffgrenze des letztezeitlichen Maximums (nach VAN HUSEN, 1987). Die Lage des Profils ist in Abb. 1 ersichtlich.

FIG. 12: Schematic cross section of the SSW slope deformation (4) with the assumed shear zone, dip direction/dip angle of bedding planes and trimline of the last glacial maximum (according to VAN HUSEN, 1987). The position of the cross section is shown in fig. 1.



ABB. 13: Planares Felsgleiten am E-Rand der Hauptabrikkante der Hangdeformation am oberen SE-Hang

FIG. 13: Rock planar slide at the eastern margin of the main scarp of the upper SE slope deformation

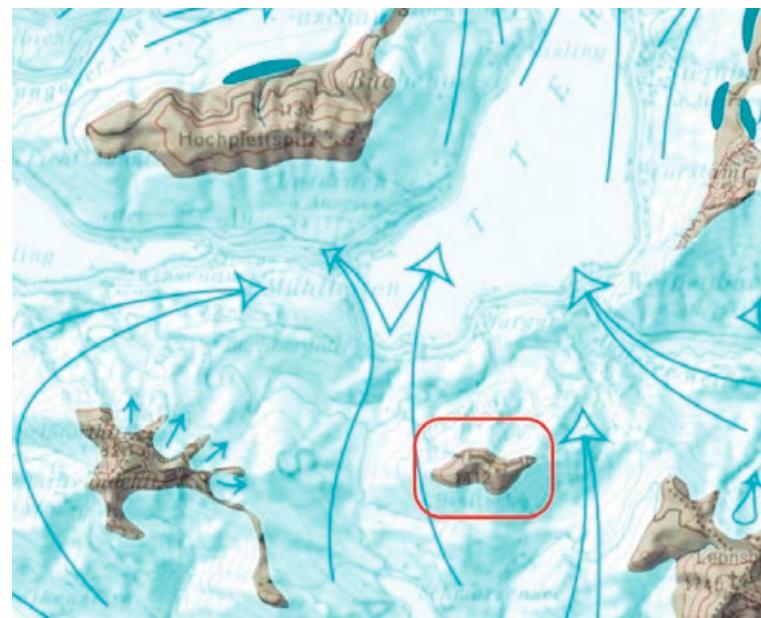
nommenen Kriechmasse mit rund 45° nach S- bis SSW ein und steilen unterhalb stellenweise auf rund 60° auf (Abb. 9 und 12). Da sich im flachen W-Teil des Hanges, oberhalb der Moosalp, außer dem Nackental und lokalen Aufwölbungen keine Bewegungsanzeichen fanden, wurde die Kriechmasse hier explizit als „vermutet“ ausgeschieden. Die Grenze wurde entlang eines geradlinigen Gerinnes gezogen, das bei 820 m SH in den Breitenberggraben einmündet und einer SW-NE streichenden Bewegungsbahn bis in das obere Nackental folgt (Abb. 9). Von dieser Linie geht vermutlich eine 1100 m lange, stufenförmige Anbruchfläche aus, die parallel zum Breitenberggraben bis auf 1090 m SH zieht. Unterhalb des 45–65° steilen Anbruchs deuten gestaffelte Verebnungen ein Abgleiten mehrerer Schichtpakete aus dem übersteinen Mittelhang bis in die Tiefenlinie an (Abb. 9 und 12). Die Anordnung der z. T. geringfügig talauswärts rotierten Schollen gibt die Kontur der Anbruchfläche wieder (Abb. 9). Letztere wurde nachträglich noch durch planare Felsgleitungen überprägt.

4.2 AKTIVITÄTSSTATUS DER MASSENBEWEGUNGEN

Im Gelände finden sich keine Anzeichen, die Rückschlüsse auf ein Fortdauern der tiefgründigen Hangbewegungen zulassen. Auch die für die Hütten der Breitenbergalm vorhandenen InSAR-Sentinel-1-Daten (2016–2020) zeigen keine Bewegungen an (KEUSCHNIG, pers. Mitt.). Rezente, seichtgründige Hangprozesse treten in Form von planarem Felsgleiten, vorwiegend im Bereich der alten Anbruchkanten (Abb. 13) und an Forststraßenböschungen, bzw. als Bodenkriechen in Teilstücken der auf der Breitenbergalm kartierten Rutschmasse auf. Säbelwuchs und vereinzelte Schräglagen von Bäumen sind im Untersuchungsgebiet hauptsächlich durch Schnee- und Winddruck bedingt und können nicht generell als Hinweise auf aktive Kriech- oder Rotationsbewegungen betrachtet werden.

4.3 KLASIFIKATION

Die Massenbewegungen weisen, neben dem Fehlen einer exakt definierten Gleitfläche, jene geomorphologischen Merkmale auf, die in der Klassifikation nach HUNGR. ET AL. (2014) für die tiefgründigen Prozesse „mountain slope deformation“ bzw. „rock slope deformation“ typisch sind: Sackung im Kammbereich mit Bildung von Spalten, Anbruchkanten, Doppelgraten, Verebnungen und Nackentälchen. Aufgrund der vertikalen Beschränkung auf 300–350 m hohe Hangabschnitte erfolgt die Einstufung als tiefgründige Hangdeformation im Festgestein. MARIANI & ZERBONI (2020) haben diesen Typ (deep-seated gravitational slope deformation, DSGSD) nach lithostrukturellen Kriterien noch weiter untergliedert. Demnach repräsentieren die Massenbewegungen am Breitenberg mit den überwiegend im Streichen der Hänge angelegten Formen typische Hangdeformationen entlang eines Katakinalhangs.



5. DISKUSSION

5.1 URSAKEN DER HANGBEWEGUNGEN

Die S-exponierten Hänge sind bereits durch das mittelsteile Einfallen der Plattenkalke in Hangrichtung für Massenbewegungen prädisponiert. In den kompetenten Kalkbänken führt diese Lagerung bei Unterschneidung zu Felsgleitungen, die aber meist geringe Volumina ($5\text{--}50 \text{ m}^3$) umfassen. Tiefgreifende, rotationsförmige Kriechkörper sind jedoch nur unter der Annahme eines bedeutenden pleistozänen Hangabtrages und zusätzlich mergeliger Zwischenlagen im Plattenkalk respektive in den Kössener Schichten denkbar. Beides dürfte im Untersuchungsgebiet, wenn auch in unterschiedlichem Maße, gegeben sein.

Glaziale Hangübersteilung

Hinweise auf eine starke Glazialerosion am Breitenberg S-Hang lassen sich aus den Eishöhen ableiten, welche VAN HUSEN (1977) für den würmzeitlichen Traungletscher berechnete. Er nimmt an, dass ab Bad Ischl die Hauptmasse des Traungletschers nach W ins Ischltal und schließlich nach N in die Schwarzensee-Furche (Abb. 14) abfloss. Zusammen mit dem Eisstrom aus dem Weißenbachtal ernährte sie den Piedmontgletscher des Atterseebeckens. Mit den bei 1400 m SH in Bad Ischl und 1000 m SH am S-Ufer des Attersees angenommenen Eishöhen ragte der Gipfelkamm des Breitenbergs ab ca. 1100 bis 1150 m SH über die Gletscheroberfläche. Während bei VAN HUSEN (1977) für das Würm-Hochglazial noch der alleinige Eisabfluss über die Schwarzensee-Furche dargestellt ist, erscheint der Breitenberg in sämtlichen Karten ab VAN HUSEN (1987) als ein vom Leonsberg isolierter Nunatak, der auch E, über den Fachbergsattel (Abb. 1), vom Eis umflossen wird (Abb. 14). Diese für den mindel- bis würmzeitlichen Traungletscher angenommene Teilung (VAN HUSEN & EGGER, 2014) führte sowohl in der SSW- als auch in der SE-Flanke unterhalb von 1100–1150 m SH zu glazialer Übersteilung.

Aus den Abb. 6, 8, 9 und 11 wird ersichtlich, dass sich der theoretische Höhenbereich der Schliffgrenze (nach VAN HUSEN, 1987) jeweils mit dem Fußbereich der Hangbewegungen (2) und

ABB. 14: Eisströme am S-Ende des Attersees mit dem Untersuchungsgebiet (roter Rahmen, dessen Breite 2,5 km entspricht) während des letztzeitlichen Maximums nach VAN HUSEN & EGGER (2014)

FIG. 14: Ice streams at the southern end of Attersee with the study area (red frame, corresponds to a width of 2,5 km) during last glacial maximum according to VAN HUSEN & EGGER (2014)

(3) deckt. In bzw. unterhalb dieses Bereiches deutet sich im stark gegliederten Mikrorelief an freigelegten Schichtköpfen und kleineren Wandstufen der Einfluss der Glazialerosion an. Die darüber liegenden, im Geländemodell wesentlich glatter erscheinenden Gipfelhänge sind periglazial geprägt – einen diesbezüglichen Hinweis liefert ein beim Forststraßenbau am SSW-Hang in 1200 m SH aufgeschlossener relikter Frostschuttkörper.

Die Hangübersteilung wird im Profil des oberen SE-Hanges (Abb. 8) deutlich, wo zwischen 1160 m und 1050 m SH die rund 25° SSE-fallenden Plattenkalke unterschnitten werden. Im Geländemodell sind die untersten, eher unscheinbaren morphologischen Anzeichen für Hangbewegungen bei 1050 m SH erkennbar. Genau in dieser Höhe setzt ein Geländeknick zu einem wesentlich flacheren Hangabschnitt (24°) ein, der wieder im Schichtfallen liegt und damit zu einem Auslaufen der Bewegungen führt. Auch der restliche Teil der SE-Flanke weist bis über den Fachbergsattel (Abb. 1) hinaus übersteilte Unterhänge auf.

Aus dem Profil der Breitenbergalm (Abb. 11) ist die Übersteilung nicht ersichtlich, da im Bereich der Schliffgrenze der Fuß der zerglittenen Masse und die vermutete Rutschmasse liegen. Die Hänge E und vor allem W der Massenbewegung weisen jedoch zwischen 1050 m und 1160 m SH Steilstufen auf (Abb. 9).

Der SSW-Hang zeigt über seine ganze Länge ein typisches glazial übersteiltes Profil, wobei die Hangneigungen von 28° am Gipfelhang auf über 40° unterhalb von 1000 m SH zunehmen (Abb. 12).



ABB. 15: Verwitterte Mergelzwischenlage im SSW-fallenden Plattenkalk, die in einem Anschnitt der Forststraße am SSW-Hang (Nackental, 915 m SH) freigelegt wurde.

FIG. 15: Intermediate layer of weak marlstone within the SSW dipping Plattenkalk beds excavated in a forest road cut at the SSW slope (antslope scarp, 915 m above sea level).

Veränderlich feste Gesteine

Verwitterungsanfällige Mergel finden sich im gesamten Untersuchungsgebiet lokal als cm-mächtige Zwischenlagen im Plattenkalk der Straßenanschnitte (Abb. 15). Aus dem Verband gelöste graue Mergelblöcke sind im Stirnbereich der westlichen Haleswiesalm-Kriechmasse (1) punktuell aufgeschlossen. Geotechnisch wird ihnen vor allem für die Massenbewegung auf der Breitenbergalm große Bedeutung zugemessen, da hier das Pauschalgefälle (Abb. 11) mit 20° wesentlich flacher ist als am SE- und SSW-Hang.

Im Zuge der Kartierung wurde daher in diesem Bereich nach den in der Literatur erwähnten punktuellen Aufschlüssen potenzieller Kössener Schichten gesucht, um an ihnen das Vorhandensein veränderlich fester Mergelsteine nachweisen zu können. Von drei Aufschlüssen, die sich alle in der vom Sattel zum Breitenberggraben ziehenden Tiefenlinie befinden (Abb. 9), zeigte sich nur an den hellgrauen, cm-geschichteten Mergeln am Straßendurchlass unterhalb der Almhütten toniges Verwitterungsmaterial. Die Orientierung des mit rund 1,5 m Mächtigkeit aufgeschlossenen Schichtpakets ($ss = 120/75$) weicht, am wahrscheinlichen Rand der Massenbewegung gelegen, auffällig vom S-Fallen der hellen, dm- bis m-gebankten Plattenkalke der Gipfelhänge ab. Hinweise auf die Existenz veränderlich fester Mergellagen liefern zudem tiefgründige Lehmböden im westlichen Randbereich der vermuteten Rutschmasse (Abb. 9).

Ob die Mergel nun der Kössen-Fm. oder dem oberen Anteil des Plattenkalks zuzuordnen sind, ist aus geotechnischer Sicht kaum relevant, da nach NICKMANN & THURO (2013) auch die Mergel- und Tonsteinzwischenlagen des Plattenkalks in die Veränderlichkeitsklassen (VK) 2 und 3 nach NICKMANN (2009) fallen. Für Kalkmergelsteine (VK 2) in stark verwittertem Zustand geben die Autoren einen Reibungswinkel von $20\text{--}30^\circ$ an, die Tonschluffsteine (VK 3) erreichen demnach selbst in den niedrigen Verwitterungsstufen nur Reibungswinkel bis 20° .

5.2 AUSSAGEKRAFT DER ANGEWANDTEN METHODE

Der Einsatz von Airborne Laserscanning-basierten Geländemodellen hat die Detektion von Hangbewegungen derart erleichtert, dass damit selbst im Gelände nur schwer zu erkennende Hangdeformationsformen mittels Fernerkundung als solche erfasst bzw. interpretiert werden können. Durch das alleinige Augenmerk auf die Geländeform ergibt sich aber das Problem der Überinterpretation, sodass ein Nachweis über Geländemethoden unbedingt erforderlich ist.

Auch in der vorliegenden Arbeit ist das vorhandene geomorphologische Formeninventar nur bei den Massenbewegungen am oberen SE-Hang (2) und um die Breitenbergalm (3) ausreichend, um von deren sicherer Existenz ausgehen zu können. Bei den Massenbewegungen bei der Haleswiesalm (1) und am SSW-Hang (4) war jeweils das Vorhandensein einer markanten Formenkombination Nackentälchen/Verebnung zur kartenmäßigen Abgrenzung einer Hangbewegung ausschlaggebend. Zwar legen hier auch die Gefügemessungen bzw. strukturgeologische Beobachtungen (Abb. 16) die Existenz nahe, doch für einen gesicherten Nachweis bzw. eine eindeutige Abgrenzung bedürfte es weiterführender geologisch-geotechnischer Untersuchungen. Für die Erstellung einer regionalen Gefahrenhinweiskarte für gravitative Massenbewegungen, wie sie beispielsweise im raumrelevanten Bereich Oberösterreichs durchgeführt wird (AMT DER OÖ LANDESREGIERUNG, 2019), liefert die angewandte Methode Ergebnisse in ausreichender Genauigkeit. Unter Einbeziehung regionalgeologischer Literatur ist dabei auch die Einstufung von Bereichen als stabil möglich, die man bei reiner Geländemodell-Interpretation als Teil einer Hangbewegung klassifizieren könnte. Im gegenständlichen Fall finden sich beispielsweise im unmittelbaren Fußbereich der Hangbewegung Haleswiesalm (Abb. 1 und 4) lobenförmige Schuttörper, welche sich bei der quartärgeologischen Bearbeitung (VAN HUSEN, 1977) als Eisrandstaukörper herausstellten. Auch das wellige Mikrorelief am unteren SE-Hang (Abb. 1) ist eher auf glazialerosiv geformte Schichtbänke als auf Hangbewegungen zurückzuführen.

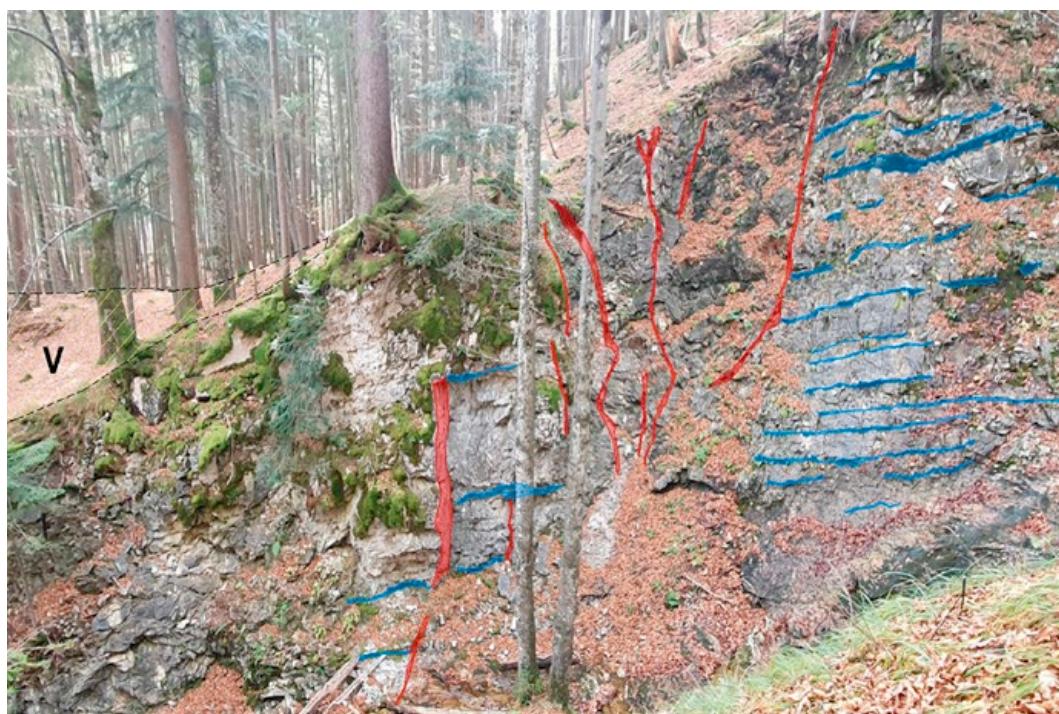


ABB. 16: Strukturgeologische Aufnahme zur Unterstützung der geomorphologischen Interpretation, blau: Schichtflächen, rot: Kluftflächen, V: Verebnung (Schüttgraben, 940 m SH).

FIG. 16: Structural geological survey for supporting the geomorphological interpretation, blue: bedding planes, red: joint planes, V: bench (Schüttgraben, 940 m above sea level).

Das Potential der Methode zur parzellenscharfen Abgrenzung von Hangbewegungen, wie sie die Gefahrenzonenplanung vorsieht, variiert je nach Prozesstyp und dessen Kinematik bzw. Alter stark. Die Bandbreite reicht von der eindeutigen Ausscheidung junger, aktiver Gleitprozesse über vage Grenzziehungen bei relikten Großhangbewegungen bis zur Unmöglichkeit der Detektion seichtgründiger schneller Fließprozessformen. Da für die Gefahrenzonenplanung bei Hangbewegungen neben dem vorhandenen Formeninventar vor allem Aktivitätsstatus und Disposition entscheidend sind, wird neben der geomorphologischen Kartierung der Einsatz neuerer Analysemethoden (z.B. Detektion mittels satellitengestützter Radarinterferometrie-InSAR, Suszeptibilitätskarten) immer wichtiger.

6. ZUSAMMENFASSUNG

Mittels einer geomorphologischen Kartierung der kataklinalen S-Hänge des Breitenberges wurde die vermutete Existenz größerer Massenbewegungen (Gesamtfläche: 1,4 km²) bestätigt, bei welchen es sich um die ersten bislang bekannten tiefgründigen Hangdeformationen im kalkalpinen Anteil des geologischen Kartenblattes 65 Mondsee (VAN HUSEN, 1989) handelt. Die generelle Klassifikation erfolgte nach HUNGR. ET AL. (2014) vorwiegend an Hand geomorphologischer Formen, wobei deren Anordnung im Hangstreichen zusätzlich eine lithostrukturelle Einstufung als „DSGSD along a cataclinal slope“ nach MARIANI & ZERBONI (2020) nahelegt. Glaziale Hangübersteilung und veränderlich feste Mergelzwischenlagen im S-fallenden Plattenkalk werden als die maßgeblichen Dispositionsfaktoren betrachtet.

Zum Alter der Massenbewegungen sind aktuell keine Aussagen möglich. Für die land- und forstwirtschaftliche Nutzung des Gebietes, in ihrer bestehenden Form, ergeben sich aus der Kenntnis der vermutlich relikten Hangdeformationen keine Konsequenzen.

LITERATUR

- AMT DER OÖ LANDESREGIERUNG (ed.), 2019: Bauen auf sicherem Boden.url: https://www.land-oberoesterreich.gv.at/files/publikationen/Bauen_auf_sicherem_Boden.pdf (abgerufen am 10.11.2021)
- BMLF, 1998: Generelle Legende für Geomorphologische Kartierungen des Forsttechnischen Dienstes für Wildbach- und Lawinenverbauung in Österreich. Geologische Stelle der Wildbach- und Lawinenverbauung, Innsbruck, 24 pp.
- EGGER H., 1996: Blatt 66 Gmunden, Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000. Geol. B.-A., Wien.
- EGGER H., 2014: Nördliche Kalkalpen und Flyschzone. In: HUSEN VAN D. & EGGER H. (eds.), Erläuterungen zu Blatt 65 Mondsee, Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 14–16.
- FELLNER D., 1994: Bericht 1993 über die geologische Aufnahme von Massenbewegungen im Bereich der Flyschzone (Rhenodanubikum und Ultrahelvetikum) und deren Klassifikation auf Blatt 66 Gmunden. Jb. Geol. B.-A., 137: 542–551.
- HUNGR O., LEROUEIL S. & PICARELLI L., 2014: The Varnes classification of landslide types, an update. Landslides, 11: 167–194.
- HUSEN VAN D., 1977: Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. Jb. Geol. B.-A., 120: 1–130.
- HUSEN VAN D., 1987: Die Entwicklung des Traungletschers während des Würmglazials. In: HUSEN VAN D. (ed.), Das Gebiet des Traungletschers, Oberösterreich, eine Typregion des Würmglazials. Österr. Akad. Wiss. Mitt. Komm. Quartärforschung, 7: 19–35.
- HUSEN VAN D., 1989: Blatt 65 Mondsee, Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000. Geol. B.-A., Wien.
- HUSEN VAN D. & EGGER H., 2014: Erläuterungen zu Blatt 65 Mondsee, Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000. Geol. B.-A., Wien.

- KIENHOLZ H., 1996: Gefahrenkarten: Maßgebliche Parameter und Kriterien zur Festlegung von Intensitätsstufen. In: INTERPRAEVENT (ed.), Tagungspublikation – Band 3, Internationales Symposion Interpraevent, 47–58.
- LOTTER M. & ROHN J., 2012: Geogene Naturgefahren, Ingenieurgeologie. In: MANDL G.W., LOBITZER H. & VAN HUSEN D. (eds.): Erläuterungen zu Blatt 96 Bad Ischl, Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 135–151.
- MANDL G. W., BRANDNER R. & GRUBER A., 2017: Zur Abgrenzung und Definition der Kalkalpinen Deckensysteme (Ostalpen, Österreich). In: WIMMER-FREY I., RÖMER A. & JANDA C. (eds.), Arbeitstagung 2017 – Angewandte Geowissenschaften an der GBA, 254–255.
- MARIANI G. S. & ZERBONI A., 2020: Surface Geomorphological Features of Deep-Seated Gravitational Slope Deformations: A Look to the Role of Lithostructure (N Apennines, Italy). *Geosciences*, 10: 334.
- NICKMANN M. & THURO K., 2013: Die veränderlich festen Mergelsteine der Kössen-Formation als Schlüsselhorizonte für Hangbewegungen im Spitzingseegebiet (Nördliche Kalkalpen). In: THURO K. (ed.), 19. Tagung für Ingenieurgeologie und des Forums für junge Ingenieurgeologen, 229–234.
- NICKMANN M., 2009: Abgrenzung und Klassifizierung veränderlich fester Gesteine unter ingenieurgeologischen Aspekten. Pfeil, München, 148 pp.
- PAVLIK W., 1988: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 65 Mondsee. *Jb. Geol. B.-A.*, 131/3: 421.
- PLÖCHINGER B., 1964: Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). *Jb. Geol. B.-A.*, 107: 11–69.
- PLÖCHINGER B., 1973: Geologische Karte des Wolfgangseegebietes 1:25.000, inklusive Erläuterungen. *Geol. B.-A.*, Wien, 92 pp.
- PLÖCHINGER B., 1982: Blatt 95 St. Wolfgang, Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, inklusive Erläuterungen. *Geol. B.-A.*, Wien, 77 pp.
- POISEL R. & EPPENSTEINER W., 1988: Gang und Gehwerk einer Massenbewegung: Teil 1. Geomechanik des Systems „Hart auf Weich“. *Felsbau*, 6: 189–194.
- POISEL R. & EPPENSTEINER W., 1989: Gang und Gehwerk einer Massenbewegung: Teil 2. Massenbewegungen am Rand des Systems „Hart auf Weich“. *Felsbau*, 7: 16–20.
- SCHÄFFER G., 1982: Blatt 96 Bad Ischl, Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000. *Geol. B.-A.*, Wien.
- SPENGLER E., 1911: Die Schafberggruppe. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 4: 181–275.
- TATZREITER F., 1985: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 65 Mondsee. *Jb. Geol. B.-A.*, 128/2: 260.
- TOLLMANN A., 1985: Geologie von Österreich. Band II-Außenzentralalpiner Anteil. Deuticke, Wien, 710 pp.

Eingereicht am: 2.2.2021

Angenommen am: 29.10.2021

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

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

→ Gian Luigi Trombetta¹ & Daniele Masetti²

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

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

ABSTRACT

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

RIASSUNTO

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

PAROLE CHIAVE

piattaforme carbonatiche, bacino, Ladinico inferiore, clinoformi,

KEY WORDS

carbonate platforms, basin, Lower Ladinian, clinoforms

STATO DELLE CONOSCENZE DELLE DOLOMITI CENTRO-OCCIDENTALI

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

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

Successivamente altri autori hanno descritto la comparsa di varie croste micritiche biogeniche, microproblematica e cementi sindesposizionali che contribuivano alla stabilizzazione del framework biocostruito (Harris, 1993); in altri casi, i sedimenti di slope sono stati interpretati come boundstone primari

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

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

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

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

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

c) le piattaforme carbonatiche pre-Dolomie Cassiane (= SD II, o

"Rosszähne Fm." – Fm. di Denti di Terrarossa; Brandner, 1991;

Brandner et al., 2007; Geologische Karte der Westlichen Dolomiten 1:25.000, 2007) i cui depositi di slope si interdigitano con

i depositi vulcanoclastici (Fm. di Wengen e/o Conglomerato della Marmolada); questi edifici erano caratterizzati da enormi

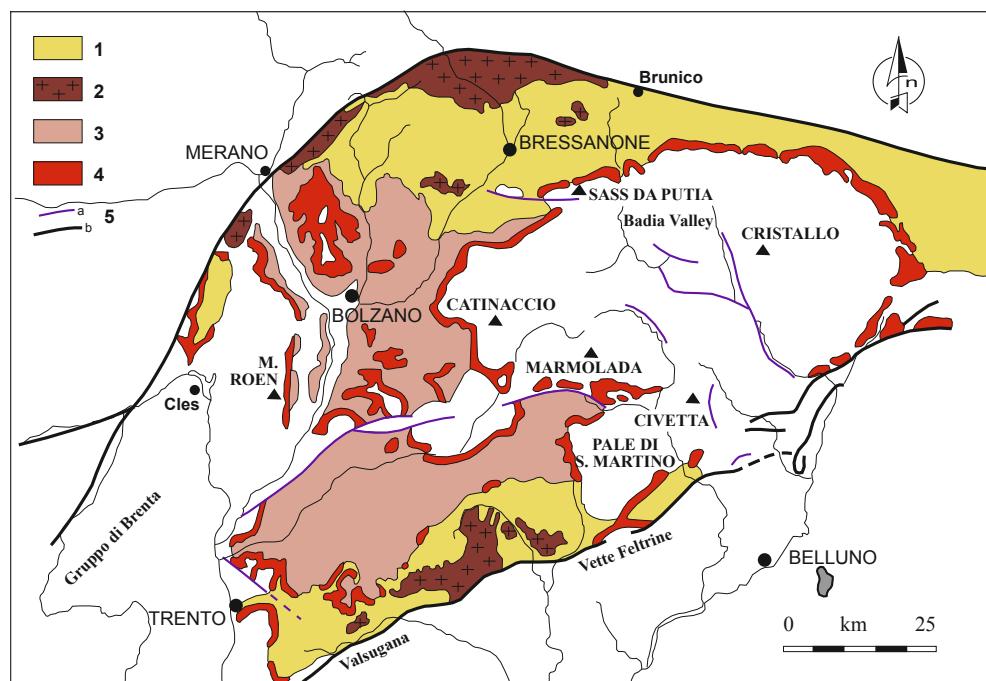


FIG. 1: Carta geologica semplificata delle Dolomiti che mostra la distribuzione dei depositi pre-Triassico: notare l'assetto a sinclinale a grande scala della regione dolomitica.

1: basamento metamorfico; 2: intrusioni paleozoiche di Bressanone e Cima d'Asta; 3: porfidi quarziferi;

4: depositi sedimentari del Permiano (principalmente Arenarie di Val Gardena); 5: principali faglie regionali (da Leonardi et coll., 1968; Bosellini, 1989).

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

1: metamorphic basement; 2: paleozoic

intrusion of Bressanone and Cima

d'Asta; 3: quartz porphyry; 4: Permian

sedimentary deposits (mainly Val

Gardena Sandstone); 5: major regional

faults (from Leonardi et coll., 1968;

Bosellini, 1989).

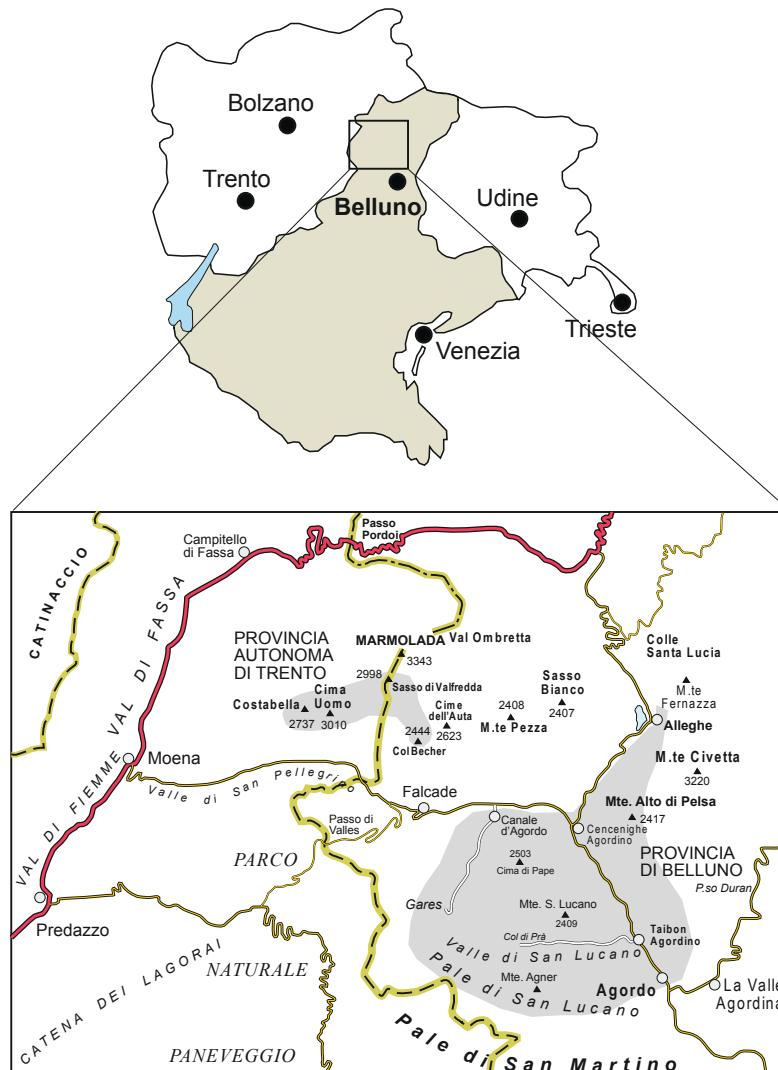


FIG. 2: Ubicazione geografica del bacino dei torrenti Biois e Cordevole, compreso fra il Gruppo della Costabella-Marmolada, a nord, dal Gruppo del M. Civetta – M. Alto di Pelsa, ad est, e dal Gruppo delle Pale di San Martino – Pale di San Lucano a sud.

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

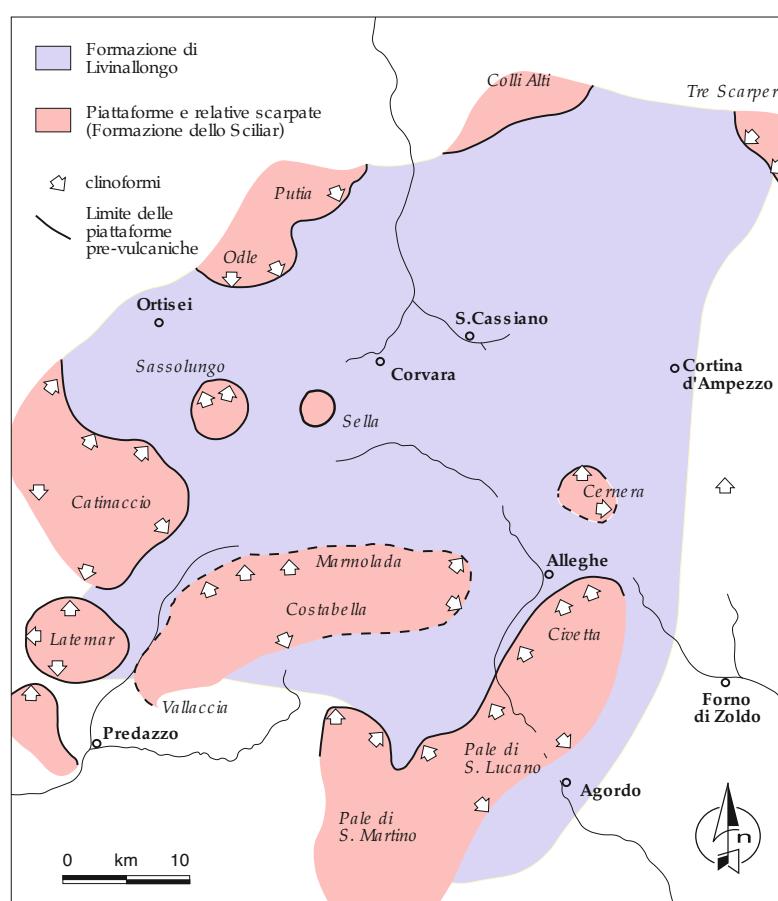


FIG. 3: Carta paleogeografica e non palinspastica del Ladinico inferiore delle Dolomiti centro-occidentali. Legenda: a) Formazione dello Sciliar (e/o del Calcare della Marmolada); b) Formazione di Livinallongo (ridisegnato da Bosellini, 1989).

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

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

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

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

METODOLOGIA E NUOVI DATI

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

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

STRATIGRAFIA

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

- la sequenza dell'Anisico superiore (Illirico p.p.), ridefinito come A4 (De Zanche et al., 1992);
 - la sequenza deposizionale del Ladinico inferiore (De Zanche et al., 1993; Bosellini et al., 1996; 2003; Gianolla et al., 1998; Gianolla et al., 2010).
- a) La prima sequenza deposizionale è costituita dalla sovrapposizione verticale del Conglomerato di Richthofen che ricopre il substrato Permo-Scitico, deformato ed eroso a seguito della fase tettonica Anisica che coinvolse l'intera area dolomitica (Bosellini, 1968; Masetti & Trombetta, 1998), che sfuma verso l'alto stratigrafico nel Calcare di Morbiac; quest'ultima unità è seguita dalla Formazione di Contrin, una piattaforma carbonatica in prevalenza subtidale, che localmente fa' transizione laterale ai depositi bacinali della Formazione di Moena (Masetti & Neri, 1980).
- b) La seconda sequenza deposizionale è formata dalla Formazione dello Sciliar (Neri et al., 2007), che comprende i complessi carbonatici di età Ladinico inferiore (piattaforma interna, margine e depositi di slope) e i depositi bacinali del Gruppo di Buchenstein (Mojsisovics, 1879), suddivisi in tre membri sovrapposti: inferiormente, il membro dei Plattenkalke, poi il membro dei Knollenkalke e, superiormente, il membro dei Bänderkalke.

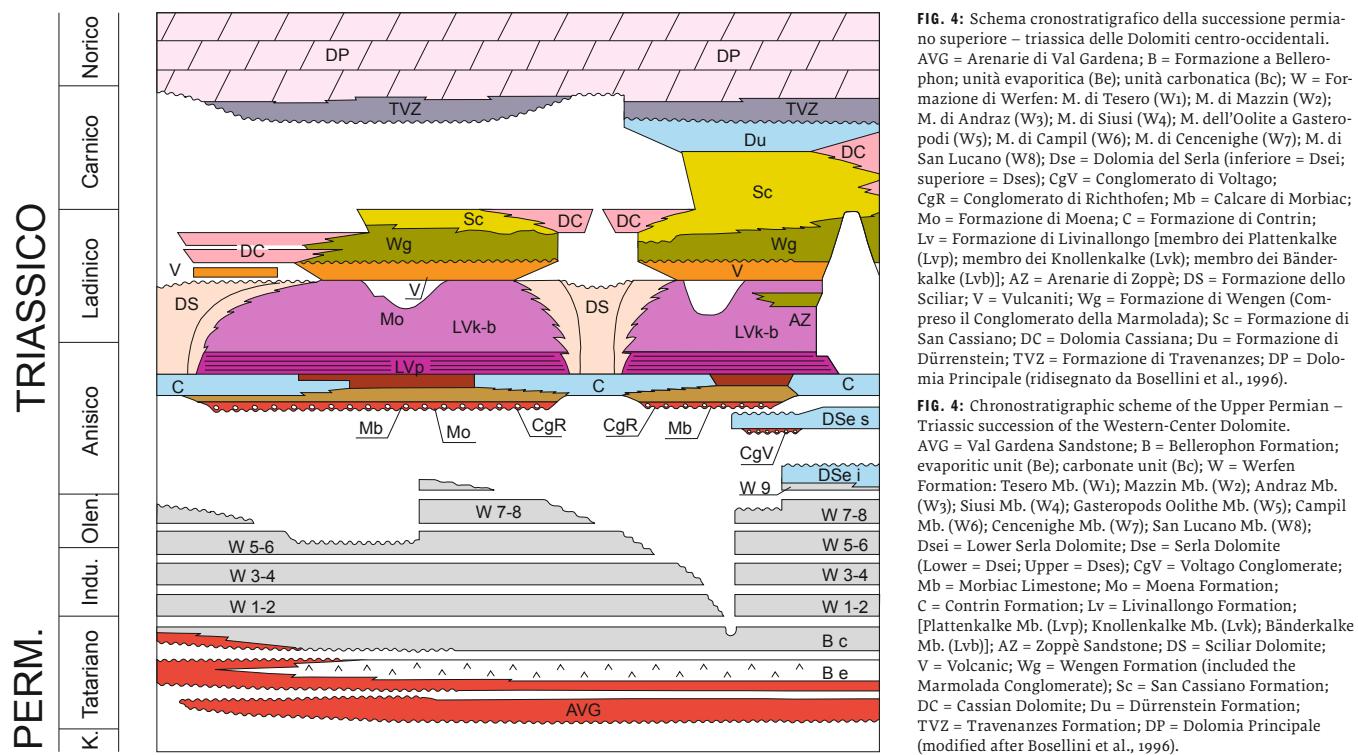


FIG. 4: Schema chronostratigrafico della successione permiano superiore – triassica delle Dolomiti centro-occidentali. AVG = Arenarie di Val Gardena; B = Formazione a Bellerophon; unità evaporitica (Be); unità carbonatica (Bc); W = Formazione di Werfen; M. di Tesero (W1); M. di Mazzin (W2); M. di Andraz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

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

CONGLOMERATO DI RICHTHOFEN

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

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

CALCARE DI MORBIAC

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

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

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

FORMAZIONE DI MOENA

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

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

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

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

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

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

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

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

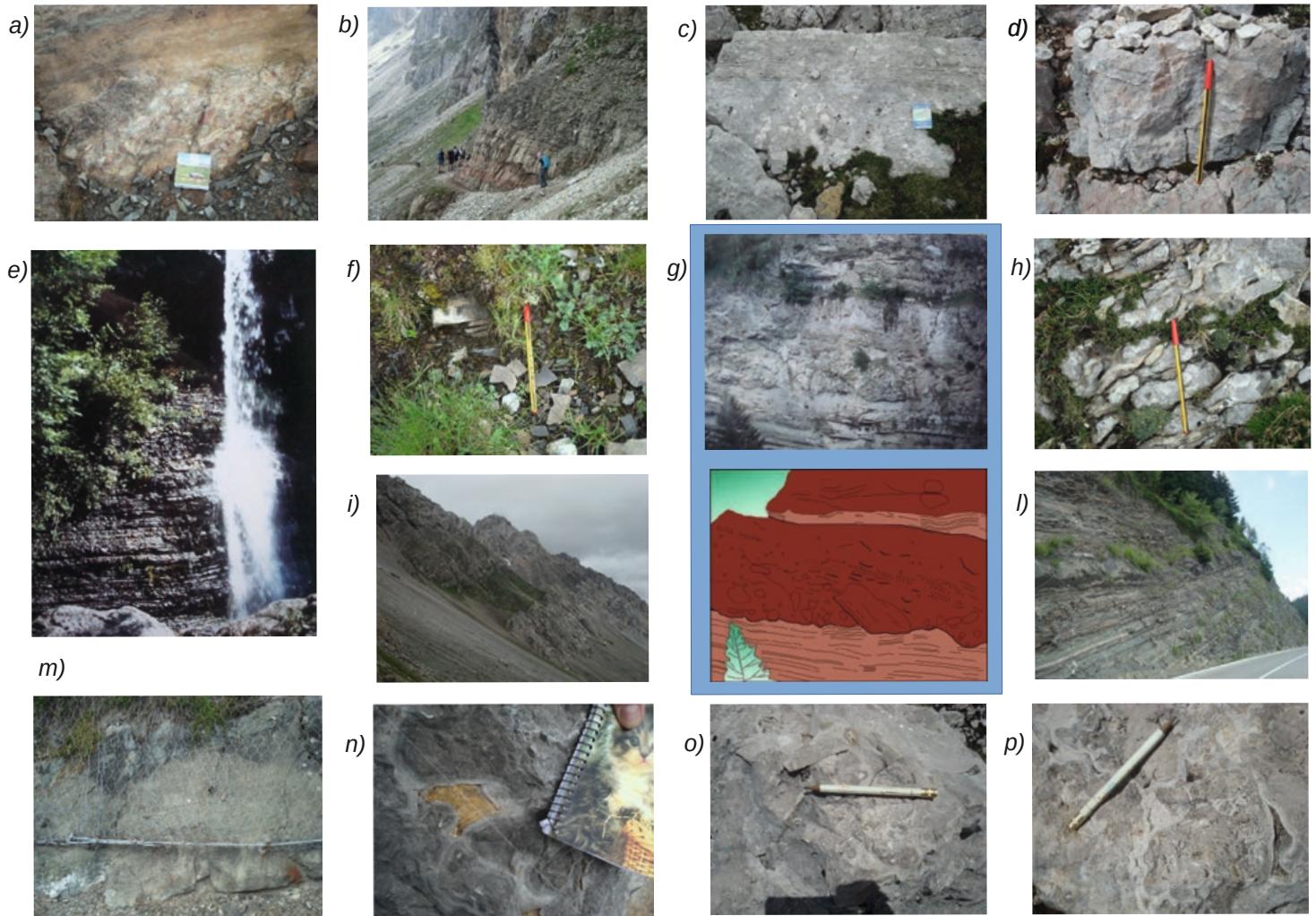


FIG. 5: a) Conglomerato a clasti spigolosi extraformazionali che sfumano verso l'alto in arenarie laminate (Conglomerato di Richthofen); b) arenarie rosse del Conglomerato di Richthofen seguite, verso l'alto stratigrafico, dai calcari e calcaro marnosi nodulari del Calcare di Morbiac. Superiormente,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

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

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

FORMAZIONE DI CONTRIN

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

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

FORMAZIONE DI LIVINALLONGO (GRUPPO DI BUCHENSTEIN)

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

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

Il membro dei **Knollenkalke** consiste di calcari nodulari silicizzati contenenti livelli di Pietra Verde che accentuano il carat-

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

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

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

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

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

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

FORMAZIONE DELLO SCILIAN

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

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

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

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

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

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

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

ASSETTO GEOLOGICO

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

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

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

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

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

IL MARGINE SETTENTRIONALE

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

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

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

IL MARGINE ORIENTALE

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

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

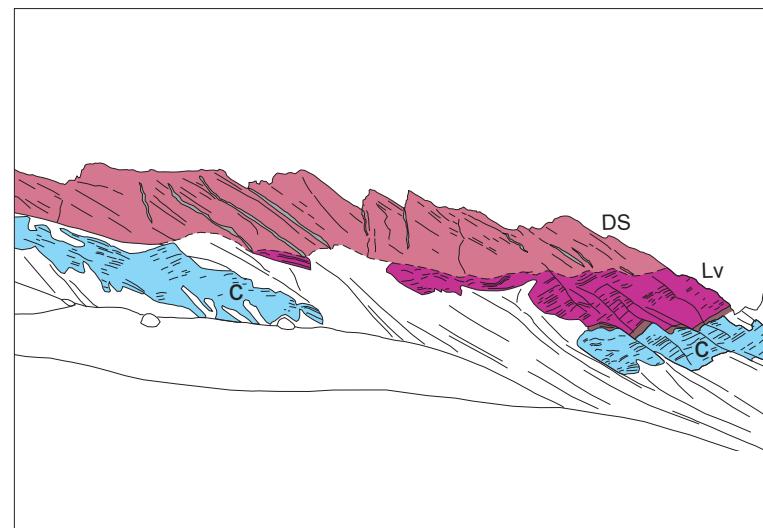


FIG. 6: Panoramica della Costabellla vista dal Passo San Pellegrino, che rappresenta il margine meridionale del complesso carbonatico Ladinico inferiore della Marmolada. Notare le intrusioni vulcaniche nei giunti fra una clinoforma e l'altra. C = Formazione di Contrin; Lv = Formazione di Livinallongo;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

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

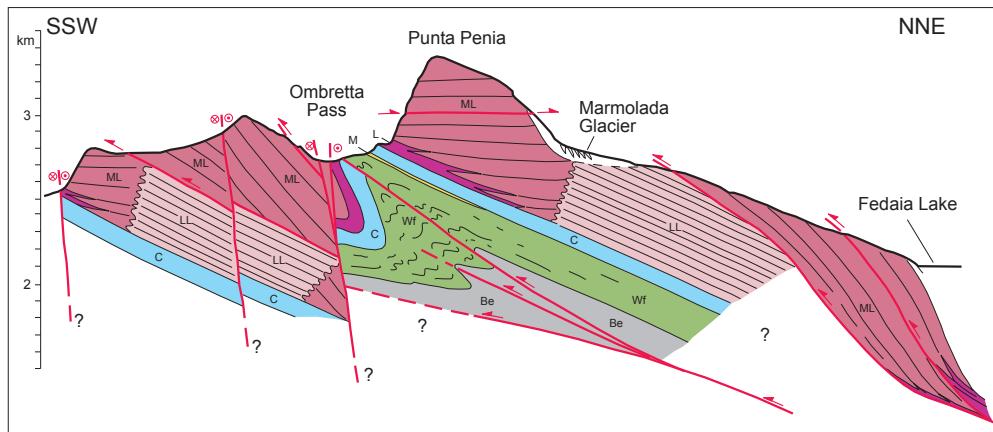


FIG. 7: Sezione geologica attraverso il Gruppo della Marmolada che evidenzia i piani di sovrascorrimento e l'attività delle faglie trascorrenti (da Caputo et al., 1999). Be = Formazione di Bellerophon; W = Formazione di Werfen; C = Formazione di Contrin; L = Formazione di Livinallongo; LL = Formazione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

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

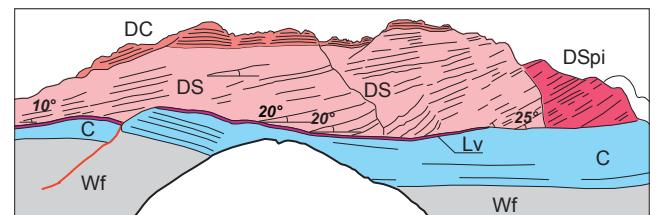


FIG. 8: Versante ovest del M. Alto di Pelsa (Gruppo del M. Civetta). Tale rilievo è costituito dalla sovrapposizione stratigrafica di tre complessi carbonatici che, dal basso verso l'alto, sono: la Formazione di Contrin, la Formazione dello Sciliar e la Dolomia Cassiana. Nello sketch interpretativo del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

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

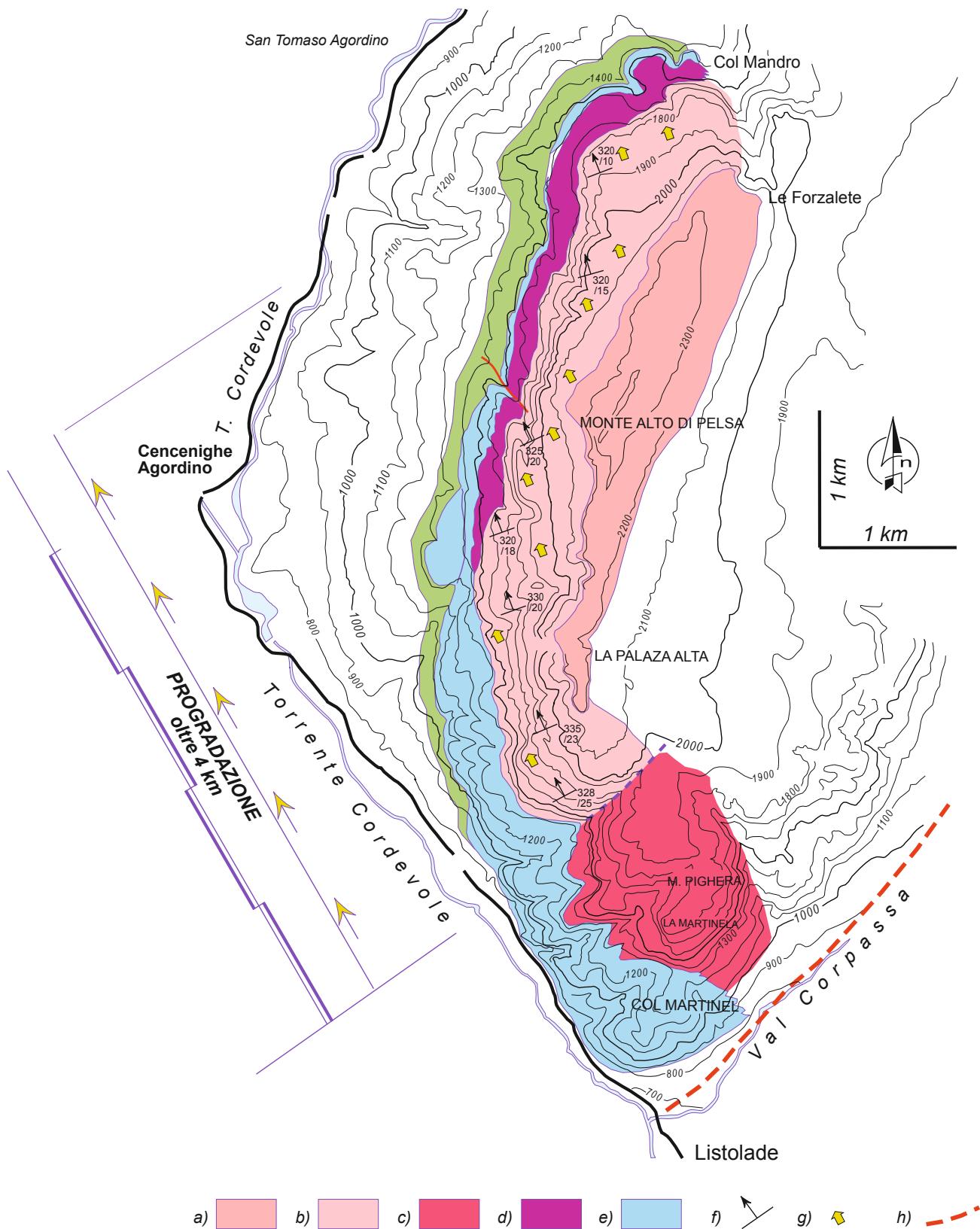


FIG. 9: Carta geologica semplificata del M. Alto di Pelsa. Notare la diminuzione di spessore della Formazione di Contriñ da sud verso nord, collegata ad un più alto tasso di subsidenza del settore meridionale della Valle del Cordevole rispetto a quello settentrionale. La sequenza deposizionale del Ladinico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

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

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

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

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

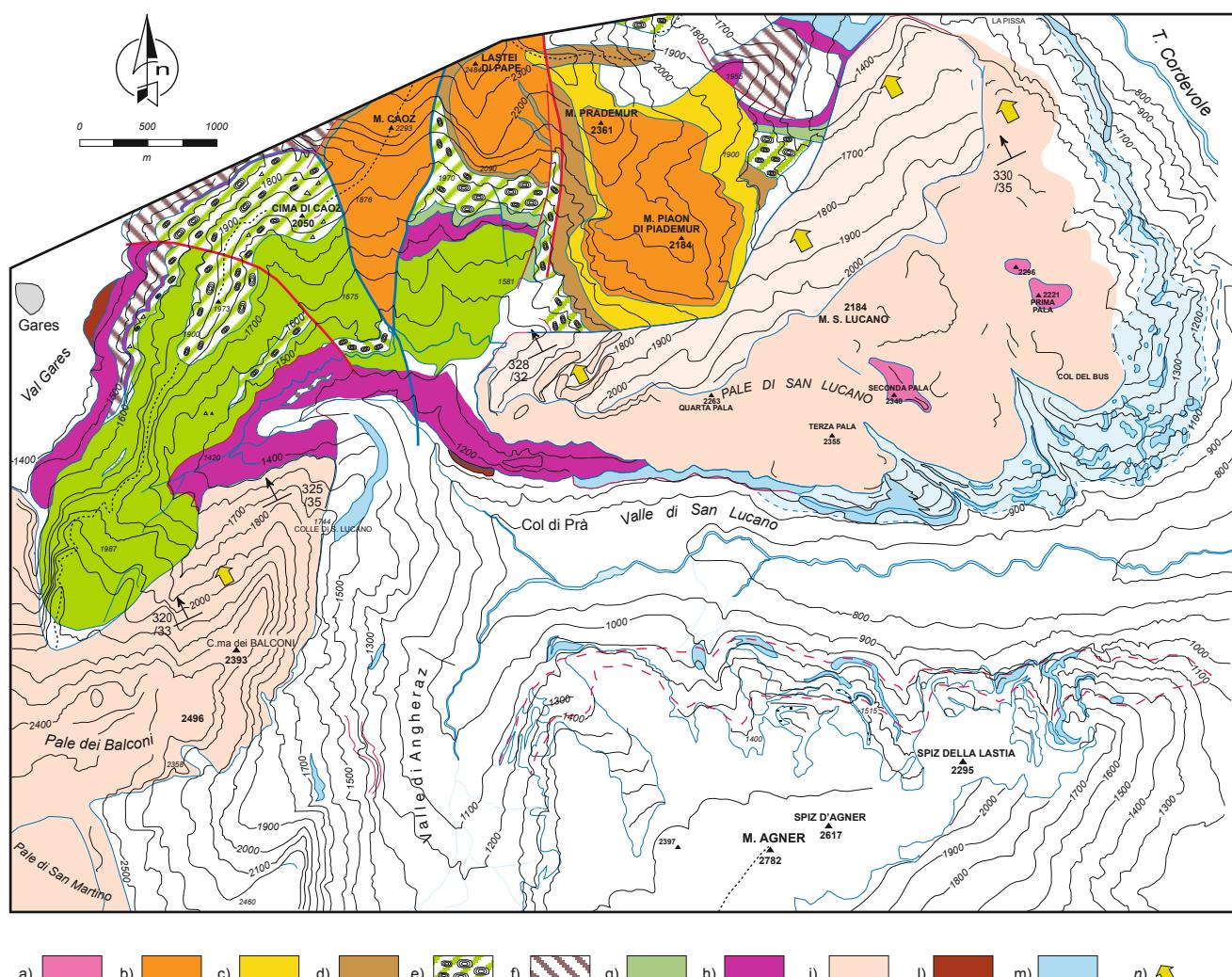


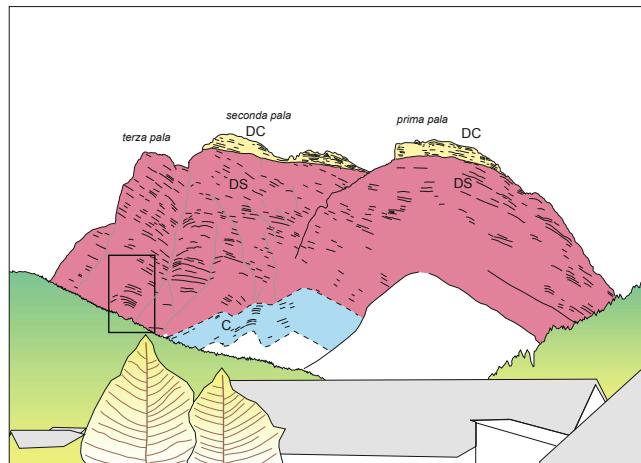
FIG. 10: Carta geologica semplificata della Valle di San Lucano: si noti come la valle sia impostata su quello che doveva essere il nucleo del build-up carbonatico. A nord, il Gruppo delle Pale di San Lucano costituiscono lo slope immergente verso nord-ovest mentre il Gruppo del M. Agner, a sud, rappresenta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

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



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

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



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

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

IL MARGINE MERIDIONALE

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

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

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

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

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

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

ANALISI DI BACINO

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

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

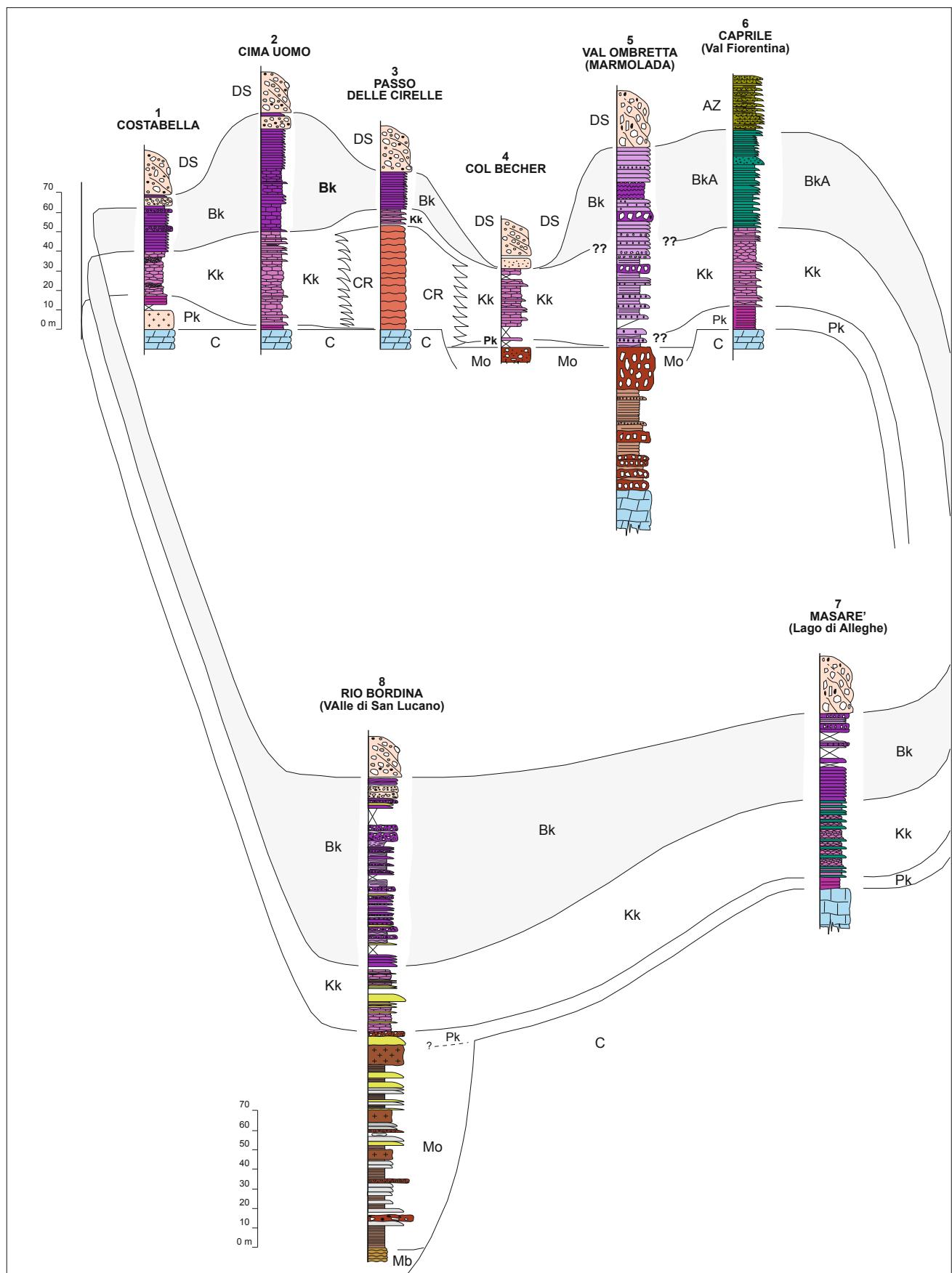


FIG. 12: Schema di correlazione delle sezioni stratigrafiche della Formazione di Livinallongo all'interno del bacino del Biois-Cordevole: si noti la variabilità laterale dei vari membri. Legenda: Mb = Calcare di Morbia; C = Formazione di Contrin; Mo = Formazione di Moena; Pk: membro dei Plattenkalke;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

FIG. 12: Relationship scheme of the Livinallongo Formation stratigraphic sections into the Biois-Cordevole basin: note the lateral variability of the various units. Mb = Morbia Limestone; C = Contrin Formation; Mo = Moena Formation; Pk = Plattenkalke member; Kk = Knollenkalke member; CR = "calcare rossi" unit; Bk = Bänderkalke member; BkA = volcanoclastic Bänderkalke member (Pietra Verde); AZ = Zoppè Sandstone; DS = Sciliar Formation.

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

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

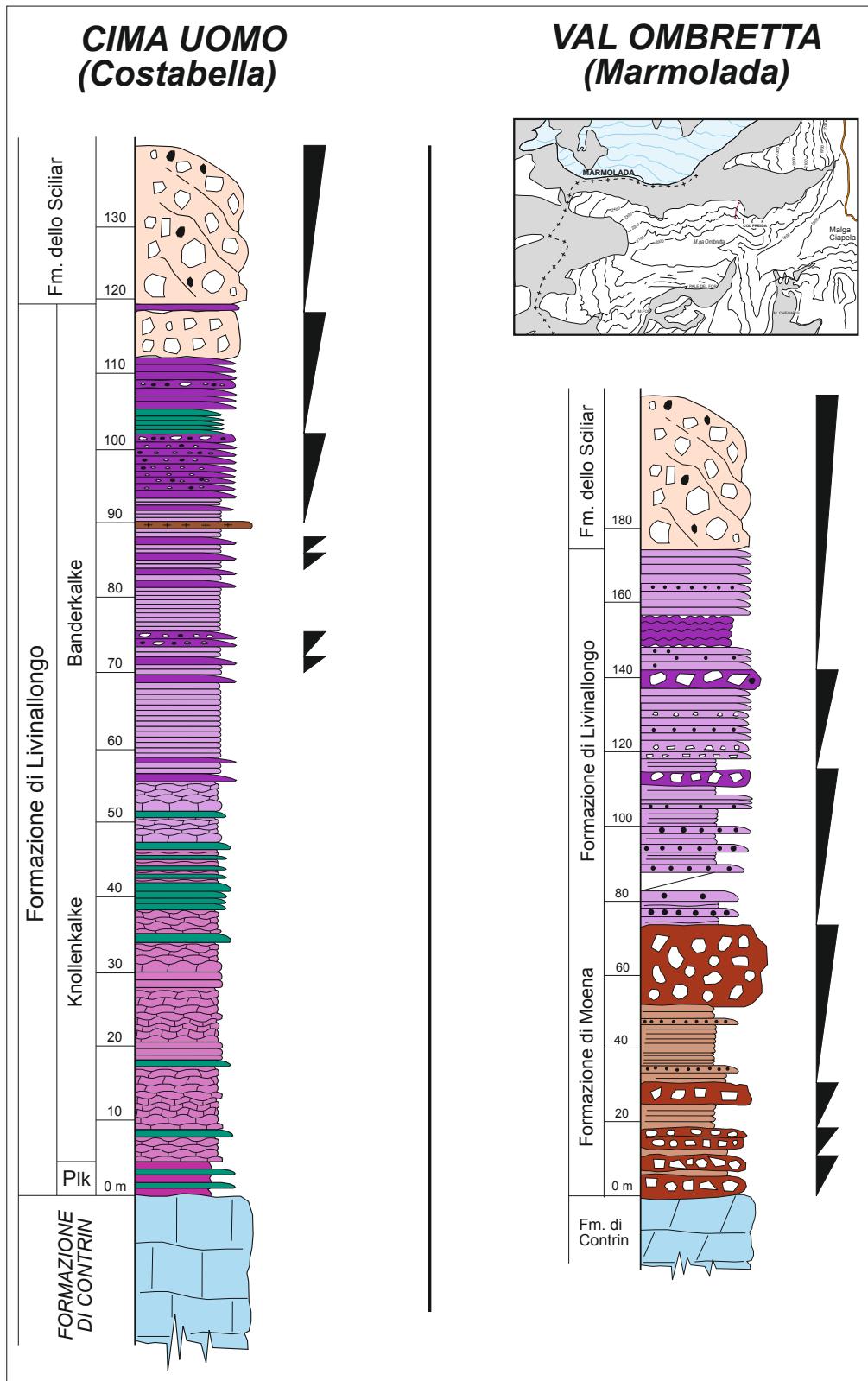


FIG. 13: Sezioni stratigrafiche di Cima Uomo (Costabella) e della Val Ombretta (Gruppo della Marmolada). Notare la differenza delle litofacies presenti all'interno del membro dei Bänderkalke: a Cima Uomo depositi relativamente grossolani, come calcareniti grossolane e calciruditi fini sono presenti nella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

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

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

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

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

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

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

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

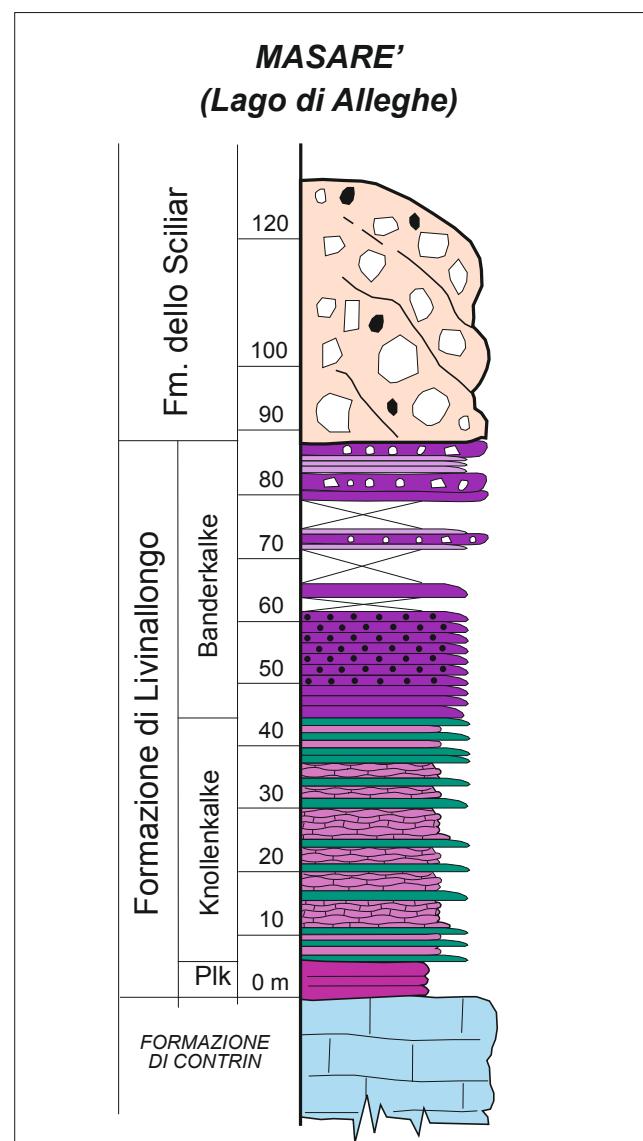


FIG. 14: Sezione stratigrafica di Masarè (Lago di Alleghe). Notare la scarsità di depositi di risedimentazione grossolana (brecce e calcirudite) e la prevalenza di calcareniti medio-finì. Rispetto alla successione sedimentaria del Rio Bordina, qui non sono stati individuati chiari cicli thickening- e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

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

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

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

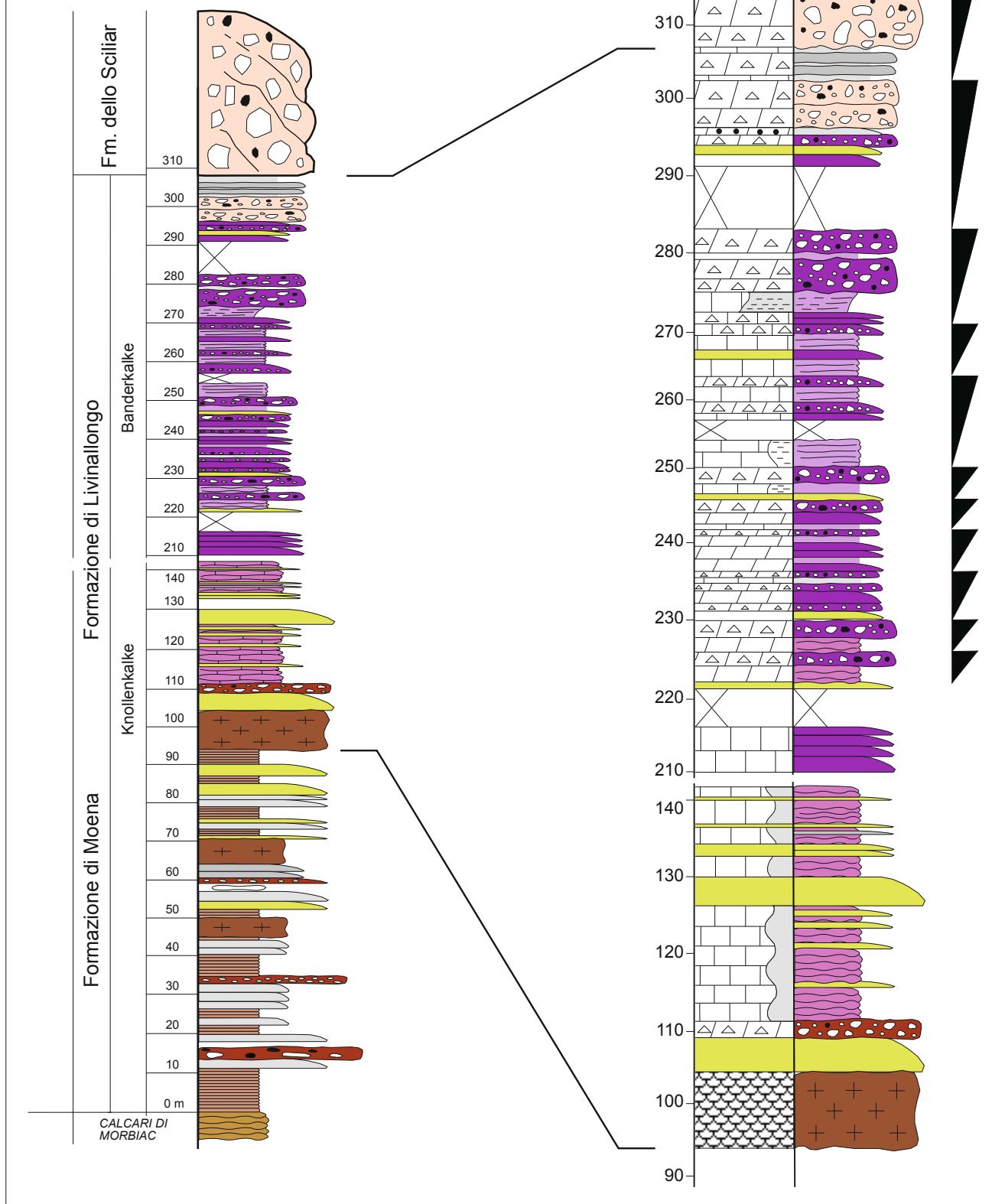
RIO BORDINA**(Pale di San Lucano)**

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

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

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

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

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

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

RELAZIONI PIATTAFORMA/BACINO

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

La variazione di spessore del membro dei Bänderkalke può essere controllata da differenti fattori:

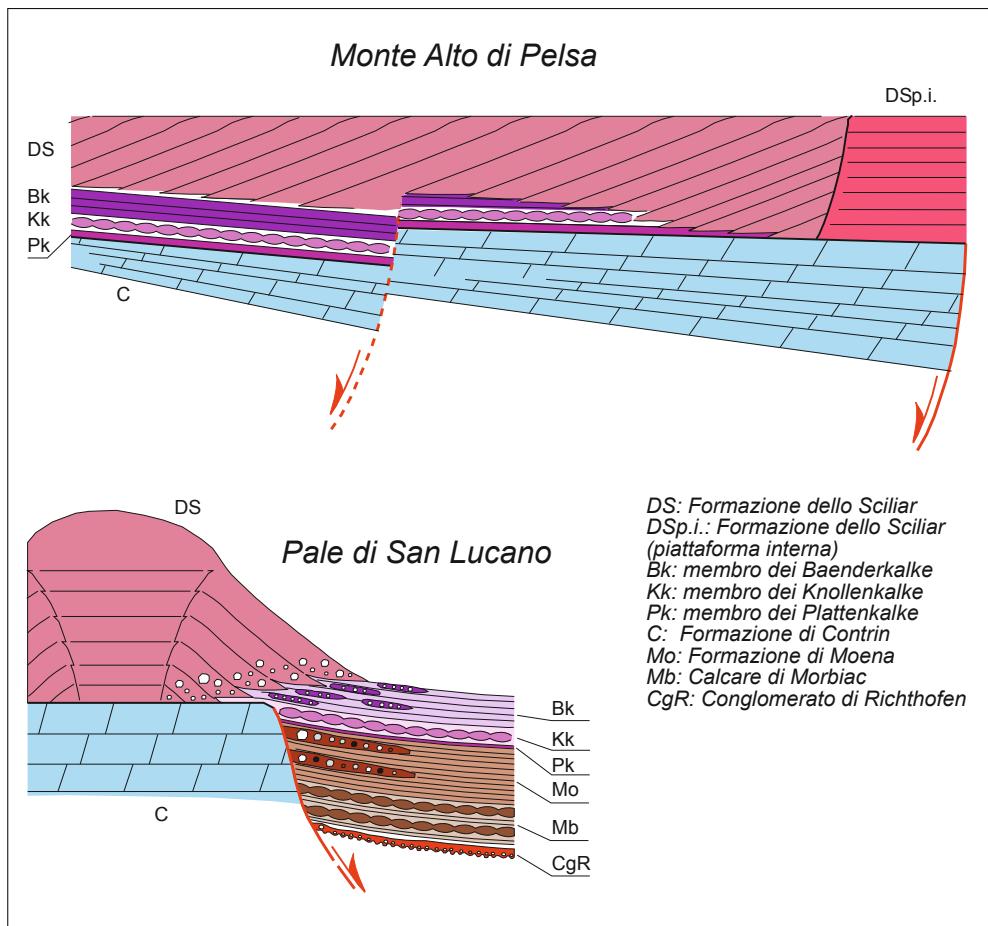
- a) il fattore prossimalità/distalità delle sezioni stratigrafiche rispetto ai nuclei delle piattaforma ladiniche progradanti;
 - b) tasso di esportazione di sedimenti dalle aree di piattaforma;
 - c) tasso di subsidenza che appare maggiore nei quadranti meridionali rispetto a quelli settentrionali.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

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

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

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

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



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

ARCHITETTURA DELLE PIATTAFORME CARBONATICHE

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

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

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

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

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

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

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

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

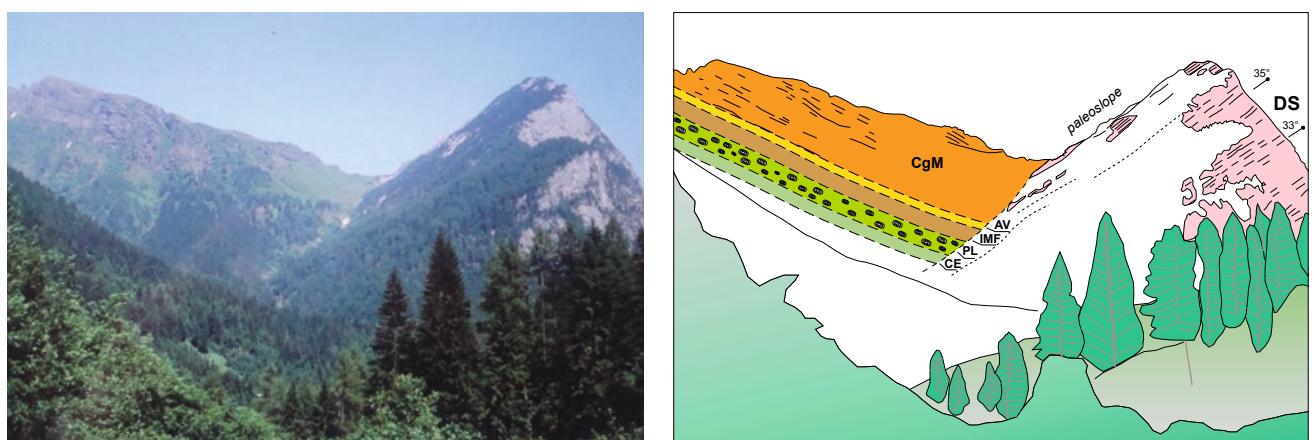


FIG. 18: Onlap dei depositi vulcanici e vulcanoclastici sulla scarpata del build-up delle Pale di San Lucano. DS = Formazione dello Sciliar; CE = Caotico eterogeneo; PL = Pillow-lave; IMF = Formazione del M. Fernazza; AV = Arenarie vulcaniche (Formazione del M. Fernazza); CgM = Conglomerato della Marmolada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

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

movimenti transpressivi sinistri (Doglioni, 1984). Nonostante le complicazioni tettoniche, numerosi sono gli studi a carattere strutturale volti alla ricostruzione dell'originario assetto paleogeografico (Caputo et al., 1999; Caputo & Stefani, 2003), sedimentologico-stratigrafico (Russo et al., 2000) e sulle modalità di sviluppo ed architettura interna (Blendinger, 1994; 2006). All'interno del complesso della Marmolada/Costabella sono stati distinti differenti depositi sedimentari: successioni di piattaforma interna (ex-Calcare del Latemar), il cui spessore viene stimato in circa 500 m (Vernel, Roda del Mulon e Monte Fop; Blendinger, 1994); spessori analoghi vengono stimati anche dai profili geologici N-S (Caputo et al., 1999). Il Calcare della Marmolada (ora inglobato nella Formazione dello Sciliar) che raggiunge lo spessore di circa 1000 m è costituito da depositi clinostratificati di slope. Sempre secondo studi recenti, il Gruppo della Marmolada/Costabella sarebbe costituito da tre edifici distinti e separati (Caputo et al., 1999) all'interno del bacino del Livinallongo la cui geometria sarebbe riconducibile a build-up carbonatici (Bosellini & Rossi, 1974) contornati da slope (clinoformi) che erano la sede principale della produzione carbonatica (Blendinger, 1994) anziché formati da materiale risedimentato. In relazione alle facies, si segnala l'importanza dei cementi sindesposizionali nella crescita e sviluppo dei build-ups della Marmolada e, più in generale, degli edifici carbonatici pre-vulcanici (Russo et al., 2000).

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

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

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

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

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

CONCLUSIONI

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

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

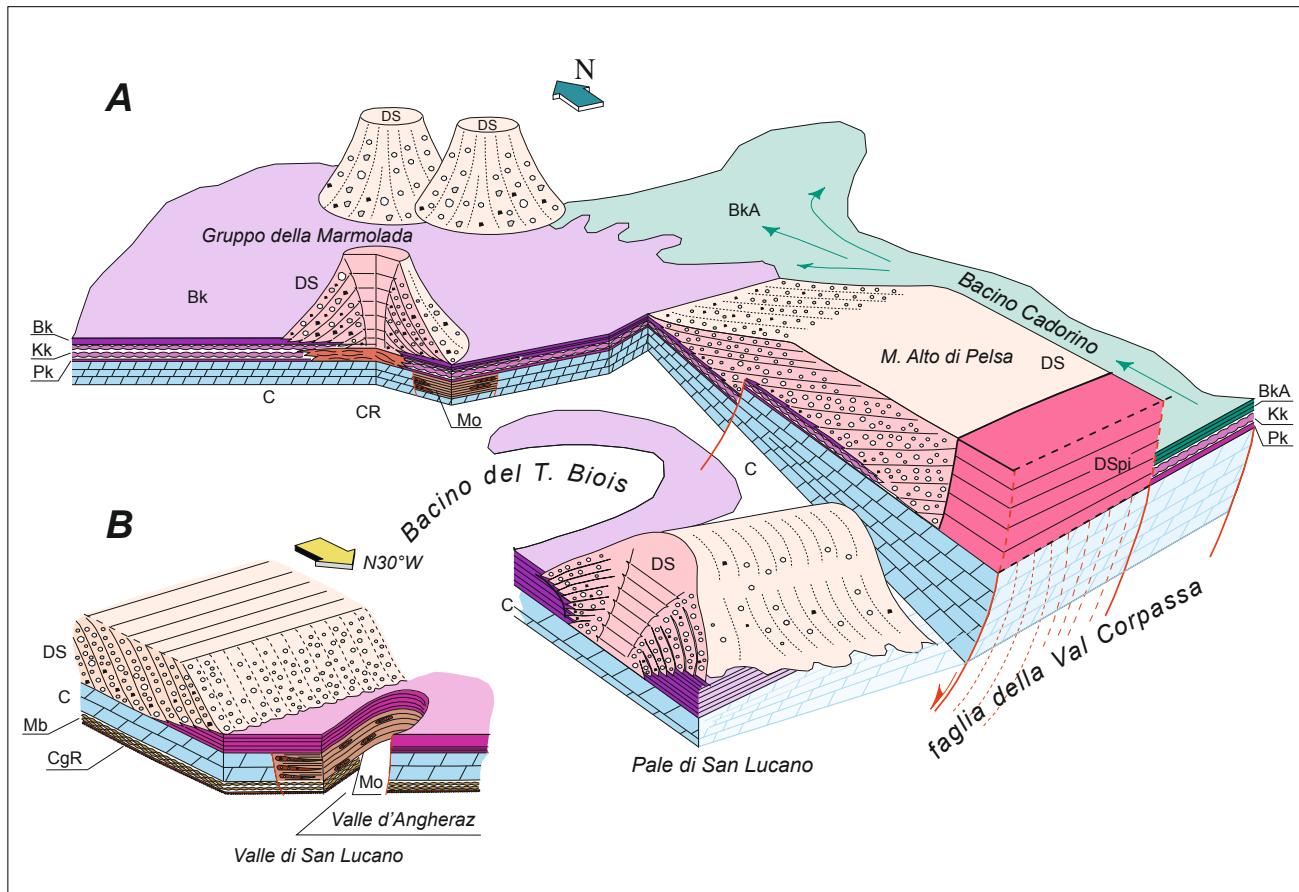


FIG. 19: A) Modello tridimensionale del bacino medio-triassico del Biois-Cordevole: in evidenza, la differente geometria ed organizzazione interna dei complessi carbonatici ai margini del bacino. Da un lato, a sud, il complesso delle Pale di San Lucano costituisce un build-up delimitato da corpi clinostratificati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

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

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

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

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

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

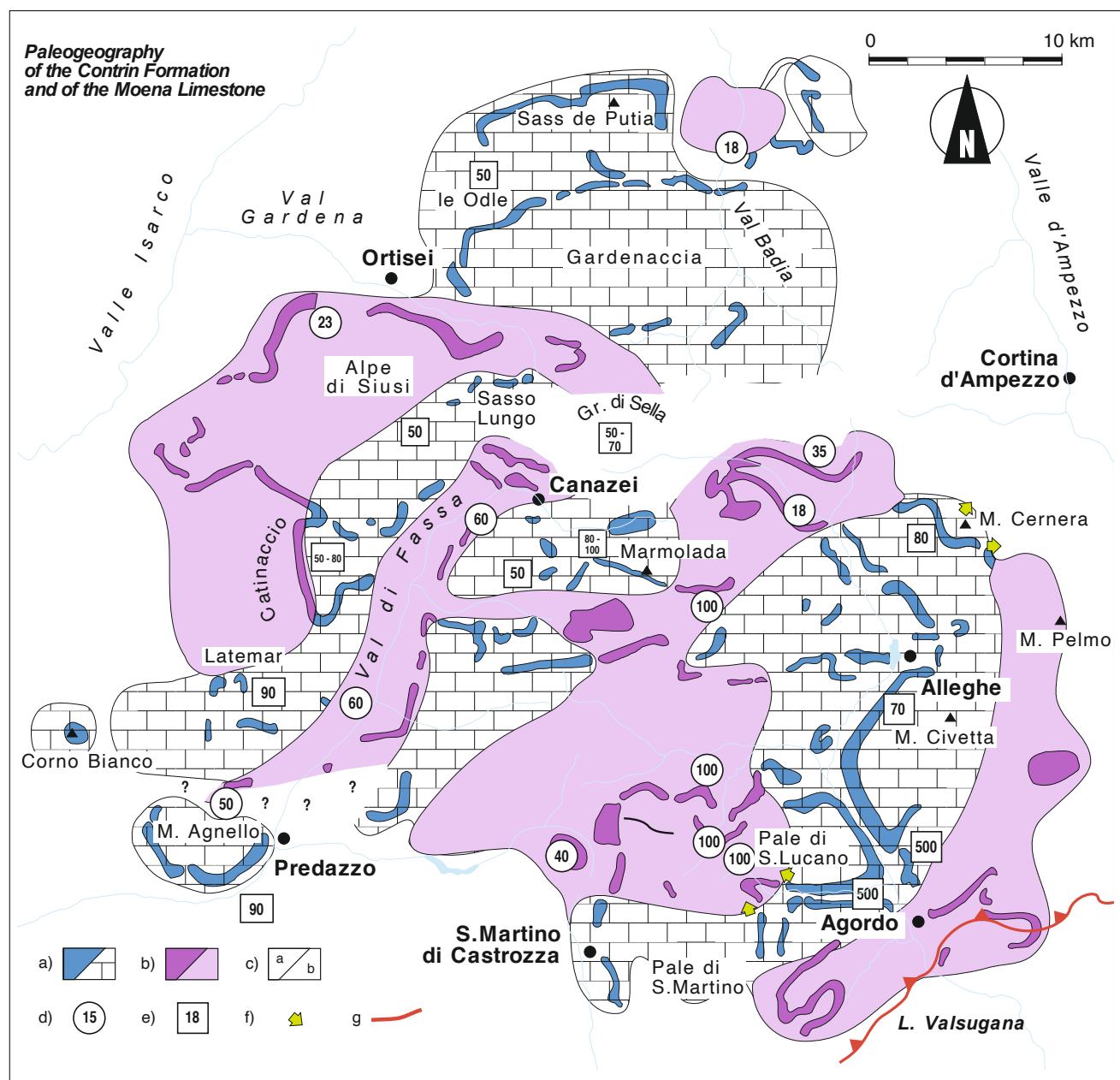


FIG. 20: Paleogeografia della Formazione di Contrin e della Formazione di Moena in cui vengono evidenziati gli spessori di entrambe le unità stratigrafiche. a) Formazione di Contrin; b) Formazione di Moena, Formazione del Bivera e Formazione dell'Ambata (queste ultime due solamente nell'area del M. Pelmo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

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

RINGRAZIAMENTI

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

BIBLIOGRAFIA

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

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

- gin development during the Ladinian and the Carnian. – Riv. It. Paleont. Strat., 86: 469-542.
- FRISIA-BRUNI S., JADOU F. & WEISSERT H., 1989: Evinosponges in the Triassic Esino Limestone (Southern Alps): documentation of early lithification and late diagenetic overprint. – Sedimentology, 36: 685-699.
- GAETANI M., FOIS E., JADOU F. & NICORA A., 1981: Nature and evolution of Middle Triassic Carbonate Buildups in the Dolomites (Italy). – Marine Geol., 44: 25-57.
- GIANOLLA P., DE ZANCHE V. & Mietto P., 1998: Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution. – In: De Graciansky, P. C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P. R., Ulmer-Scholle, D. (eds.): Mesozoic – Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. – SEPM Special Publication, 60: 719-747.
- GIANOLLA P., AVANZINI M., BREDA A., KUSTATSCHER P. E., PRETO N., ROGHI G., FURIN S., MASSARI F., PICOTTI V. & STEFANI M., 2010: Field Trip to the World Heritage Site of the Tethysian Triassic, September 5-10, 2010, Dolomites, Southern Alps, Italy. 1-122.
- GIORDANO D. & D'ALBERTO L., 2013: Nuovi dati per la paleogeografia anisica e ladinica della Valle di San Lucano e aree limitrofe (Dolomiti Agordine, Taibon Agordino). – Frammenti, 5: 65-80.
- GUIDO A., MASTANDREA A., STEFANI M. & RUSSO F., 2016: Role of autochthonous versus detrital micrite in depositional geometries of Middle Triassic carbonate platform systems. – GSA Bulletin; May/June 2016; 128 (5/6): 989-999.
- HARRIS M. T., 1993: Reef fabrics, biotic crusts and syndepositional cements of the Latemar reef margin (Middle Triassic), northern Italy. – Sedimentology, 40: 383-401.
- KEIM L. & SCHLAGER W., 2001: Quantitative compositional analysis of a Triassic carbonate platform (Southern Alps, Italy). – Sediment. Geol., 139: 261-283.
- KEIM L., BRADNER R., KRYSTYN L. & METTE W., 2001: Termination of carbonate slope progradation: an example from the Carnian of the Dolomites, Northern Italy. – Sedimentary Geology 143: 303-323.
- KENTER J., 1990: Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric. – Sedimentology, 37: 777-794.
- LEONARDI P. e collaboratori, 1968: Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave. Manfrini Editore, Rovereto (Trento), 1019 pp.
- MASETTI D. & NERI C., 1980: L'Anisico della Val di Fassa (Dolomiti occidentali): sedimentologia e paleogeografia. – Ann. Univ. Ferrara, N. S. Sez. 9, 3: 127-155.
- MASETTI D. & TROMBETTA G. L., 1998: L'eredità anisica nella nascita ed evoluzione delle piattaforme medio-triassiche delle Dolomiti Occidentali. – Mem. Sci. Geol., 50: 213-237.
- MAURER F., 1999: Wachstumsanalyse einer mitteltriadischen Karbonatplatform in den westlichen Dolomiten (Südalpen). – Eclogae Geol. Helv. 92: 361-378.
- MAURER F., 2000: Growth mode of Middle Triassic carbonate platforms in the Western Dolomites (Southern Alps, Italy). – Sedimentary Geology, 134: 275-286.
- MAURER F. & SCHLAGER W., 2003: Lateral variations in sediment composition and bedding in Middle Triassic inter-platform basins (Buchenstein Formation, southern Alps, Italy). – Sedimentology, 50: 1-22.
- MOJSISOVICS E. V. von, 1879: Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien: Beiträge Zur Bildungsgeschichte der Alpen. – A. Hölder, Vienna, 551 pp., Wien.
- NERI C., GIANOLLA P., FURLANIS S., CAPUTO R. & BOSELLINI A., 2007: Note illustrative – Foglio 029 Cortina d'Ampezzo, Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50.000. IPRA, Roma.
- PISA G., FARABEGOLI E. & OTT E., 1979: Terreni anisici della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti Sudorientali). – Mem. Soc. Geol. It., 18: 63-93.
- RICHTHOFEN F. von, 1860: Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und der Seiser Alpe in Südtirol, 327 pp. Perthes, Gotha.
- ROSSI D., 1962: Geologia della parte meridionale del Gruppo della Marmolada. – Mem. Mus. Trid. St. Nat., 14: 1-189.
- ROSSI D., 1968: Gruppo della Marmolada (parte meridionale). – In: Leonardi P., (eds): Geologia delle Dolomiti, 753-768, Arti Grafiche Manfrini, Rovereto (Trento).
- RUSSO F., NERI C., MASTANDREA A. & BARACCA A., 1997: The Mud Mound nature of the Cassian Platform margins of the Dolomites. A case history: the Cipit boulders from Punta Grohmann (Sasso Piatto Massif, Northern Italy). – Facies 36: 25-36.
- RUSSO F., MASTANDREA A., STEFANI M., & NERI C., 2000: Carbonate facies dominated by syndepositional cements: A key component of Middle Triassic platforms. The Marmolada case history (Dolomites, Italy). – Facies, 42: 211-226, doi: 10.1007/BF02562573 .
- SARTI M. & ARDIZZONI F., 1984: Tettonica triassica nel Gruppo di Cima Pape – Pale di Sanson (Dolomiti Bellunesi). – Mem. Sci. Geol., 36: 353-370.
- SCHLAGER W. & NICORA A., 1979: Picco di Vallandro (Dürrenstein) – the flank of a carbonate platform at Cassian time. In: Gaetani M. (eds): Field Guide Book, Riccardo Asereto and Giulio Pisa field symposium on Triassic stratigraphy in the southern Alps, pp. 64-68, Università degli Studi di Milano, Bergamo.
- SCHÖNBORN G., 1999: Balancing cross section with kinematic constraints: The Dolomites (Northern Italy). – Tectonics, 18(3): 527-545.
- SELLI L., 1998: Il lineamento della Valsugana fra Trento e Cima d'Asta: cinematica neogenica ed eredità strutturale permomesozoiche nel quadro evolutivo del Sudalpino orientale (NE-Italia). – Mem. Soc. Geol. It., 53: 503-541, Roma.
- SEMPENA E., 1968: I gruppi dolomitici tra il Boite e S. Stefano di Cadore. – In: Leonardi P., (eds): Geologia delle Dolomiti, 851-859, Arti Grafiche Manfrini, Rovereto (Trento).
- SALOMON W., 1895: Geologische und palaeontologische Studie über die Marmolata. – Palaeontographica 42 (1-3): 1-210.
- STEFANI M. & CAPUTO R., 1998: Stratigrafia triassica e tettonica alpina nel Gruppo Marmolada – Costabella (Dolomiti Centrali). – Mem. Soc. Geol. It., 53: 263-293.
- SUDIRO P., 2002: Carbonate slope deposits of the Contrin Formation, Costabella area (Western Dolomites, NE Italy). – Mem. Soc. Geol. It., 57: 19-28.
- TROMBETTA G. L., 2011: Facies analysis, geometry and architecture of a Carnian carbonate platform: the Settsass/Richthofen Riff (Dolomites, Southern Alps, Northern Italy). – Geoalp 8: 56-75.
- TROMBETTA G. L. & MASETTI D., 2012: Geologia, stratigrafia e sedimentologia del Triassico medio della Valle di San Lucano (Gruppo delle Pale di San Martino, Provincia di Belluno). – Frammenti, 4: 65-80.
- TROMBETTA G. L. & MASETTI D., 2016: La Formazione di Livinallongo nel Gruppo della Marmolada – Costabella: sedimentologia e variabilità laterale di un bacino sedimentario

- nel quadro della paleogeografia del Ladinico inferiore delle Dolomiti occidentali (Province di Belluno e Trento). – Frammenti, 6: 31-46.
- VIEL G., 1979a: Litostratigrafia Ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area Dolo-mitico-Cadorina (Alpi Meridionali). – Parte I. Riv. It. Paleont. Strat., 85 (1): 297-352.
- VIEL G., 1979b: Litostratigrafia Ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area Dolo-mitico-Cadorina (Alpi Meridionali). – Parte II. Riv. It. Paleont. Strat., 85 (1): 85-125.
- WITTEMBURG von P., 1908: Beitrage zur Kenntnis der Werfener Schichten Sudtirols. – Geol. Palaont. Abh., 8: 251-292.
- WOLF K. H., 1965: Gradational sedimentary products of calca-reous algae. – Sedimentology 5: 1-37.
- ZAMPIERI D., 1987: Le piattaforme carbonatiche triassiche delle Pale di San Martino (Dolomiti). – Mem. Sci. Geol., 39: 73-83.

Manoscritto pervenuto il 17 febbraio 2021

Approvato il 13 maggio 2021

RICHTLINIEN FÜR AUTOREN (MÄRZ 2021)

INHALT

Originalarbeiten aus dem Gesamtgebiet der Geologie des Alpenraumes mit regionalem Schwerpunkt auf den Alt-Tiroler Raum; Geologie im weiten Sinne, einschließlich der regionalen Petrographie, Mineralogie, Paläontologie, Tektonik, Lagerstättenkunde, Hydrogeologie, Ingenieurgeologie bis hin zur Geschichte der Geologie und archäologisch-geologischen Fragestellungen.

SPRACHE

Die Artikel können auf Englisch, Deutsch oder Italienisch eingereicht werden. Im Falle eines deutschen oder italienischen Textes sind eine englische Zusammenfassung und zusätzlich englische Bildunterschriften erforderlich.

FORMALE ANFORDERUNGEN

- Das Manuskript sollte einen dem Thema angemessenen Umfang haben, kann aber mit reichlich Bildmaterial illustriert und durch Tabellen und Karten im max. doppelseitigen Heftformat ergänzt sein.
- Für die **Gliederung** empfiehlt sich folgendes Schema: Titel (Deutsch oder Italienisch und immer Englisch), Autor(en), Adresse (oder Institut) der Autoren, Abstract (englisch), Keywords, 1. Einleitung, 2. Untersuchungsgebiet, 3. Material und Methoden, 4. Ergebnisse (bei Bedarf tiefergehende Hierarchie oder Zwischenkapitel), 5. Diskussion; Zusammenfassung, Dank, Literatur.
- Das **Abstract** (mit englischem Titel) sollte den Umfang von 200 Wörtern nicht überschreiten.
- **Keywords:** Sind im Anschluss an das Abstract zu stellen und in englischer Sprache zu verfassen. Empfohlen werden maximal 6 Keywords. Es sollen keine Wörter verwendet werden, die bereits im Titel aufscheinen
- **Textformat:** Word (.docx oder .odt), Times New Roman, Schriftgröße 12, Flattersatz. Weitere Formatierungen (insbesondere Absatzformatierungen, Unterstreichungen von Text) sind zu vermeiden. Davon ausgenommen sind Artnamen der Paläontologie, die *kursiv* und Autorennamen, die in Kapitälchen zu schreiben sind.
- Alle **Abbildungen, Karten, Tabellen** usw. sind in der Originalsprache des Artikels und englisch zu beschriften.
- **Literaturzitate:** Zeitschriften können abgekürzt (internationale Standardkürzel) oder ausgeschrieben werden (obliegt dem Autor, sollte aber innerhalb der Arbeit einheitlich sein). Zitate von Internetseiten müssen nachvollziehbar sein bzw. dem auf diesen Seiten vorgeschlagenen Zitiermodus entsprechen. Auch ist das Datum, an dem die Seite abgerufen wurde, anzugeben (siehe letztes Zitat-Beispiel unten).

Beispiele:

- BOSELLINI A. & HARDIE A. L., 1973: Depositional theme of a marginal evaporite. *Sedimentology*, 20: 5–27.
- WOPFNER H. & FARROKH 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.
- WISSMANN H. L. & MÜNSTER G. GRAF VON, 1841: Beiträge zur Geognosie und Petrefactenkunde des südöstlichen Tirol's vorzüglich der Schichten von St. Cassian. Buchner'sche Buchhandlung, Bayreuth, 152 pp.
- BALME B. E., 1995: Fossil in situ spores and pollen grains: an annotated catalogue. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 87(2–4): 81–323.
- BENTON M. J., 2015: *Vertebrate Palaeontology*. 4th edition. Wiley Blackwell, West Sussex, 480 pp.
- GIANOLLA P., MORELLI C., CUCATO M. & SIORPAES C., 2018: Note Illustrative - Foglio 016 Dobbiaco, Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50.000. ISPRA, Roma.
- GOLDENBERG G., 2001: Bronzezeitlicher Kupferbergbau in Nordtirol. url: <https://www.archaeologie-online.de/artikel/2001/thema-montanarchaeologie/bronzezeitlicher-kupferbergbau-in-tirol/> (abgerufen am 12.2.2021)
- **Abbildungen** sollten als jpg-Datei, als PDF oder im TIFF-Format eingereicht werden. Auf eine entsprechende Schriftgröße in den Bildern und Grafiken ist zu achten, sodass sie bei allfälliger Verkleinerung der Originale noch gut lesbar ist. Feinmaschige Muster sind wegen möglicher Moiré-Effekte zu vermeiden. Geforderte Mindestauflösung: 300 dpi (in Druckgröße) bzw. 600 dpi bei Strichgrafiken. Abbildungen sollten eine Spalte (84 mm) oder zwei Spalten (172 mm) breit und maximal 251 mm lang sein. Kartenmaßstäbe bitte mit Messbalken kennzeichnen.
- Bei **Bildtafeln** sind die Einzelbilder unten rechts mit Großbuchstaben zu kennzeichnen und jeweils separat einzurichten (Vorschläge für Layout sind erwünscht). Die Endmontage erfolgt jedoch vom Layouter. Lesart von links oben nach rechts unten. Maßstabsbalken sind ins Original einzusetzen und werden bei Formatänderung somit mitverkleinert oder-vergrößert.
- **Tabellen** sind als separate Word- oder Excel-Dateien zur Verfügung zu stellen.
- Das Manuskript ist als komplette **Digitalversion** abzugeben. Das heißt, es enthält alle Tabellen, Grafiken, Zeichnungen, Fotos und entsprechende Legenden und zwar dort, wo sie die Autoren platziert haben möchten. Diese müssen sich am Satzspiegel (Heftgröße DIN A4) orientieren (einspaltig, zweispaltig, ganz- oder doppelseitig); sie sind zusätzlich als getrennte Original-Dateien (u.a. Fotos mit originaler Auflösung) abzugeben. Falttafeln werden nicht akzeptiert.
- Es werden nur vollständig abgegebene und korrekt formatierte Manuskripte weiterbearbeitet.

MANUSKRIFTANNAHME

Manuskripte können laufend an die Adresse geo.alp@naturmuseum.it eingereicht werden; Redaktionsschluss für den jeweiligen Jahresband ist Ende September des laufenden Jahres. Über die Annahme des Manuskriptes entscheidet das Redaktionskomitee nach fachlicher Prüfung und mithilfe externer Gutachter (peer-reviewing). Der Autor wird über die Annahme oder Ablehnung des Manuskriptes in Kenntnis gesetzt. Korrekturvorschläge der Gutachter werden dem Autor übermittelt. Das überarbeitete Manuskript ist raschstmöglich an den Schriftleiter (geo.alp@naturmuseum.it) zu senden. Der Autor erhält vor dem Abdruck eine Druckfahne für letzte Korrekturen (geringen Ausmaßes!).

URHEBERRECHT

Mit der Manuskriptannahme geht das einmalige Publikationsrecht an den Herausgeber über.

FREIEXEMPLARE

Die Arbeiten der Geo.Alp werden als pdf-Dokument in die Homepage des Naturmuseums Südtirol gestellt und können von dort heruntergeladen werden www.natura.museum. Autoren/innen erhalten ein Exemplar des gedruckten Bandes kostenfrei.

HERAUSGEBER

Naturmuseum Südtirol
Bindergasse 1
39100 Bozen
Italien
Tel. +39 0471 412960
geo.Alp@naturmuseum.it

LINEE GUIDA PER GLI AUTORI (MARZO 2021)

CONTENUTI

Lavori originali nell'ambito della geologia dell'intera regione alpina con un focus regionale sull'area del Tirolo storico; Geologia in senso ampio che comprende Petrografia, Mineralogia, Paleontologia, Tettonica, Giacimenti Minerari, Idrogeologia, Geoingegneria fino alla Storia geologica e i quesiti archeo-geologici.

LINGUA

Sono accettati articoli in lingua inglese, tedesca o italiana. Nel caso ci siano testi in tedesco o in italiano sono richiesti un riassunto in inglese e didascalie aggiuntive in inglese.

NORME REDAZIONALI

- Il Manoscritto deve avere una lunghezza adeguata all'argomento, può essere arricchito con materiale illustrativo e integrato con tabelle e mappe di formato massimo pari ad una doppia pagina del volume.
 - Per la **struttura** si raccomanda di seguire il seguente schema: Titolo (sempre in tedesco o in italiano e inglese), Autore(i), Indirizzo degli autori (oppure il loro Istituto di appartenenza), Abstract (inglese), Keywords, 1. Introduzione, 2. Area di studio, 3. Materiali e metodi, 4. Risultati (se necessario suddividere ulteriormente in capitoli o utilizzare sotto-capitoli), 5. Discussione; Riassunto, Ringraziamenti, Bibliografia.
 - L'**abstract** (con titolo in inglese) non deve superare le 200 parole.
 - **Keywords** sono da indicare alla fine dell'abstract in lingua inglese. Si consiglia di utilizzare al massimo 6 keywords. Non devono essere usate parole che compaiono nel titolo.
 - Formato del testo: Word (.docx o .odt), Times New Roman, dimensione dei caratteri 12, allineamento a bandiera. Altri tipi di formattazione sono da evitare (in particolare formattazioni dei paragrafi, sottolineature del testo). Fanno eccezione i nomi delle specie paleontologiche che sono da scrivere in *corsivo* e i nomi degli autori che vanno scritti in Maiuscolo.
 - Tulle le **immagini**, mappe, tabelle, ecc. devono avere una didascalia nella lingua originale dell'articolo e in inglese.
 - **Citazioni bibliografiche:** i nomi delle riviste possono essere abbreviati (abbreviazioni internazionali standard) o scritti per esteso (può decidere l'autore, ma va mantenuta l'uniformità all'interno del lavoro). Le citazioni dei siti web devono essere comprensibili e corrispondere alle modalità di citazione suggerite dal sito stesso. Deve essere riportata anche la data della consultazione del sito (vedi l'ultimo tra gli esempi di citazione riportati di seguito).
- Esempi:*
- BOSELLINI A. & HARDIE A. L., 1973: Depositional theme of a marginal evaporite. *Sedimentology*, 20: 5–27.
- WOPFNER H. & FARROKH 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.
- WISSMANN H. L. & MÜNSTER G. GRAF VON, 1841: Beiträge zur Geognosie und Petrefactenkunde des südöstlichen Tirol's vorzüglich der Schichten von St. Cassian. Buchner'sche Buchhandlung, Bayreuth, 152 pp.
- BALME B. E., 1995: Fossil in situ spores and pollen grains: an annotated catalogue. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 87(2–4): 81–323.
- BENTON M. J., 2015: *Vertebrate Palaeontology*. 4th edition. Wiley Blackwell, West Sussex, 480 pp.
- GIANOLLA P., MORELLI C., CUCATO M. & SIORPAES C., 2018: Note Illustrative - Foglio 016 Dobbiaco, Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50.000. ISPRA, Roma.
- GOLDENBERG G., 2001: Bronzezeitlicher Kupferbergbau in Nordtirol. url: <https://www.archaeologie-online.de/artikel/2001/thema-montanarchaeologie/bronzezeitlicher-kupferbergbau-in-tirol/> (consultato il 12/2/2021)
- Le **immagini** devono essere presentate come file .jpg, come PDF o in formato TIFF. Occorre accertarsi che la dimensione dei caratteri nelle immagini e nei grafici sia appropriata, in modo che siano ancora leggibili, nel caso di eventuali riduzioni di dimensione necessarie al momento della stampa. I motivi a maglie fini dovrebbero essere evitati a causa del possibile effetto Moirè. Risoluzione minima richiesta: 300 dpi (nel formato di stampa) o 600 dpi per le illustrazioni grafiche. Le immagini devono avere larghezza pari a una colonna (84 mm) o due colonne (173 mm) e lunghezza pari a 251 mm al massimo. Indicare la scala delle carte con barre di misurazione.
- In presenza di **tavole illustrate** le singole immagini devono essere contrassegnate con una lettera in maiuscolo in basso a destra e ciascuna deve essere presentata separatamente (Proposte di Layout sono ben accette). Il montaggio finale viene eseguito dal "layouter". La lettura parte dall'alto a sinistra verso il basso a destra. Le barre di misurazione sono da inserire nell'originale e verranno ridotte o ingrandite dalle eventuali variazioni di formato.
- Le **tabelle** devono essere presentate come file separati Word o Excel.
- Il manoscritto deve essere consegnato nella **versione digitale** completa. Ciò significa che deve comprendere tutte le tabelle, i grafici, i disegni, foto e relative legende inseriti nel testo dove gli autori vogliono che siano collocati. Questi devono comunque essere collocati entro i limiti dell'area di stampa (formato del volume DIN A4) (colonna singola, colonna doppia, pagina intera o su doppia pagina). Inoltre

essi vanno consegnati separatamente come file originali (compresa le foto con risoluzione originale). Tabelle piegate non verranno accettate.

- Saranno presi in considerazione solo i manoscritti consegnati in modo completo e in formato corretto.

ACCETTAZIONE DEL MANOSCRITTO

I manoscritti possono essere inviati in qualsiasi momento all'indirizzo geo.alp@naturmuseum.it; la scadenza editoriale per il rispettivo volume annuale è la fine del mese di settembre dell'anno corrente. Il comitato editoriale decide sull'accettazione del manoscritto in seguito a una valutazione scientifica con la collaborazione di un revisore esterno (peer-reviewing). Gli autori verranno informati riguardo all'accettazione o il rifiuto del loro manoscritto. Le proposte di correzione verranno inviate agli autori. Il manoscritto revisionato deve essere inviato al section editor il prima possibile (geo.alp@naturmuseum.it). Gli autori riceveranno una bozza per le ultime correzioni formali finali (di lieve entità!) prima della stampa.

DIRITTI D'AUTORE

Con l'accettazione del manoscritto il diritto di pubblicazione passa all'editore.

COPIE OMAGGIO

I lavori pubblicati verranno messi sulla homepage del Museo di Scienze Naturali dell'Alto Adige (www.natura.museum) come file pdf, dove potranno essere scaricati. Gli autori riceveranno gratuitamente una copia stampata del volume.

EDITORE

Museo di Scienze Naturali dell'Alto Adige
Via Bottai 1
39100 Bolzano
Italia
Tel. +39 0471 412960
geo.Alp@naturmuseum.it

AUTHOR GUIDELINES (MARCH 2021)

TOPICS

Original studies from the overall field of geology of the Alpine region with a regional focus on the area of historic Tyrol; geology in a broad sense, including regional petrography, mineralogy, paleontology, tectonics, deposit science, hydrogeology, engineering geology up to the history of geology and archaeological geological issues.

LANGUAGE

Articles can be submitted in English, German or Italian. In case of German or Italian text, an English abstract and additional English captions are required.

FORMAL REQUIREMENTS

- The manuscript should be of an appropriate **size** for the topic but may be illustrated with abundant visual material and supplemented by tables and maps in a maximum double-page booklet format.
 - The recommended **outline** is as follows: title (always German or Italian and English), author(s), address (or affiliation) of the authors, abstract (English), keywords, 1. introduction, 2. study area, 3. material and methods, 4. results (if necessary deeper hierarchy or intermediate chapters), 5. discussion; summary, acknowledgements, references.
 - The **abstract** (with English title) should not exceed 200 words.
 - **Keywords** are placed after the abstract and written in English. A maximum of 6 keywords is recommended. Words that already appear in the title should not be used.
 - **Text format:** Word (.docx or .odt), Times New Roman, font size 12, flat type. Other formatting (especially paragraph formatting, underlining of text) should be avoided. Exceptions are species names, which are written in *italics*, and author names, which are written in Capitals.
 - All **figures, maps, tables**, etc., must be labeled in the original language of the article and in English.
 - **References:** Journals may be abbreviated (standard international abbreviations) or written out (is up to the author but should be consistent within the paper).
- Citations from Internet sites must be traceable or conform to the citation mode suggested in these pages. The date on which the page was accessed must also be given (see last citation example below).

Examples:

- BOSELLINI A. & HARDIE A. L., 1973: Depositional theme of a marginal evaporite. *Sedimentology*, 20: 5–27.
- WOPFNER H. & FARROKH 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.
- WISSMANN H. L. & MÜNSTER G. GRAF VON, 1841: Beiträge zur Geognosie und Petrefactenkunde des südöstlichen Tirol's vorzüglich der Schichten von St. Cassian. Buchner'sche Buchhandlung, Bayreuth, 152 pp.
- BALME B. E., 1995: Fossil in situ spores and pollen grains: an annotated catalogue. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 87(2–4): 81–323.
- BENTON, M. J., 2015: *Vertebrate Palaeontology*. 4th edition. Wiley Blackwell, West Sussex, 480 pp.
- GIANOLLA P., MORELLI C., CUCATO M. & SIORPAES C., 2018: Note Illustrative - Foglio 016 Dobbiaco, Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50.000. ISPRA, Roma.
- GOLDENBERG G., 2001: Bronzezeitlicher Kupferbergbau in Nordtirol. url: <https://www.archaeologie-online.de/artikel/2001/thema-montanarchaeologie/bronzezeitlicher-kupferbergbau-in-tirol/> (accessed on 12.2.2021)
- **Figures** should be submitted as .jpg files, as PDF or in TIFF format. Attention should be paid to an appropriate font size in the images and graphics so that they are still easily legible if the originals are reduced in size. Fine mesh patterns should be avoided due to possible moiré effects. Required minimum resolution: 300 dpi (in print size) or 600 dpi for line graphics. Illustrations may be one column (84 mm) or two columns (172 mm) wide and a maximum of 251 mm long. Please mark map scales with measuring bars.
- In the case of **image plates**, the individual images should be marked with capital letters at the bottom right and each submitted separately (suggestions for layout are welcome). The final assembly is, however, done by the designer. Reading from top left to bottom right. Scale bars should be inserted into the original, so they are reduced or enlarged when the format is changed.
- **Tables** should be provided as separate Word or Excel files.
- The manuscript must be submitted as a complete **digital version**. This means that it contains all tables, graphs, drawings, photos and corresponding captions placed where the authors prefer. These must be oriented to the type area (DIN A4) (single-column, double-column, full- or double-sided); they must also be submitted as separate original files (including photos with original resolution). Folded plates will not be accepted.

Only complete and correctly formatted manuscripts will be processed.

MANUSCRIPT ACCEPTANCE

Manuscripts can be submitted on an ongoing basis to geo.alp@naturmuseum.it. The editorial deadline for the respective annual volume is the end of September of the current year. The editorial board decides on the acceptance of the manuscript after professional examination and with the help of external reviewers (peer-reviewing). The author will be informed about the acceptance or rejection of the manuscript. Suggestions for corrections provided by the reviewers are sent to the author. The revised manuscript must be sent to the Editor (geo.alp@naturmuseum.it) as soon as possible. The author will receive a galley proof for final corrections (of minor extent!) before printing.

COPYRIGHT

With the acceptance of the manuscript, the one-time publication right is transferred to the editor.

FREE COPIES

The Geo.Alp articles will be placed as pdf-document on the homepage of the Museum of Nature South Tyrol (www.natura.museum) and can be downloaded. Authors will receive a free copy of the printed volume.

PUBLISHER

Museum of Nature South Tyrol
Bindergasse 1
39100 Bolzano
Italy
Tel. +39 0471 412960
geo.Alp@naturmuseum.it

2021

GRE DLER IANA

21



The biological series "Gredleriana" of the Museum of Nature South Tyrol is intended to promote the documentation and dissemination of the scientific research findings coming from the Alpine region, especially from South Tyrol. Vol 21/2021

INHALTSVERZEICHNIS

| | |
|---|--------------|
| Hans Jörg Laimer: Geomorphologische Aufnahme tiefgreifender gravitativer Hangdeformationen am Breitenberg (Schafberggruppe, Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich) | 5-16 |
| Gian Luigi Trombetta & Daniele Masetti: Sintesi delle conoscenze geologiche e proposta di un nuovo modello sedimentario per il Bacino del T. Biois (Formazione di Livinallongo e Formazione dello Sciliar, Province di Belluno e Trento) | 17-40 |
| Richtlinien für Autoren – Linee guida per gli autori – Author guidelines | 41-46 |
