

Fazies und Lithostratigraphie ausgewählter Einheiten auf Blatt Eisenerz

G. BRYDA, M. MOSER, O. KREUSS, H.P. SCHÖNLAUB, W. PAVLIK

Eine vollständige Beschreibung der auf Blatt Eisenerz vertretenen lithostratigraphischen Einheiten würde den Umfang dieser Arbeit bei weitem sprengen. Es werden daher im folgenden Text nur jene Schichtglieder der Mürzalpen-Decke und unterlagernden Norisch-Tirolischen Decke sowie die Sturzstrom Ablagerung des Bergsturzes von Wildalpen beschrieben, die im Rahmen der Exkursion besucht bzw. im Text erwähnt werden.

Inhalt

- Der Bergsturz von Wildalpen
- Ausgewählte Schichtglieder der Mürzalpen-Decke
 - Wetterstein-Plattform/Plattformrandentwicklung
 - Steinalm-Wettersteinkalk – lagunäre Fazies
 - Steinalm-Wettersteindolomit – lagunäre Fazies
 - Wettersteinkalk – Rifffazies
 - Wettersteindolomit – Rifffazies
 - Wettersteinkalk – riffnahe Hangfazies
 - Wettersteinkalk – rifferne Hangfazies
 - Tremmlgraben-Formation
 - Grafensteigkalk
 - Sonnschien-Formation
 - Reifling-Formation
 - Steinalm-Formation
 - Gutenstein-Formation
 - Werfener Schichten
- Ausgewählte Schichtglieder der Norisch-Tirolischen Decke
 - Präbichl-Formation
 - Sauberg-Kalk, bunter Flaser-Bänderkalk
 - Orthocerenkalk
 - Cystoideenkalk
 - Polsterquarzit
 - Blasseneckporphyroid
 - Gerichtsgraben-Gruppe

Der Bergsturz von Wildalpen

D. STUR (1871, S. 11) interpretierte das Gebiet des Schafwaldes als Gletscherblockwerk, A. BITTNER & M. VACEK (1887) sahen in diesem Gebiet anstehenden Ramsaudolomit und Dachsteinriffkalk. E. SPENGLER (1926b, S. 59; 1927, S. 72f) beschrieb es als „Blockmeer des Schafwaldes“, das zu den unwegsamsten Gegenden der ganzen Hochschwabgruppe gehört. Obwohl dieses Gebiet auf ihn den Eindruck eines Bergsturzgebietes machte, kamen für ihn nur die randlichen Bereiche als Interpretation eines Bergsturzes in Frage, da die von Trümmern bedeckte Fläche im Verhältnis zur Höhe der umgebenden Berge zu groß wäre. Für das Restliche nimmt er eine „eigenartige Verkarstungserscheinung“ eines stark unterhöhlten gewesenen Dachsteinriffkalkes an, die in sich selbst zusammengebrochen ist. N. LICHTENECKER (1929, S. 252) sprach erstmals von einem Bergsturz. Er begrenzte die Fläche der Sturzmasse auf den heutigen Schafwald. In seiner Arbeit „Bergstürze in den Alpen“ erwähnte G. ABELE (1974, S. 5) diesen „noch nicht näher untersuchten Bergsturz“. Erst jüngst erkannte A. FRITSCH (1993, S. 64ff) das gesamte Ausmaß dieses Bergsturzes.

Das Siebenseegebiet südlich Wildalpen wurde in den frühen Untersuchungen bei allen Autoren A. BOEHM (1885, S. 451), R. MICHAEL (1891, S. 21), E. SPENGLER (1926b, S. 81f; 1927, S. 57f), A. PENCK & E. BRÜCKNER (1909, S.?), F. TRAUTH (1948, S. 14) als Moränenlandschaft gedeutet, wobei darauf hingewiesen wurde, dass die auffallend spitzen Moränenhügel aus feinererriebenem Dolomitgrus bestehen.

Die Terrassen bei Winterhöh und im Salzatal und im Salzatal wurden bei den früheren Untersuchungen (A. BOEHM, 1885, S. 451; R. MICHAEL, 1891, S. 25; F. TRAUTH, 1948, S. 12) als Moränen angesprochen. Erst die Neubearbeitung durch A. FRITSCH (1993, S. 64ff) erbrachte das gesamte Ausmaß eines der größten Bergstürze der Alpen, der das gesamte Siebenseegebiet und große Teile des Salzatales umfasst.

Das Abbruchgebiet

Das Abbruchgebiet dieses Bergsturzes liegt ungefähr 7 km südlich Wildalpen. Die 2012 m hohe Schaufelwand bildet die südliche Abbruchkante, der Brandstein (2003 m) die westliche Begrenzung der Ausbruchsnische sowie der Ebenstein (2123 m) und der Griesstein (2023 m) die Östliche (Abb. VI.5.15-1). Die westliche und östliche Begrenzung wird von großen Bruchlinien, Blattverschiebungen markiert. Die Gleitfläche im Süden wird von einer in mehrere Flächen aufgesplitteten Überschiebungsbahn gebildet. Das Abbruchgebiet hat somit eine W–E-Erstreckung von etwas weniger als 3,5 km und ungefähr 1 km N–S-Erstreckung. Die Höhe des Ausbruchsblockes betrug mehrere hundert Meter, A. FRITSCH nimmt ca. 800 m an. Die Gleitfläche besitzt eine durchschnittliche Neigung von 37° (max. bei 47°, min. bei 28°; A. FRITSCH, 1993, S. 69f).

Der Ablagerungsraum

Dieser reicht vom Schiffwaldboden im Süden bis in das Salzatal, salzaufwärts bis Spannring, salzabwärts bis Fachwerk und in das vordere Hopfgartental und Holzäpfeltal.

Der Schafwald („Blockmeer“ Schafwald)

Der gesamte Schafwald wird von Trümmernmassen des Bergsturzes eingenommen. Das „Blockmeer des Schafwaldes“ nimmt eine Fläche von max. 3,8 km (W–E) und max. 2,4 km (N–S) ein. Die hier liegenden Massen können als im Verband versackte Gesteinskörper charakterisiert werden. Innerhalb dieser Massen ist das Gestein in unterschiedlich große Körper zerbrochen. Einige täuschen aufgrund ihrer Größe und Kompaktheit aus der Entfernung anstehenden Fels mit Schutthalden vor (A. FRITSCH, 1993, S. 77), zum Beispiel Sulzenkögel und Hochleiten. Aus der Nähe ist jedoch ein stark aufgelockertes Kluftsystem erkennbar. Nordöstlich der Jagdhütte Seltenheim ist ein ungefähr 700 m langer bis zu 150 m breiter Streifen Wettersteindolomit erfassbar, der nur randlich von Blockwerk bedeckt ist. Dieser Dolomit wird als Aufragung des Untergrundes interpretiert.

Nördlich des Schafwaldes trennt die Kohlermauer den Schafwald vom Siebenseeessel ab. Die Oberkante der Kohlermauer liegt ungefähr auf derselben Höhe wie der Schiffwaldboden im Süden des Schafwaldes. A. FRITSCH (1993, S. 72) deutet dies als ursprüngliche Karoberfläche. In der Kohlermauer sind an verschiedenen Stellen Felsrippen mit Wettersteinkalken des Untergrundes aufgeschlossen. In der Rippe auf der Nordostseite des Brennach sind im Wald und entlang der Forststraßen größere Felsbereiche aufgeschlossen, die keine offenen Kluftsysteme zeigen und eventuell Aufragungen aus dem Untergrund darstellen.

Feinschutt Siebensee und Salzatal

Die Steilstufe der Kohlermauer führte zu einer starken Zertrümmerung des Bergsturzmateriale. Während im Schafwald noch Massen von mehreren Millionen bis hundert Millionen m³ liegen, erreichen die Blöcke nördlich der Kohlermauer nur einigen Zehntausend m³. Ab dem Siebenseegebiet überwiegt das feine Material, in dem große Bergsturzböcke schwimmen.



Abb. 2: Bergsturz Schafwald mit Abrissfläche Griesstein, Ebenstein, Schaufelwand.

Das abrupte Stehenbleiben des Sturzmaterials führte zu einer sehr kuperten Landschaft, mit Wallformen, Hügeln und teilweise tiefen Mulden. A. FRITSCH (1993, S. 78) interpretiert die großen Erhebungen westlich Körbel als Brandungswälle des Bergsturzes (Schottergrube Siebensee). Das starke Relief und die geringe fluviatile Erosion führte zu Seen- und Moorbildungen. Mit Ausnahme des Hartlsees dienen die ehemaligen Seebecken als Drainagen für die II. Wr. Hochquellenleitung.

Eine neue Forststraße südwestlich Siebensee bei 1000 m SH schneidet grobes Bergsturzblockwerk an. Die Hohlraumwände sind mit Bergmilch überzogen. Die Bergmilch ist eine weißliche bis beige sehr wasserreiche, fast pastöse Bildung, die bei Wasserentzug kreidig mitunter zu trockenem „Kalkstaub“ zerfällt (H. TRIMMEL, 1968, S. 60f). Die Bergmilch bildet mm-dicke Überzüge, die Sinterbildungen sehr ähnlich sind. Es ist eine eindrucksvolle Sägezahnbergmilch, mit aus ungefähr 2-3 cm langen gebogenen bis löffelförmigen Elementen zusammengesetzten Girlanden (H. TRIMMEL, 1968, Abb. 37), ausgebildet (Abb. 3).

In der Poschenhöh und im Salzatal tritt überwiegend sehr fein zerriebenes Bergsturzmateriale, das einem feinen Gesteinsmehl entspricht, auf. Neben Geröllen sind vereinzelt murenähnliche Sedimente im Bergsturzmateriale zwischen Siebensee und Salzatal aufgearbeitet. A. FRITSCH (1993, S. 83ff) interpretiert diese als aufgearbeitete glaziofluviatile Sedimente und Seeablagerungen. Das Bergsturzmateriale schwimmt teilweise in dieser Suspension. Die murenähnlichen Sedimente und die Düsenwirkung der Talenge zwischen Säusenstein und Böse Wand führte zu der großen Transportweite im Salzatal. Salzaufwärts kann das Bergsturzmateriale bis Spannring (3,5 km) nachgewiesen werden (W. PAVLIK, 1995, S. 501; G.W. MANDL et al., 1995, geolog. Karte). Salzaabwärts reicht das Bergsturzmateriale ungefähr 6,5 km bis Fachwerk, wo es auf den Schottern der Niederterrasse zu liegen kam.

Nordöstlich Wildalpen füllen diese Massen noch das vordere Holzäpfeltal und Hopfgartental an (1 km). In der Poschenhöh und im Salzatal bildet der Bergsturz Terrassen. Diese zeigen die für Bergstürze klassische Morphologie mit Toma (Poschenhöh, Holzäpfeltal-Hopfgartental, Fischerau und Dipplbauer, s. Abb. 5). Der Begriff Toma wurde von H. BRUNNER (1962, S. 67ff) nach einer Lokalbezeichnung für Bergstürzhügel bei Ems aufgestellt und G. ABELE (1974, S. 119) definierte sie folgendermaßen: „Toma sind isolierte, überwiegend aus Bergsturzmateriale bestehende kegel-, pyramiden- oder dachförmige Aufragungen mit mehr oder weniger glattflächigen Böschungen konstanten Gefälles“.

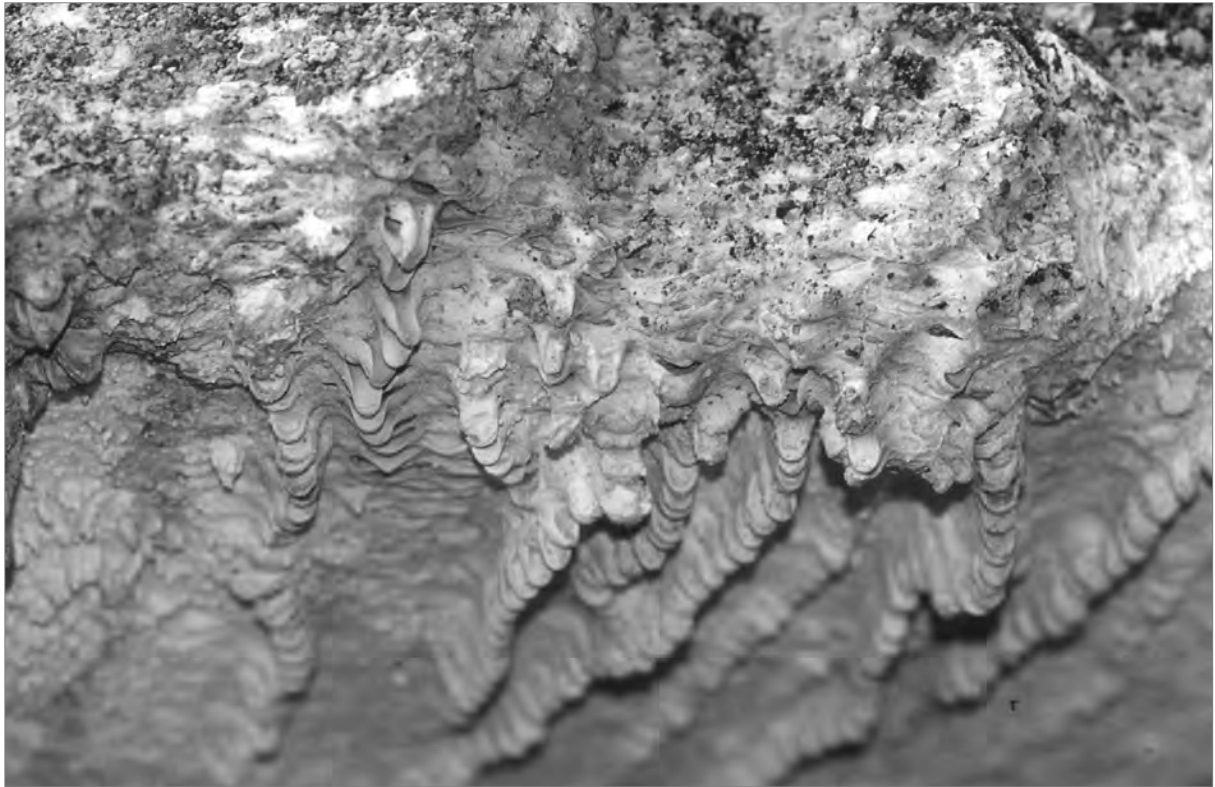


Abb. 3: Sägezahnbergmilch, S' Siebensee, Bildbreite ca. 10 cm.



Abb. 4: Bergsturzmaterial im Salzatal, Mitterberg SW-Fuß.



Abb. 5: Tomalandschaft, Poschenhöh.

An verschiedenen Stellen konnten Baumstümpfe aus dem Bergsturz geborgen werden (Abb. 6). Die Bestimmung der Baumarten ergab: *Pinus silvestris* L. – Rotföhre (A. FRITSCH, 1993, S. 115) & *Picea abies* KARSTEN – Fichte (Poschenhöh), *Abies* – Tanne (unterer Hinterwildalpenbach; A. FRITSCH, 1993, S. 116), *Taxus baccata* L. – Eibe (Kanalaushub Neubau Kain nördlich Wildalpen; P. TRINKAUS & H. STADLER., 2000, S. 10), *Abies alba* MILLER – Weißtanne und *Larix decidua* MILLER – Europäische Lärche (Anriss Bundesstraße Säusenstein östlich Wildalpen; P. TRINKAUS & H. STADLER, 2000, S. 12f).

Der Ort Wildalpen steht auf zwei Terrassen. Die untere mit dem jüngeren Ortsteil steht auf Bergsturzmaterial, während die obere, auf dem sich der alte Ortskern befindet, aus gut geschichteten Sanden und Kiesen der Salza besteht. Somit ist diese obere Terrasse als fluviatile Bildung zu interpretieren, in der das Bergsturzmaterial salzaufwärts schon wieder erodiert wurde.

Seeton

Die bei Wildalpen ungefähr 50–60 m mächtigen Bergsturzmassen riegelten das Salzatal kurzzeitig ab, sodass sich ein Stausee bildete. In diesem See lagerten sich graue bis beige Seetone ab bei Wildalpen. Diese stehen ungefähr 500 m südlich Fischerreith auf der linken Salzaseite oberhalb der Bundesstraße an. Untersuchungen des Seetones ergaben in der Gesamtmineralogie:

ca. 15 % Quarz, < 3 % Alkalifeldspat, < 3 % Albit, 40–50 % Schichtsilikate, 5–10 % Kalzit, ca. 30 % Dolomit.

Die Tonminerale der Fraktion < 2µm lassen sich in ca. 65 % Illit/Hellglimmergruppe, ca. 35 % Chloritgruppe und Spuren von Kaolinitgruppe trennen. Spuren einer Mixed-layer-Phase können nicht ausgeschlossen werden (Analyse: I. WIMMER-FREY-File WPO1).

In diesen Seetonen konnten Bivalven (det. P.L. REISCHÜTZ & F. STOJASPAL): *Pisidium lilljeborgii* CLESSIN (Pleistozän – rezent) und Ostracoden (det. P. HERRMANN): *Cyclocypris ovum* (JURINE) (Miozän – rezent) und *Candona candida* (O.E. MUELLER) (Mittelpleistozän – rezent) nachgewiesen werden. *Pisidium* ist eine Stillwasserform und wie *Candona* kälteliebend.

Weiter südlich sind entlang der Bundesstraße graue Schluffe aufgeschlossen, die hier als Auenlehme angesprochen werden. Aus diesen Schluffen konnten Pollen einer anspruchsvolleren Waldvegetation des mittleren bis späteren Holozäns gewonnen werden (Tab. 1; Probe WPA 249/97; det. I. DRAXLER). Weiters konnten Samenkapseln und Blattabdrücke aufgesammelt werden.

	Spätglazial - Präboreal	Präboreal				mittleres Holozän		Subboreal - älteres Atlantikum						Mittleres - jüngeres Holozän				
	Weichselboden	Lurg E		Lurg W		Melkböden		Fischerreith	NE Gwandl					E Sagkogel	E Hinterwildalpen			
	WPA 53/99	WPA 81/00	WPA 82/00	WPA 83/00	WPA 84/00	WPA 85/99	WPA 86/99	WPA 249/97	WPA 41/98	WPA 41/98b	WPA 41/98d	WPA 43/98	WPA 91/00	WPA 51/99	WPA 29/98	WPA 30/98	WPA 31/98	
<i>Picea</i>		1	7	1	4	7	14	8	17	6	7	94	26	9	3	2		
<i>Pinus</i>	46	18	120	13	272	16	29	2	2	4	1		4	2	1	1		
<i>Pinus sylvestris</i>													15					
<i>Pinus cembra</i>					2								2					
<i>Abies</i>							3	1	9	17	16	58	33	2		4		
<i>Fagus</i>						1	1	4	11	10	7	32	22	1		1		
<i>Ulmus</i>										1		3		1			1	
<i>Quercus</i>									2		2	3	4	1				
<i>Alnus</i>		1					15	3	3	3	5	18				8		
<i>Alnus glutinosa</i>						25												
<i>Betula</i>	3	1	6			16	9			4		4				1		
<i>Corylus</i>			2			8	8	3	1			11	3			6		
<i>Acer</i>										3	1	3	2			2		
<i>Carpinus</i>						1			1			2						
<i>Tilia</i>								1		2	1	2					1	
Cyperaceae						1						3		1				
Poaceae		2				1	1			3		1	2					
Cichoriaceae	1			2	35	7	1			1						1		
Apiaceae						2				1								
Urticaceae						1												
Selaginella			2															
<i>Selaginella selaginoides</i>					4	27	13											
Gentianaceae							1					1						
Viscum										1								
Asteraceae																1		
Rosaceae												1						
Ericaceae								1										
Caryophyllaceae			1															
<i>Plantago lanceolata</i>												1						
Varia			2															
Monolete Farnsporen		1			1	1			2	2	2		3	1		2		
Moossporen						1							1					

Tab. 1: Palynologie der Hochschwabnordseite.

Volumen des Bergsturzes

A. FRITSCH (1993, S. 71) gibt für den Bergsturz von Wildalpen ein Volumen von ungefähr 2,5 km³ an. Er wird in den Alpen nur vom Flimser Bergsturz übertroffen (G. ABELE, 1974, S. 21; A. BRANDT, 1981, S. 34).

Alter des Bergsturzes

Das Siebenseemoor wurde von F. KRAL (1987, S. 29f) und A. FRITSCH (1993, S. 112) untersucht. F. KRAL wertete ein 4,65 m tiefes Moorprofil aus und stellte den basalen Horizont in das jüngere Atlantikum (6000–4700a v.h. – Eichenmischwaldzeit). A. FRITSCH ergänzte dieses Profil überlappend mit einer 9,1 m tiefen Bohrung. Die Bildung des basalen Schluffhorizontes auf dem Bergsturz wird mit einem Mindestalter von 5000–5500 Jahren angegeben.

Die ¹⁴C-Datierungen der drei zwischen Poschenhöh und Wildalpen aus dem Bergsturz geborgenen Hölzer ergaben:

- Wildalpen 1: 5110±60a BP kalibriert 3990–3820 BC und
- Wildalpen 2: 4980±60a BP kalibriert 3930–3700 BC.

Das nördlich Wildalpen geborgene Holz ergab:

Wildalpen Holz: 5140±60a BP kalibriert 3990–3820 BC, mit einem wahrscheinlichsten Wert bei cal. BC 3960 (det. E. PAK, VRI-1844 Wildalpen Holz, P. TRINKAUS & H. STADLER: 2000, S. 3).

Die Seetone südlich Fischerreith können mit Pollen in eine anspruchsvolle Waldvegetation des mittleren bis späteren Holozäns gestellt werden (Tab. VI.5.15-1 / WPA 249/97).

Die Auenlehme südlich Fischerreith können mit Pollen (det. I. DRAXLER) in eine Schattholzphase mit *Carpinus*, wahrscheinlich in das Subboreal bis älteres Atlantikum gestellt werden (Tab. VI.5.15-1 / WPA 41/98, WPA 43/98 & 91/00). Die Analyse ist mit dem unteren Abschnitt (1-2) des Pollendiagramms des Siebenseemoores von F. KRAL (1987) vergleichbar und somit ungefähr 4–5000a v.h. alt.

Auenlehme wurden auch in der Bohrung Kräuterbrunn WA1-95 zwischen 2 m und 12,4 m angetroffen.

Ein Holzrest aus der Bohrung WA3/95 lieferte ein kalibriertes Alter von 3700–3910 BC (det. E. PAK, Probe VRI 1748).

Mit dem vorliegenden Datenmaterial kann somit das Alter des Bergsturzes mit 5700–5990 Jahren vor Heute angegeben werden.



Abb. 6: Baumstamm aus Bergsturzmateriel, E´ Poschenhöhe.

Auslösemechanismus des Bergsturzes

Vorraussetzung für den Bergsturz ist einerseits die sehr intensive tektonische Zerlegung der Gesteine, und andererseits die in der Eiszeit erfolgte Ausformung der Kare, die den Sturzraum schuf. Als wahrscheinlichste Ursache für den Bergsturz bei Wildalpen wird von A. FRITSCH (1993, S. 103ff) ein Erdbeben in der Mur-Mürz-Furche angegeben. Entlang dieser Linie treten in kurzen Abständen Starkbeben auf, ca. alle 49,2a mit einer Intensität $\geq 8^\circ$ MSK. Die Epizentren liegen ca. 26 km (Leoben) und 34 km (Kindberg) entfernt. Weitere Herde in der Umgebung des Hochschwab liegen bei Admont und Scheibbs, jeweils ca. 45 km entfernt. In relativ kurzen zeitlichen Abständen konnten aber auch Erdbeben direkt an der Nordseite des Hochschwab registriert werden:

17. & 21. Mai 1907		Bebenserie Weichselboden	ca. 5 MSK
14. April 1983	16.52 Uhr	2 km W Weichselboden	ca. 6 MSK (4,5–5 Richter)
	19.19 Uhr & 19.29 Uhr	Nachbeben	
10. Juni 1994	20.11 Uhr	Wildalpen	3,1 Richter
11. Juni 1994	0.44 Uhr	Wildalpen	2,5 Richter
2. August 1997	1.36 Uhr	Mariazell	2,4 Richter
7. August 1997	22.28 Uhr	Mariazell	2,8 Richter
10. August 1997	4.10 Uhr	Mariazell	2,0 Richter
10. August 1997	15.35 Uhr	Mariazell	2,4 Richter

(Quelle: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik).

Die Erdbeben der Mur-Mürz-Furche sowie jene bei Admont und Scheibbs haben größere Intensitäten, aber auch eine größere Distanz zum Bergsturz. Somit können auch die Beben direkt an der Nordseite des Hochschwab als Auslösemechanismus für den Bergsturz herangezogen werden.

Ausgewählte Schichtglieder der Mürzalpen-Decke

Wetterstein-Plattform/Plattformrandentwicklung

C.W. GÜMBEL (1861, S. 221) prägte für die „weißen Kalksteine und lichten Dolomite, welche in den nordtiroler und bayerischen Alpen unter den Cardita-Schichten und über den Partnachmergeln und Partnachdolomiten liegen“ den Begriff Wettersteinkalk und stellte ihn irrtümlich in die Obertrias.

Heute werden unter der Bezeichnung Wettersteinkalk faziell unterschiedliche Sedimente (Lagune, Riff- und Vorriffbrekzien) des ladinisch bis unterstkarnischen (Jul 1) Anteiles der mitteltriadischen Karbonatplattform zusammengefasst. Der lagunär entwickelte, anisische Anteil der Plattformentwicklung wurde von J. PIA (1930, S. 17) mit Hilfe von Grünalgen (Dasycladalen) auf rein biostratigraphischer Basis vom ansonsten lithologisch gleichartig ausgebildeten lagunären Wettersteinkalk abgetrennt.

Will man die gesamte Schichtfolge der Karbonatplattform zusammenfassen, so kann dafür die Bezeichnung „Steinalm-Wettersteinkalk“ verwendet werden.

Für die spät- und postdiagenetisch in Dolomit umgewandelten Sedimente der Karbonatplattform werden, entsprechend der Fazies des Ausgangsgesteines, die Begriffe Steinalm-Wettersteindolomit in lagunärer Fazies oder Wettersteindolomit in Rifffazies verwendet.

Als Maximalmächtigkeit der Steinalm-Wetterstein-Plattform kann im Hochschwabgebiet ein Wert von bis zu 1500 m (Bereich Unterer Ring – Hochweichsel) vermutet werden (unter Berücksichtigung des nicht aufgeschlossenen Steinalm-Anteiles und möglicher abgetragener Anteile der Schichtfolge).

In der folgenden Abbildung (Abb. 8) ist der lithologisch-fazielle Aufbau der Steinalm-Wettersteinkalk-Plattform des Hochschwab-Gebietes in drei Profilschnitten schematisch dargestellt.

Das Profil Türrnach zeigt die Schichtfolge, wie sie im Bereich der Wettersteinkalk-Lagune über weite Teile des Hochschwab-Gebietes und vermutlich auch im Bereich des westlich anschließenden Kaiserschild-Massivs entwickelt ist.

Die Nordabdachung des Hochschwab-Gebietes ist durch zahlreiche Blattverschiebungen zerlegt. Diese bringen den Wettersteinkalk in Rückriff-Fazies in Kontakt mit den Intraplattform-Beckensedimenten der Tremmlgraben-Formation.

Der Hauptkamm des Hochschwab wird durch Wettersteinkalk in Rückriff- und Rifffazies aufgebaut. Im Bereich der Südflanke ist die Verzahnung des Wettersteinkalkes mit zeitgleichen Beckensedimenten erhalten.

Stratigraphie und Fazies der Wettersteinkalk Plattform im Hochschwabgebiet

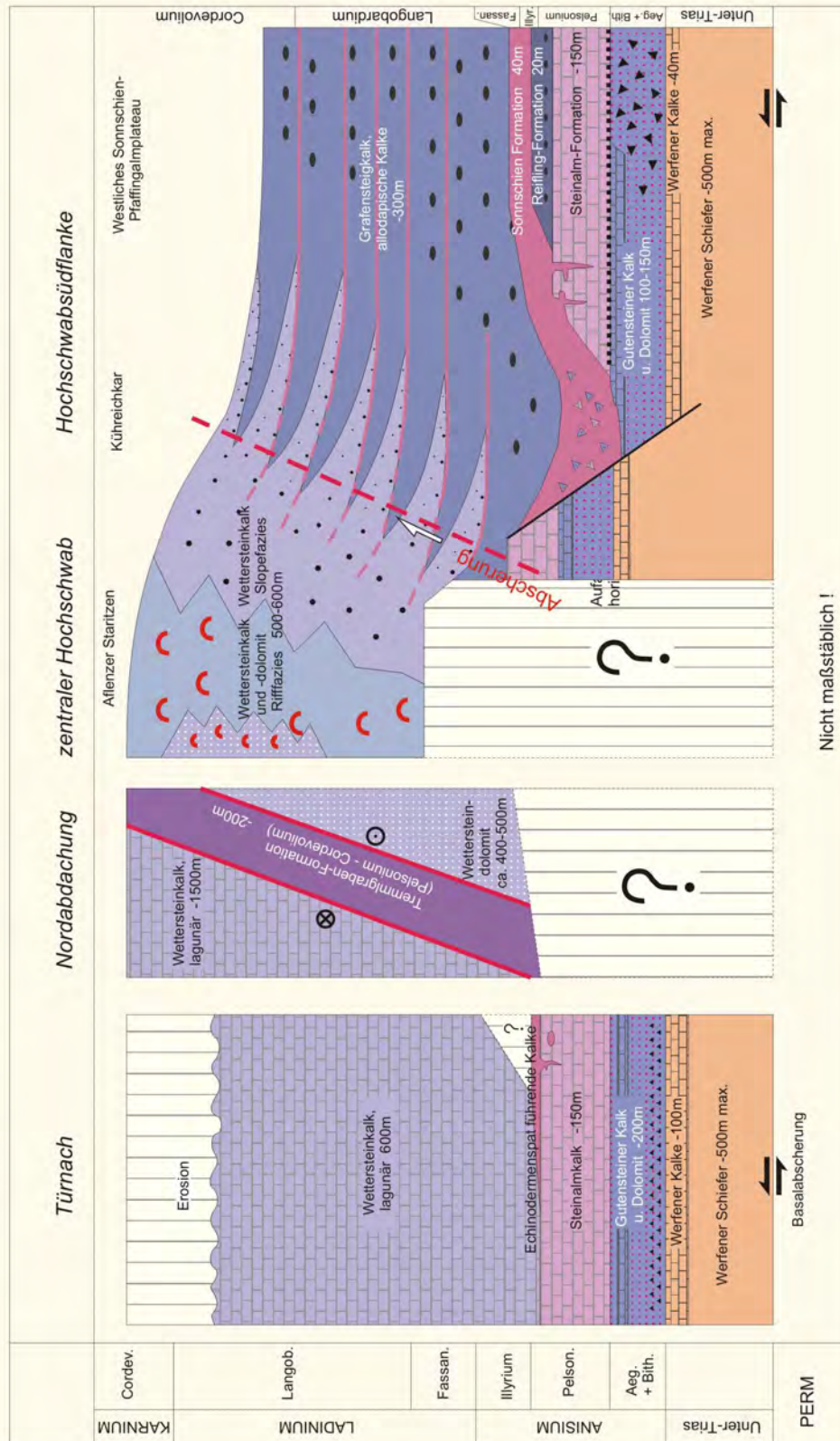


Abb. 8

Steinalm-Wettersteinkalk – lagunäre Fazies

Begriffsfassung: Anisisch bis unterstkarnischer (Jul 1) Anteil der Wetterstein Karbonatplattform in lagunärer Entwicklung.

Lithologie und Ablagerungsraum: Die Schichtfolge des Steinalm-Wettersteinkalkes setzt im Pelson mit typisch entwickeltem basalem Steinalmkalk über den dunklen Kalken und Dolomiten des Anis („Gutensteiner Kalk“) ein. Im Hangenden geht der Steinalmkalk in den lithologisch vollständig gleichartig ausgebildeten lagunären Wettersteinkalk über. Die Grenzziehung zwischen beiden Kalken kann bis jetzt, auch innerhalb des Steinalm-Wettersteinkalkes des Hochschwabgebietes, nur auf rein biostratigraphischer Basis mit Dasycladalen erfolgen. Im Gelände kann der Wettersteinkalk in lagunärer Fazies als zumeist heller, hellbeiger–weißlicher, selten hellgrauer bis grauer Kalk angesprochen werden. Er ist undeutlich im Zehnermeter-Bereich gebankt. Die faziellen Merkmale, Algenlaminite, birds-eyes, Aggregatkörner, Algal lumps, Onkoide und die Biogene mit Dasycladaceen, Gastropoden und selten Megalodonten belegen einen lagunären Ablagerungsraum. Der Steinalm-Wettersteinkalk ist für weite Teile des Hochschwabgebietes (Zeller-Staritzen-Plateau, Nordabdachung und Südwestteil des Hochschwabgebietes) das landschaftsprägende Gestein.



Abb. 7: Gebankter lagunärer Wettersteinkalk mit Algenlaminiten am Kollmannstock.

Fossilinhalt: Im Steinalmkalk-Anteil (Pelson) des Steinalm-Wettersteinkalkes konnte bisher folgende Flora nachgewiesen werden: *Anisoporella anisica* OTT, *Diploporella hexaster* PIA, *Oligoporella pilosa pilosa* PIA, *Physoporella dissita* (GÜMBEL) PIA, *Physoporella intusannulata* HURKA, *Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTRICKY, *Physoporella pauciforata sulcata* BYSTRICKY, *Physoporella pauciforata undulata* PIA und *Teutloporella peniculiformis* OTT.

Weitere Biogene: Foraminiferen, Crinoiden, Cyanophyceen, Gastropoden, Ostracoden, Filamente, *Tubiphytes obscurus* MASLOV, porostromata-Algen, selten Kalkschwämme und *Microtubus communis* E. FLÜGEL. Neben den Dasycladaceen kann auch die häufig vorkommende Foraminifere *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY & PANTIC zur stratigraphischen Abtrennung vom lagunären Wettersteinkalk herangezogen werden.

Komponenten: Pelloide (algal peloids), Aggregatkörner, micritic envelopes und Algenkrusten.

Faziestyp: Biopelsparit – sparrudit, selten Biomikrit – Grainstone, Rudstone, Wackestone

Standard-Mikrofaziestyp: 18, 17, 16, 9

Faziesraum: 7/8 – offene bis geschlossene Plattform

Zement: Faserzement, Blockzement

Der Wettersteinkalk umfasst den Zeitbereich Illyr bis Cordevol. Die Einstufung erfolgt mit Dasycladalen und Foraminiferen.

Von verschiedenen Fundorten konnte bisher folgende Flora bestimmt werden:

Diploporella annulatissima PIA, *Favoporella annulata* SOKAC, *Diploporella annulata annulata* HERAK, *Diploporella annulata philosophi* BYSTRICKY, *Macroporella beneckeii* PIA, *Griphoporella guembeli* (SALOMON) PIA, *Zornia obscura* SENOWBARI-DARYAN, *Teutloporella aequalis* (GÜMBEL) PIA, *Teutloporella nodosa* (SCHAFHÄUTL) PIA, *Diploporella annulata dolomitica* PIA, *Gyroporella ladinica* BYSTRICKY, *Macroporella spectabilis* BYSTRICKY, *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA, *Aciculella bacillum* PIA, *Poikiloporella duplicata* PIA und *Uragiella supratriassica* BYSTRICKY.

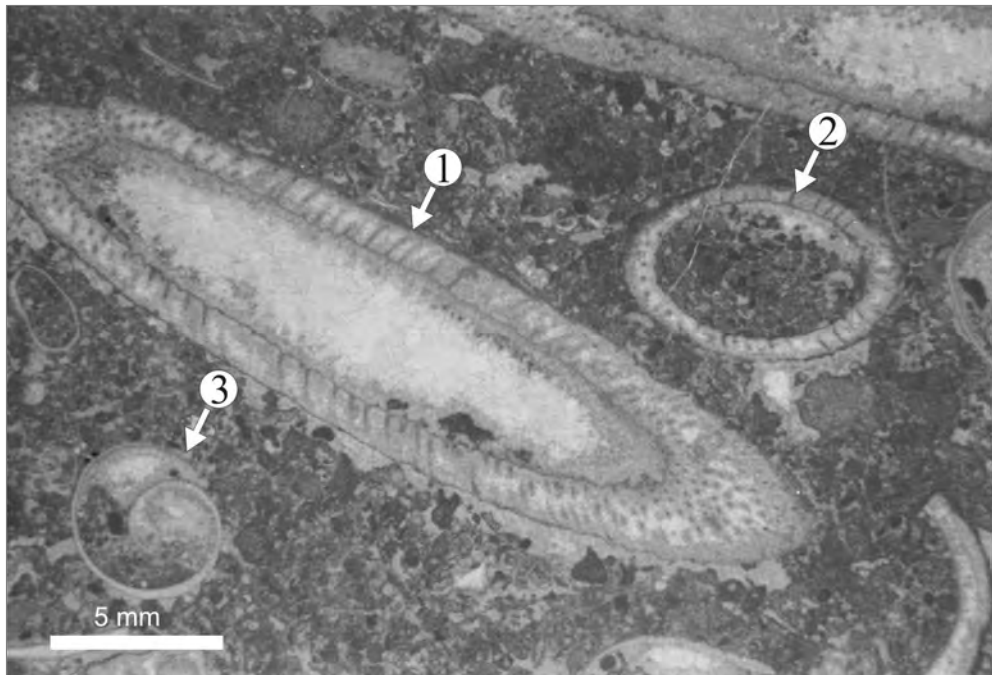


Abb. 9: (WPA 184/94) Wettersteinkalk-Lagune, *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA.

(1 – Längsschnitt, 2 – Querschnitt) und Gastropoden (3) (W' Ringkamp); Balkenlänge 5 mm.

Ablagerungsraum und Faziestypen: Bisher wurden aus dem Steinalm-Wettersteinkalk die folgenden Faziestypen beschrieben: M. SARNTHEIN (1967, S. 120f) gliedert die Lagune in verschiedene Bereiche mit Ooiden: Kornaggregat-Klumpen-Fazies, Kotpillen-Schlamm-Fazies, Biogen-Schlamm-Fazies, reine Mikritfazies, Stromatolithfazies, Onkolithbänke, Doloresediment-Arenit-Fazies, Schollen- und Schrägschichtungsfazies und intraformationelle Brekzien. E. OTT (1967, S. 79) gliedert die Wettersteinlagune in eine Kornaggregat-Klumpen-Fazies, ein Kotpillen-Schlamm-Fazies, eine Kalkschlamm-Fazies sowie Biogen-Schlamm-Fazies. P.H. TOSCHEK (1968, S. 219 f) gliedert den lagunären Wettersteinkalk in mehrere Kalkfaziestypen mit: gray bioarenites, dolomitic calcimicrite und biospararenites, algal stromatolites, calcirudites with sponges, Dasycladacea spararenites, grayish-blue limestones with chert nodules and crinoids. H. WOLFF (1973, S. 260f) unterteilt die Lagune in eine Grapestone-Fazies, in mikritische pelletoidale Kalke, Algen-Schuttkalke, Dasycladaceenkalke, Onkoidkalke und Stromatolithkalke. R. HENRICH (1982, S. 97) gliedert die Lagune in eine grapestone-Fazies, loferite mit fenestral fabrics, bioclastic grainstones und birdseyes mudstones.

Im Hochschwabgebiet konnten innerhalb der Steinalm-Wettersteinkalk-Plattform viele der beschriebenen Faziestypen wiedergefunden werden. Sie wurden zu den folgenden Faziesräumen: patch-reef-Fazies, Algenschlammfazies, Dasycladaceenfazies, Cyanophyceenfazies, Algenlaminifazies zusammengefasst.

patch-reef-Fazies

Der patch-reef-Komplex ist ein hellgrauer bis grauer massiger Kalk, kann im Gelände sehr leicht auf Grund diverser Gerüstbildner auskartiert werden.

Vorkommen: Nördlich des Wettersteinriffkalkes zwischen Oberem Ring und Hochgang.

Biogene: Kalkschwämme (Sphinctozoa, *Solenolmia manon manon* (MÜNSTER), *Colosponia catenulata catenulata* OTT, Stromatoporen), Solenoporaceen, Korallen, Hydrozoen, Chaetetiden, Bryozoen, Tabulozoen, *Uvanella irregularis* OTT, *Tubiphytes obscurus* MASLOV, porostromata-Algen, selten Kalkschwämme und *Microtubus communis* E. FLÜGEL, *Ladinella porata* OTT, *Baccinella ordinata* PANTIC, *Plexoramea cerebriformis* MELLO, Dasycladaceen, Cyanophyceen (Typ *Cayeuxia*), Foraminiferen (*Alpinophragmium perforatum* E. FLÜGEL, Echinodermen, Skleren, Serpuliden, Ostrakoden, Gastropoden, Bivalven, Ammoniten.

Komponenten: Peloiden (algal peloids), Aggregatkörner und Algenkrusten.

Faziestyp: Biolithit – Bafflestone, Framestone

Standard-Mikrofaziestyp: 7

Faziesraum: 7 – offene Plattform

Zement: Faserzement, Blockzement, Mikritzement

Algenschlammfazies

Meist hellgraue bis dunkelgraue feinkörnige Kalke.

Biogene: Cyanophyceen, Ostrakoden, Dasycladaceen, Foraminiferen (*Diplostromina astrofimbriata* KRISTAN-TOLLMANN, Gastropoden, Bivalven, Filamente, Skleren, Bryozoen, Seeigelstachel, Ammoniten, *Tubiphytes obscurus* MASLOV, porostromata Algen, *Ladinella porata* OTT, *Plexoramea cerebriformis* MELLO, selten Kalkschwämme (Sphinctozoen), Korallen (*Cassianastrea reussi* MONTANARO-GALLITELLI, *Uvanella irregularis* OTT).

Komponenten und Faziesmerkmale: Algenkrusten, Peloiden (algal peloids) vereinzelt fecal pellets, Aggregatkörner, micritic envelopes, birdseyes, Stromatactis.

Faziestyp: poorly washed Pelsparit/Biopelsparit bis -sparrudit, Biomikrit – Grainstone, Rudstone, Wackestone/Packstone

Standard-Mikrofaziestyp: 17, 16, 18, 20

Faziesraum: 8 – geschlossene Plattform

Zement: Mikritzement, Faserzement, Blockzement.

Cyanophyceenfazies

Vereinzelt sind graue bis weißliche Kalke mit büscheligen Algen und Aggregatkörnern ausgebildet.

Biogene: Cyanophyteen (Typ *Cayeuxia*, *Ortonella*, *Ethelia* und *Girvanella*), Dasycladaceen, Foraminiferen, Gastropoden, Ostracoden, Filamente, Bivalven, Echinodermen, *Tubiphytes obscurus* MASLOV, porostromata Algen, Chaeteteiden, Bryozoen, *Plexoramea cerebriformis* MELLO, *Ladinella porata* OTT, *Uvanella irregularis* OTT, selten Kalkschwämme (Sphinctozoa, Stromatoporen), *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI.

Komponenten: Peloiden (algal peloids), Aggregatkörner, micritic envelopes und Algenkrusten.

Faziestyp: poorly washed Biosparit/-sparrudit – Grainstone, Rudstone

Standard-Mikrofaziestyp: 21, 17, 16, 18

Faziesraum: 7/8 – offene bis geschlossene Plattform

Zement: Faserzement, Blockzement, Mikritzement

Dasycladaceenfazies

Weißliche bis graue Kalke mit einer undeutlichen Bankung im Zehnermeter-Bereich. Eine häufige Fazies in der Lagune.

Biogene: Dasycladaceen (mit Mikritrinden und -krusten), Foraminiferen (*Alpinophragmium perforatum* E. FLÜGEL), Seeigelstachel, Cyanophyteen, Gastropoden, Ostrakoden, Filamente, *Tubiphytes obscurus* MASLOV, porostromata-Algen, vereinzelt Kalkschwämme (Sphinctozoa, *Solenolmia manon manon* (Münster), selten *Microtubus communis* E. FLÜGEL), Korallen (*Cassianastrea reussi* MONTANARO-GALLITELLI), *Plexoramea cerebriformis* MELLO, *Ladinella porata* OTT und Chaeteteiden.

Komponenten: Peloiden (algal peloids), Aggregatkörner und micritic envelopes.

Faziestyp: Biosparit/-sparrudit, vereinzelt poorly washed Biosparit/-sparrudit – Grainstone, Rudstone

Standard-Mikrofaziestyp: 18, 17, 16

Faziesraum: 7/8 – offene bis geschlossene Plattform

Zement: Faserzement, Blockzement

Algenlaminifazies

Die im Nordwesten des Hochschwab (speziell Kollmanstöcke) ausgebildete Algenlaminifazies ist auf Grund der sehr guten Bankung und der intensiven Dolomitisierung leicht flächenhaft erfassbar.

Biogene: Dasycladaceen, Gastropoden.

Komponenten und Faziesmerkmale: Peloiden (algal peloids), Algenkrusten, birdseyes, Sheetcracks.

Faziestyp: Mikrit – Mudstone

Standard-Mikrofaziestyp: 19, 20

Faziesraum: 8 – geschlossene Plattform

Zement: Mikritzement, Blockzement

Im Hangschutt E Riegerin, W Türnach und W Weichselbodener Mieskogel unter Steinalm-Wettersteinkalk konnten in Lesesteinen bunte meist rötlich gefärbte, crinoidenreiche Kalke aufgefunden werden.

Fazies: Biogene: Sphaeren, Crinoiden, Seeigelstachel, Ostrakoden, Filamente, Gastropoden, Foraminiferen, Brachiopoden, Cyanophyceen, Wurmröhren, ? *Uvanella irregularis* OTT.

Komponenten: Intraklasten, Onkoide, Peloide, Aggregatkörner.

Faziestyp: Mikrit, poorly washed Biopelsparit/-sparrudit – Mudstone, Grainstone/Rudstone

Standard-Mikrofaziestypen: 3, 12

Faziesraum: 1/3 Becken – 6 Plattformrandsande

Zement: Mikritzement, Blockzement.

Mit Hilfe der folgenden Conodontenfaunen: *Neogondolella bulgarica* BUD. & STEF., *Nicorella kockeli* TATGE und *Neogondolella bifurcata* BUD. & STEF. konnten diese Kalke in das Pelson 2 gestellt werden.

Stratigraphischer Umfang: Für den Steinalm-Wettersteinkalk kann mit Hilfe der Dasycladalen- und Conodonten-Biostratigraphie eine zeitliche Reichweite vom Pelson–Jul 1/I (Cordevol) angegeben werden.

Mächtigkeit: Als Maximalmächtigkeit der Steinalm-Wetterstein-Plattform kann im Hochschwabgebiet ein Wert von bis zu 1500 (Bereich Unterer Ring – Hochweichsel) Metern vermutet werden (unter Berücksichtigung des nicht aufgeschlossenen Steinalm-Anteiles und möglicher abgetragener Anteile der Schichtfolge).

Steinalm-Wettersteindolomit – lagunäre Fazies

Der Steinalm-Wettersteindolomit in lagunärer Fazies ist ein meist weißlicher bis hellgrauer, selten dunkelgrauer, birdseyes führender, fein- bis zuckerkörniger Dolomit. Er ist schlecht im Zehnermeter-Bereich gebankt. Verkieselungen treten vereinzelt in den Algenlaminiten auf. Onkoide und Dasycladaceen sind häufig nur noch schemenhaft erkennbar. In der dem Hochschwab nördlich vorgelagerten Göller-Decke ist der Wettersteindolomit hingegen durchwegs gut gebankt, meist durchgehend laminiert und sehr arm an Dasycladaceen.

Mit Ausnahme der Algenlaminit-Fazies, für die eine teilweise frühdiagenetische Dolomitisierung angenommen werden kann, ist der Wettersteindolomit in lagunärer Fazies durch spätdiagenetische Dolomitisierung aus lagunärem Wettersteinkalk hervorgegangen. Diese erfolgte quergreifend über alle Faziestypen und führte zu einer starken Sammelkristallisation und Überprägung primärer Sedimentstrukturen. Für den lagunären Wettersteindolomit kann eine dem lagunären Wettersteinkalk vergleichbare stratigraphische Reichweite angenommen werden.

Vorkommen: tritt in allen beschriebenen tektonischen Einheiten auf und kann den Wettersteinkalk vollständig vertreten.

Wettersteinkalk – Rifffazies

Begriffsfassung: Ladinisch-karnischer (Cordevol-) Anteil der Wetterstein-Plattformentwicklung in Rifffazies.

Lithologie und Vorkommen: Der Wettersteinkalk in Rifffazies ist ein vorwiegend mittel- bis hellgrauer, zumeist massiger Biogen- bis Biogenschuttkalk. Als riffbildende Organismen sind Kalkschwämme von besonderer, Korallen nur untergeordnet von Bedeutung. Weiters sind Solenoporaceenstöcke

charakteristisch, die entweder umgelagert oder in Lebensstellung, häufig gemeinsam mit anderen Algen – Cyanophyceen, Codiaceen in dunkelgrau gef. feinkörnigen Kalktypen auftreten. Diese gehen in dunkelgrau bis schwarz gefärbte Birdseyes-Kalke über, die selten Dasycladaceen führen. Weitere wichtige Organismengruppen sind Crinoiden, Foraminiferen und diverse Mikroproblematica. Die Rifforganismen sind zumeist stark rekristallisiert und im Handstück nur noch als helle fingerförmige Schemen erkennbar.

Offene Hohlräume zwischen den Rifforganismen und im umgebenden Schutt werden durch charakteristische großoolithische Zemente verbunden.

Wettersteinkalk in Rifffazies baut den Hochschwabhauptkamm zwischen Polster (W) und Graualm (O) sowie Teile der östlichen Zeller Staritzen auf.



Abb. 10: Wettersteinkalk in Rifffazies der Aflenz Staritzen mit großen gegliederten Kalkschwämmen und großoolithischen Zementen; beginnende Dolomitisierung spürbar.

Ablagerungsraum und Faziestypen:

Biogene: Kalkschwämme (Sphinctozoa: *Solenolmia manon manon* (MÜNSTER), *Vesicocaulis reticuliformis* JABLONSKY, *Uvanella* sp. und Stomatoporen), Korallen, Bryozoen, Hydrozoen, Cyanophyceen, Solenoporaceen, Bivalven, Gastropoden, Foraminiferen (teilweise inkrustierend), Ostracoden, Crinoiden, *Microtubus communis* E. FLÜGEL, *Tubiphytes obscurus* MASLOV, *Ladinella porata* OTT, ?*Bacinella* und *Plexoramea cerebriformis* MELLO.

Komponenten und Faziesmerkmale: Peloiden, Aggregatkörner, große Hohlraumgefüge.

Faziestyp: Biolithit – Bindstone, Bafflestone, Framestone

Standard-Mikrofaziestyp: 7

Faziesraum: 5 – Riff oder Plattformrand

Zement: Faserzement, Blockzement, Mikritzement.

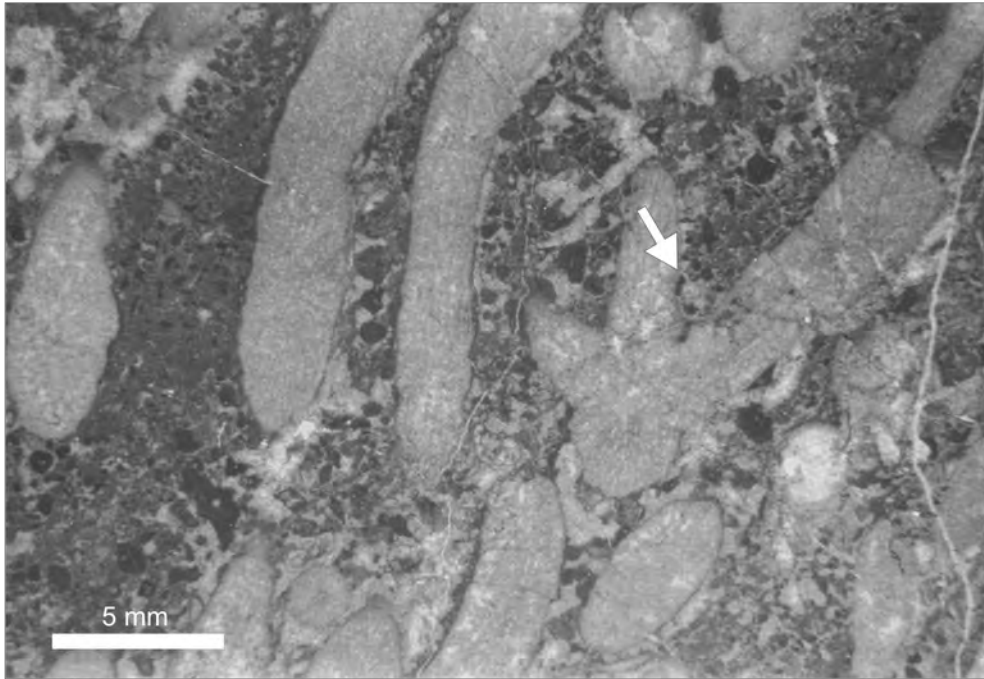


Abb. 11: (WPA 68/92) Wettersteinkalk S' Griesstein – Riff mit Korallen (Pfeil); Balkenlänge 5 mm.

Stratigraphische Reichweite: Die Einstufung erfolgt mit Dasycladaceen und Foraminiferen. Der Wettersteinkalk in Rifffazies umfasst den Zeitbereich vom Illyr (*Diplopora annulatissima* PIA) bis Cordevol (*Poikiloporella duplicata* PIA & *Physoporella heraki* BYSTR.).

Mächtigkeit: Für die ursprüngliche maximale Mächtigkeit des Wettersteinkalkes in Rifffazies kann ein dem lagunären Wettersteinkalk vergleichbarer Wert von bis zu 1300 Meter angenommen werden. Im Hochschwabgebiet sind jedoch nur Abschnitte von mehreren hundert Metern aufgeschlossen, die zudem biostratigraphisch nur teilweise eingestuft werden können.

Wettersteindolomit – Rifffazies

Begriffsfassung: Weißlichgraue bis graue, massige Dolomite. Rifforganismen sind zumeist nur noch schemenhaft erkennbar, am besten lassen sich noch große charakteristische große zementgefüllte Hohlräume identifizieren. Durch spätdiagenetische Dolomitisierung umgewandelter Wettersteinkalk. Fazial und stratigraphisch mit dem Wettersteinkalk ident.

Vorkommen: Hochschwabkamm und südlicher Hochschwab (z.B. Karlgraben, Fözl).

Stratigraphischer Umfang: Ladin bis Cordevol.

Mächtigkeit: mehrere Hundert Meter.

Wettersteinkalk – riffnahe Hangfazies

Lithologie und Vorkommen: Dieser kann im Gelände als im Zehnermeter-Bereich undeutlich gebankter, überwiegend hellgrau gefärbter und anwitternder, gerüstbildnerführender Schuttalk angesprochen werden. Die für den hangenden Wettersteinkalk typischen großoolithischen Zemente treten jedoch weitgehend in den Hintergrund und verbinden meist hellgrau bis beige gefärbte Komponenten. Wie im Wettersteinkalk treten dunkelgrau bis schwarz gefärbte Birdseyes-Kalke mit seltenen Dasycladalen auf. Weiters sind Einschaltungen bunter, gelblichgrau–graurosa gefärbter Mikrite und Silte charakteristisch, die Ammoniten und Conodonten führen.

So beispielsweise aus einem Vorkommen östlich Weichselriegel: *Paragondolella inclinata* KOVACS – Langobard bis Jul 2

Biogene: Ammoniten, Skleren, Filamente, Foraminiferen, Ostrakoden, Bivalven, *Microtubus communis* E. FLÜGEL.

Faziestyp: Biomikrit, Biosparrudit – Wackestone, Rudstone

Standard-Mikrofaziestyp: 12, 9

Faziesraum: 6 – Plattformrand/Plattformrandsande, 2/7 – offen mariner Schelf/offene Plattform-Bereiche

Eine weitere Probe am Weg von den Eisgruben auf den Trawiessattel erbrachte *Gladigondolella Tethydis* + Multielement HUCKRIEDE – Illyr bis Jul 2.

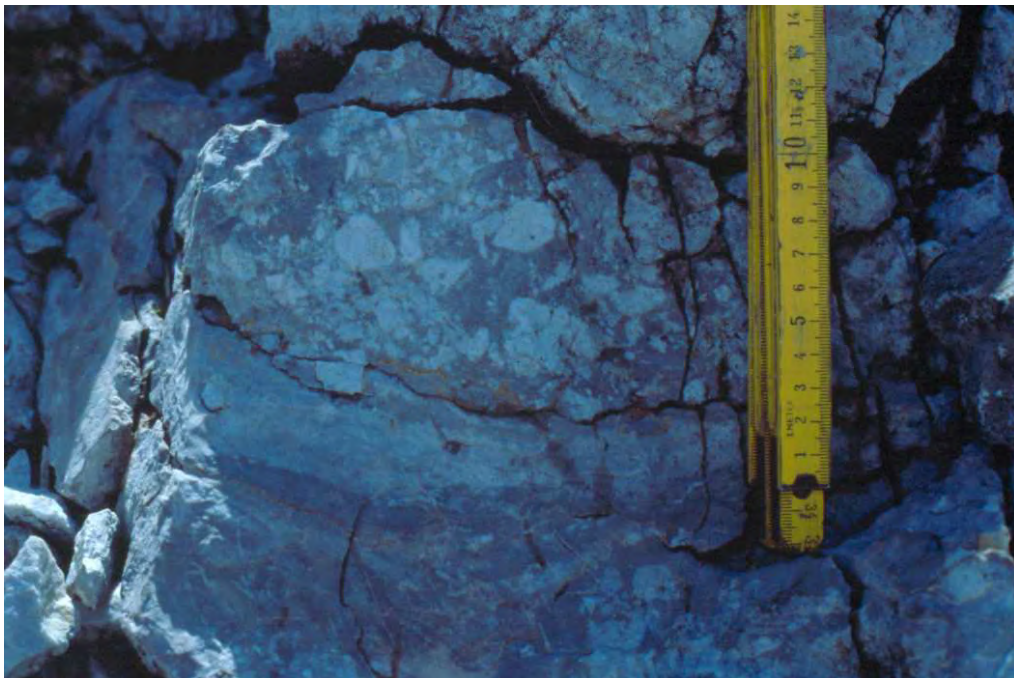


Abb. 12: Bunte Einschaltungen in den Wettersteinkalken der proximalen Hangfazies am Trawiessattel.

Neben gerüstbildenden Organismen treten häufig Crinoidenstielglieder mit teilweise beträchtlichem Durchmesser auf. Der Faziesumschlag von Wettersteinkalk in Rifffazies zur riffnahen Hangfazies erfolgt schleichend – eine exakte Grenze zwischen den beiden Schichtgliedern ist daher nur bei tektonischem Kontakt kartierungstechnisch erfassbar.

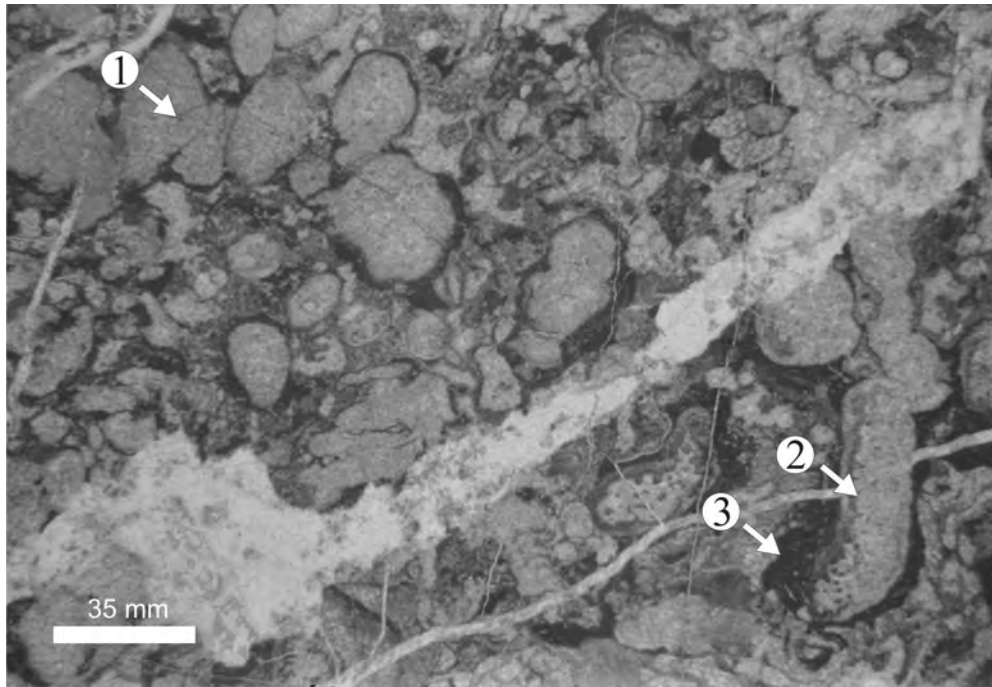


Abb. 13: (B01/99) Wettersteinkalk in riffnaher Hangfazies nordwestlich Murmelboden; großteils rekristallisierte Gerüstbildner (1, 2) werden meist von *Tubiphytes obscurus* MASLOV (3) inkrustiert und verbunden.

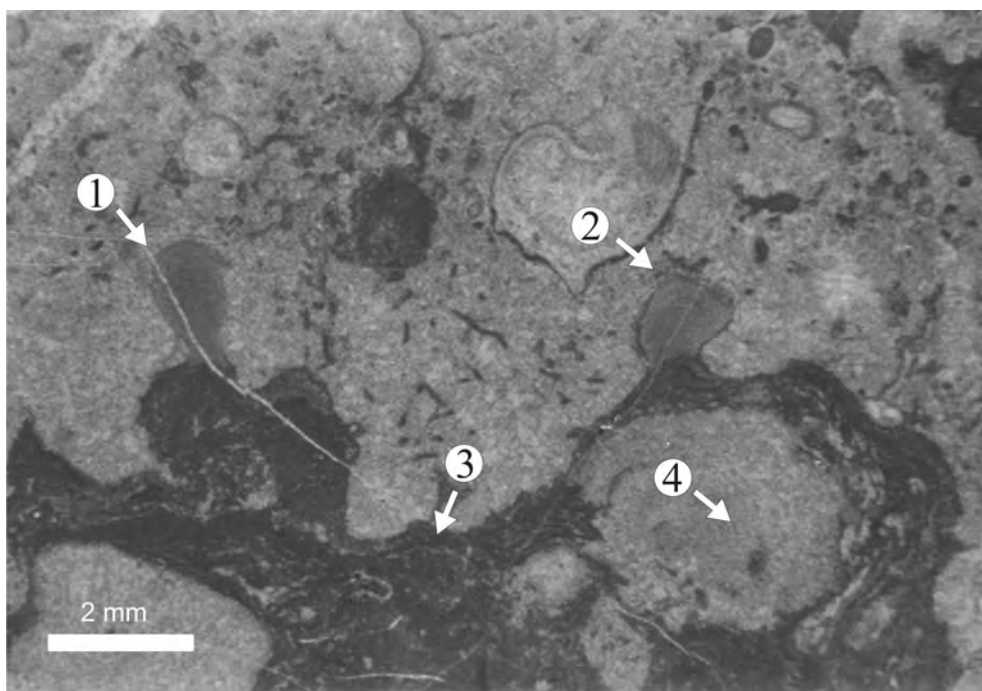


Abb. 14: (B01/99) Detail zu voriger Abbildung. Die Gerüstbildner (4) und der daraus entstandene Biogenschutt werden meist durch *Tubiphytes obscurus* MASLOV (3) umwachsen und verbunden. Die verbleibenden Resthohlräume werden durch eine charakteristische Fauna – darunter häufig *Ladinella porata* OTT (1, 2), spezielle kleinwüchsige Kalkschwämme und Foraminiferen besiedelt. Dieser Prozess ist im Riff und am proximalen Hang wesentlich für die Sedimentstabilisierung und Lithifizierung verantwortlich; Balkenlänge 2 mm.

Ablagerungsraum und Faziestypen: Die Einschaltungen bunter Kalke mit pelagischer Fauna sowie die häufig auftretenden Crinoidenstielglieder sprechen für eine Plattformrandposition / Ablagerung im oberen Hangbereich zwischen reef flat und tieferem Slope. Fazieszone 4, 5 – Riff-Flankenfazies.

Standard-Mikrofaziestyp 5, 6.

Stratigraphische Reichweite: Faziesbedingt wenig verwertbares Probenmaterial, mit hoher Wahrscheinlichkeit Langobard bis Cordevol.

Mächtigkeit: Diese ist wohl schon aufgrund des ursprünglich sehr variabel ausgebildeten Randes der Wettersteinplattform schwer anzugeben und im Hochschwabgebiet tektonisch zugeschnitten – im Bereich des Häuseltroges werden mehrere hundert Meter erreicht.

Wettersteinkalk – rifferne Hangfazies

Lithologie und Vorkommen: Im Aufschluss können diese Kalke als dünn- meist mittelbankige, hellgrau, manchmal graurosa gefärbte, ebenflächige Schuttkalke angesprochen werden. Sie verzahnen mit der Grafensteig Formation im Liegenden und den Wettersteinkalken in proximaler Hangfazies im Hangenden. Im Aufschluss wechseln gradierte Bänke mit grobem Gerüstbildnerschutt und weißen Lithoklasten aus dem oberen Hangbereich (teilweise finden sich auch größere Klasten mit dunklen Birdseyes-Kalken, in denen *Teutloporella herculea* STOPPANI nachgewiesen werden konnte) mit feinkörnigeren, stärker pelagisch beeinflussten Lagen. Teilweise ist eine beginnende Verkieselung mit seltenen Hornsteinknollen und Lagen erkennbar.

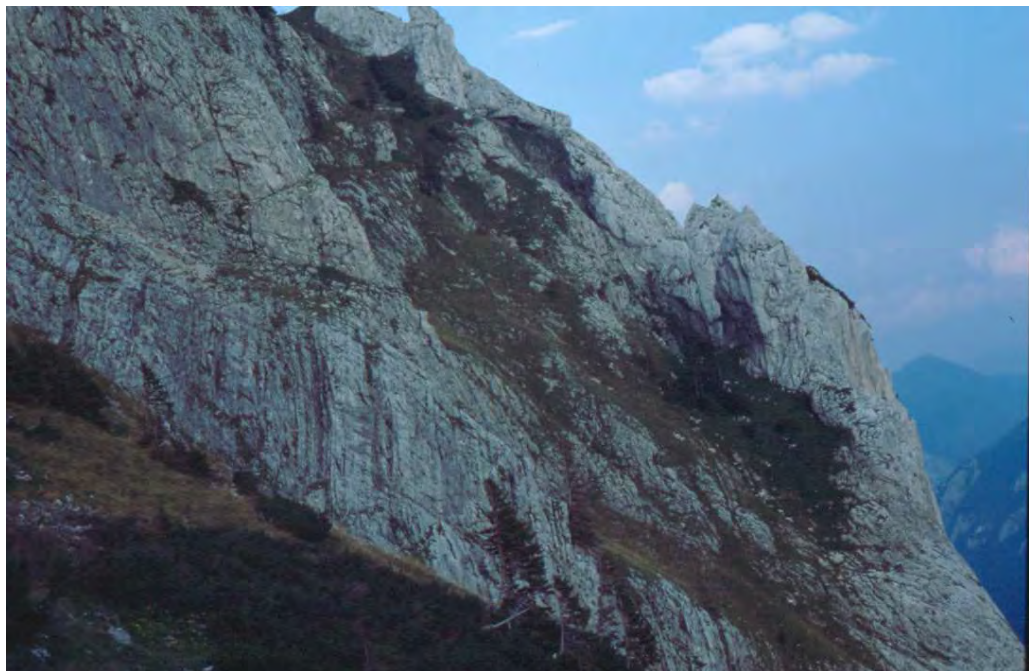


Abb. 15: Wettersteinkalk in distaler Hangfazies westlich unterhalb des Hochstein. Steilstehende, gut gebankte, ebenflächige Kalke im Vordergrund. Die Schichtfolge wird von einer diagonal, vom linken oberen Bildrand nach rechts unten verlaufenden Überschiebung gekappt und von Steinalmkalk, Reifling-Formation und Sonnschien-Formation überlagert.

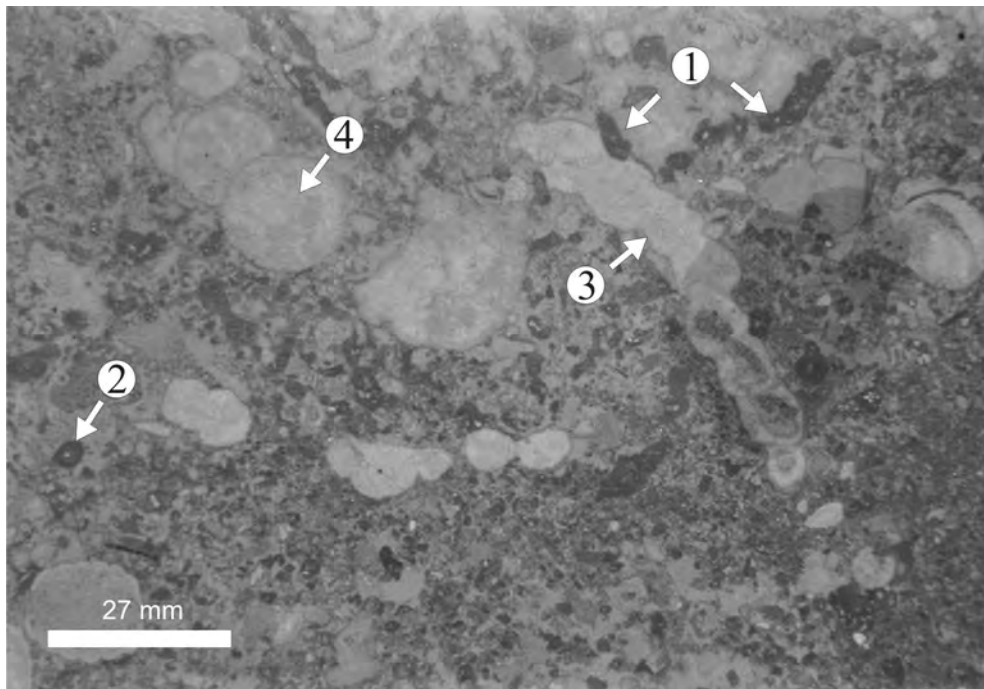


Abb. 16: (B107/98) Dünnschliff aus den Wettersteinkalken in distaler Hangfazies. Bruchstücke aus *Tubiphytes obscurus* MASLOV (1, 2) und gegliederten Kalkschwämmen (3, 4) stellen den bedeutendsten Teil des Biogenschuttetes. Biointrasparit – Grainstone-Rudstone, teilweise Packstone bis Floatstone.

Stratigraphischer Umfang: Conodonten u. Dasycladalen belegen bisher ein Ladin (Langobard?) bis unterkarnisches – Cordevol-Alter.

Mächtigkeit: Aufgrund des tektonischen Zuschnittes geschätzt bis 400 Meter.

Tremmlgraben-Formation nov. nom.

Begriffsprägung: W. PAVLIK & M. MOSER, 2009

Begriffsfassung: graue bis schwarze, selten hellgraue, meist im cm-dm-Bereich gebankte, ebenflächige bis wellig schichtige detritusreiche Kalke und Dolomite, z.T. mit gradierten Lagen und Brekzien der Hochschwab-Nordseite zwischen Hinterwildalpen und Greith.

Frühere Untersuchungen stellten diese Formation teilweise zu den Gutensteiner Schichten oder als „dunkle Plattenkalke“ (E. SPENGLER, 1926, S. 45f) schon zeitgleich zu den Wettersteinkalken.

Das stratigraphisch Hangende und Liegende kann aufgrund der tektonisch isolierten Vorkommen nicht eindeutig bestimmt werden.

Die stratigraphische Reichweite kann mit Conodonten und Dasycladaceen mit Pelson bis Cordevol angegeben werden.

Typlokalität: Tremmlgraben östlich der Kläfferbrücke im Salzatal zwischen Salza und Edelbodenalm.

Lithologie: Die Tremmlgraben-Formation nov. nom. besteht aus grauen bis schwarzen, meist im cm-dm Bereich gebankten, ebenflächigen bis wellig-schichtigen detritusreichen Kalken, Dolomiten und Brekzien. Vereinzelt sind hellgraue bis weißliche im Meter-Bereich gebankte Kalke zwischengeschaltet. Diese zeichnen sich durch eine reiche Dasycladaceenführung aus, weisen eine geringe Dolomitisierung auf und weisen auf intensive Schüttung aus der Lagune hin. Rifforganismen konnten nur sehr vereinzelt nachgewiesen werden. Die Biogene und die Komponenten spiegeln den Modalbe-

stand der Wetterstein-Lagune wider. Somit wird diese Formation als Intraplattformbecken eingestuft, wobei synsedimentäre Brüche entlang der Beckenränder mit einer relativ konstanten Absenkung zu fordern sind, um ein Offenhalten des Beckens über längere Zeiträume hinweg zu gewähren.

Fossilinhalt: Conodonten, Dasycladaceen, Cyanophyceen, Ostracoden, Echinodermen, Bivalven, Gastropoden, Foraminiferen und Tubiphytes. Selten Bioklasten aus dem Riff.

Conodontenproben (det L. KRYSZYN, Univ. Wien) ergaben folgende Faunen:

Brunntal:

WPA 52/01 *Budurovignathus hungaricus* (KOZUR & VEGH)
Paragondolella trammeri KOZUR Fassanium – unteres Longobardium 2

Lang-Eibel-Schlucht:

WPA 174/93 *Neogondolella pseudolonga* KOVACS, KOZUR & MIETTO Oberes Illyrium 2 – Illyrium 3
WPA 175/93 *Neogondolella pseudolonga* KOVACS, KOZUR & MIETTO Oberes Illyrium 2 – Illyrium 3
WPA 17/99 *Neogondolella bifurcate* BUD. & STEF. Pelsonium 2 – unterstes Illyrium 1

Säusenstein:

WPA 16/92 *Metapolygnathus polygnathiformis* (BUD. & STEF.) Cordevolium
WPA 34/00 *Paragondolella inclinata* (KOVACS) Longobardium – Cordevolium

Bohrung Kräuterbrunn:

WA 1/95/55,3 *Neogondolella praehungarica* (KOVACS) Fassanium – unteres Longobardium 2

Riegerin:

M 92/101/07 *Paragondolella trammeri* KOZUR Illyrium 2 – Longobardium 2
WPA 55/97 *Neohindeodella triassica* (MÜLLER) Ladinium – Cordevolium

Bärnbachgraben:

WPA 7/01 *Metapolygnathus polygnathiformis* (BUD. & STEF.) Cordevolium

Guckkogel:

93/102799 *Paragondolella cf. liebermanni* KOVACS & KRYSZYN Oberes Illyrium 1 – Illyrium 2
WPA 27/97 *Paragondolella exelsa* MOSHER Oberes Illyrium 1 – Fassanium
WPA 72/95 *Paragondolella trammeri* KOZUR Illyrium 3 – Longobardium 2

Brunnriegel:

WPA 22/97 *Neogondolella bifurcata* BUD. & STEF. Pelsonium 2 – unterstes Illyrium 1
WPA 23/97 *Paragondolella exelsa* MOSHER Oberes Illyrium 1 – Fassanium

Ameiskogel:

93/102/08-08b *Paragondolella trammeri* KOZUR Illyrium 3 – Longobardium 2
93/102/68 *Paragondolella inclinata* (KOVACS) Longobardium – Cordevolium

Edelbodenalm:

WPA 94/97 *Gladigondolella malayensis* NOGAMI (oberes Longobardium 1 –) Cordevolium
93/102/41-43 *Gladigondolella inclinata* (KOVACS) Longobardium – Cordevolium
WPA 177/94 *Paragondolella trammeri* KOZUR
tethydis Multielement Illyrium 2 – Longobardium 2
WPA 179/94 *Gladigondolella malayensis* NOGAMI (oberes Longobardium 1 –) Cordevolium
WPA 160/94 *Neohindeodella triassica* (MÜLLER) Ladinium – Cordevolium
WPA 141/94 *Paragondolella inclinata* (KOVACS)
tethydis Multielement Longobardium – Cordevolium
WPA 138/94 *Paragondolella inclinata* (KOVACS)
Budurovignathus mungoensis (DIEBEL)
Gladigondolella tethydis HUCKRIEDE Longobardium – Cordevolium
WPA 94/96 *Gladigondolella trammeri* KOZUR Illyrium 2 – Longobardium 2
WPA 34/97 *Paragondolella inclinata* (KOVACS) Longobardium – Cordevolium
WPA 48/97 *Metapolygnathus polygnathiformis* (BUD. & STEF.) Cordevolium

Almundumkogel:

WPA 88/97	<i>Budurovignathus mungoensis</i> (DIEBEL)	Oberstes Fassanium – Cordevolium
WPA 87/97	<i>Metapolygnathus polygnathiformis</i> (BUD. & STEF.)	Cordevolium

Hals:

WPA 44/97	<i>Neogondolella constricta</i> MOSHER & CLARK	Oberes Illyrium 1 – Fassanium
WPA 91/97	<i>Metapolygnathus polygnathiformis</i> (BUD. & STEF.)	Cordevolium

Gutenbrand:

L 98/101	<i>Neogondolella cf. pseudolonga</i> KOVACS, KOZUR & MIETTO	Oberes Illyrium 2 – Illyrium 3
WPA 46/95	? <i>Neogondolella pseudolonga</i> KOVACS, KOZUR & MIETTO	Oberes Illyrium 2 – Illyrium 3
WPA 15/97	<i>Neogondolella praeungarica</i> (KOVACS)	
	<i>Paragondolella trammeri</i> KOZUR	Fassanium – unteres Longobardium 2
WPA 17/97	<i>Paragondolella trammeri</i> KOZUR	
	<i>Neogondolella transita</i> KOZUR & MOSTLER	Oberes Illyrium 2 – Fassanium

Seesteinsattel:

WPA 116/96	? <i>Paragondolella inclinata</i> (KOVACS)	Longobardium – Cordevolium
WPA 119/96	<i>Budurovignathus mungoensis</i> (DIEBEL)	
	<i>Budurovignathus truempyi</i> (DIEBEL)	
	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE	oberes Longobard 1 – unteres Longobard 2
WPA 45/97	<i>Paragondolella inclinata</i> (KOVACS)	Longobardium – Cordevolium

Greith:

B 81/96	<i>Budurovignathus mungoensis</i> (DIEBEL)	
	<i>Budurovignathus truempyi</i> (DIEBEL)	oberes Longobard 1 – unteres Longobard 2
B 3/97	<i>Paragondolella trammeri</i> KOZUR	Illyrium 2 – Longobardium 2

Proles:

WPA 61/97	<i>Budurovignathus diebeli</i> (KOZUR & MOSTLER)	Cordevolium
WPA 60/97	<i>Metapolygnathus polygnathiformis</i> (BUD. & STEF.)	Cordevolium

Dasycladaccenproben (det. O. PIROS, MAFI – Budapest) ergaben folgende Floren:

Brunntal:

WPA 49/01	<i>Diplopora annulata annulata</i> HERAK	
	<i>Teutloporella peniculiformis</i> OTT	Fassanium

Lang-Eibel-Schlucht:

WPA 173/93	<i>Gyroporella ladinica</i> BYSTR.	? Fassanium
------------	------------------------------------	-------------

Guckkogel:

WPA 72/95	<i>Kantia monregalensis</i> BARETTI	
	<i>Diplopora annulata annulata</i> HERAK	
	<i>Favoporella annulata</i> SOKAC	oberes Illyrium 2 – Illyrium 3
93/102/99	<i>Diplopora annulata annulata</i> HERAK	Fassanium

Brunnriegel:

WPA 263/97	<i>Diplopora annulata annulata</i> HERAK	Fassanium
------------	--	-----------

Türnsee:

WPA 251/97b	<i>Diplopora annulata annulata</i> HERAK	Fassanium
WPA 253/97	<i>Diplopora annulata annulata</i> HERAK	Fassanium

Ameiskogel:

93/102/08	? <i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	Longobardium 2-3
93/102/65	<i>Diplopora annulata annulata</i> HERAK	Fassanium

Edelbodenalm:

WPA 148/94	? <i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	Longobardium 2-3
------------	--	------------------

WPA 160/94	<i>Teutloporella aequalis</i> (GÜMBEL) PIA	Ladinium
WPA 193/94	<i>Diplopora annulata annulata</i> HERAK	Fassanium
WPA 248/94a	<i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	Longobardium 2-3
WPA 248/94b	<i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	Longobardium 2-3
WPA 3/96	<i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	Longobardium 2-3
WPA 77/97	<i>Teutloporella aequalis</i> (GÜMBEL) PIA	Ladinium
	<i>Diplopora nodosa</i> (SCHAFHÄUTL) PIA	Ladinium
WPA 77/97a	<i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	
	<i>Teutloporella aequalis</i> (GÜMBEL) PIA	Longobardium 2-3
WPA 112/97	<i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	Longobardium 2-3
WPA 113/97	? <i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	Longobardium 2-3
93/102/62	<i>Kantia dolomitica</i> (PIA) GÜVENC	?Fassanium
Gutenbrand:		
WPA 45/95b	<i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	Longobardium 2-3
WPA 48/95	<i>Favoporella annulata</i> SOKAC	Pelsonium – Illyrium
WPA 53/95	<i>Diplopora annulata annulata</i> HERAK	
	<i>Teutloporella peniculiformis</i> OTT	
	<i>Diplopora nodosa</i> (SCHAFHÄUTL) PIA	Fassanium
WPA 55/95	<i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	
	<i>Diplopora nodosa</i> (SCHAFHÄUTL) PIA	Longobardium 2-3
Seesteinsattel:		
WPA 116/96	? <i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	
	? <i>Poikiloporella duplicate</i> (PIA)	
	<i>Aciculella</i> sp.	(?unteres) Cordevolium
Proles:		
WPA 96/95	<i>Diplopora annulata annulata</i> HERAK	Fassanium
WPA 74/98	? <i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	Longobardium 2-3
B 99b/96	<i>Diplopora annulata annulata</i> HERAK	
	<i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	Longobardium 2

Stratigraphische Reichweite: Pelson 3 – Cordevol

Einige Proben aus der Tremmelgraben-Formation enthielten Conodonten und Dasycladaceen im selben Handstück und somit ermöglichen diese Proben eine Eichung der Dasycladaceenstratigraphie an der Conodontenstratigraphie.

Paragondolella trammeri KOZUR tritt in der Probe WPA 72/95 zusammen mit *Kantia monregalensis* BARETTI, *Diplopora annulata annulata* HERAK und *Favoporella annulata* SOKAC auf. Somit reicht *Kantia monregalensis* BARETTI zumindest bis in das Illyrium 3.

In der Probe 93/102/99 kommen *Paragondolella liebermanni* KOVACS & KRZYSTYN neben *Diplopora annulata annulata* HERAK vor. Somit reicht *Diplopora annulata annulata* HERAK mindestens bis in das Illyr 2 hinab.

Teutloporella herculea (STOPPANI) PIA tritt in der Probe 93/102/08-08b zusammen mit *Neogondolella praeungarica* (KOVACS) auf. Damit reicht *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA mindestens bis in das untere Langobard 2 hinab.

In der Probe WPA 116/96 kommt *Paragondolella inclinata* (KOVACS) neben ?*Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA und ?*Poikiloporella duplicata* (PIA) vor.

Faziestypen & Ablagerungsraum:

Biogene: Filamente, Ostracoden, Sphaeren, Foraminiferen, Skleren, Dasycladaceen, Brachiopoden, Gastropoden, Cyanophyceen, Echinodermen, Seeigelstachel, Korallen, Sphinctozoa, Kalkschwämme

Komponenten: Peloide, Aggregatkörner, Intraklasten, Rindenkörner, Extraklasten

Faziestypen: Nach der Nomenklatur von FOLK (1959) dominieren poorly washed (Bio-)Pelsparit, häufig treten poorly washed Intrabiopelsparite, poorly washed Biosparite, poorly washed Biopelsparrudite, Mikrite und Biomikrite auf, selten konnten Biosparrudite, poorly washed Intrabiopelsparrudite, Intrasparrudite, Biopelmikrite und Pelmikrite erfasst werden.

Entsprechend der Nomenklatur von DUNHAM (1962) sind viele Proben als Grainstone einzustufen, Packstone, Rudstone treten ungefähr gleich häufig auf, Wackestone und Mudstone sind seltener anzutreffen, und Floatstone sind selten.

SMF-TYP: Es dominiert der Typ 2, weiters konnten folgende Typen bestimmt werden: 10, 9, 3, 1 und 4. Weiters konnten die Typen 16, 17, 18 bestimmt werden. Diese Typen sind normalerweise der offenen Plattform zuzurechnen, können aber auch in der Fazieszone 2 auftreten, siehe E. FLÜGEL 2004 S. 712f.

Fazieszone: Hieraus ergibt sich eine eindeutige Zuweisung zu Becken bis Beckenrandsedimenten. Die Fazieszone 2 / offen mariner Schelf ist am häufigsten vertreten, es folgen Zone 3 / Beckenrand und 1 / Becken, sowie untergeordnet Zone 4 / Plattformhang. Bei den dem Faziestyp 7 / offene Plattform zugewiesenen Typen handelt es sich um massive Materialschüttungen aus der Wetterstein-Lagune.

Ein weiterer Beleg für eine Beckenlage dieser Formation sind die vereinzelt im Schriffmaterial erkennbaren gradierten Lagen und Brekzien.

Somit ist die Tremmlgraben-Formation als Bildung eines Intraplattformbeckens anzusprechen.

Mächtigkeit: Die genaue Mächtigkeit kann aufgrund der tektonisch isolierten Vorkommen und dem fehlenden Hangenden und Liegenden nicht eindeutig bestimmt werden. Im Extremfall kann die Mächtigkeit wenige hundert Meter betragen.

Grafensteigkalk

Begriffsprägung: J. HOHENEGGER & R. LEIN, 1977, S. 212.

Typlokalität: Nördlicher Grafensteig, Schneeberg-Massiv.

Begriffsfassung: Der Grafensteigkalk stellt einen lithostratigraphischen Unterbegriff der Reiflinger-Formation dar. Er ist charakterisiert durch ebenflächige, hornsteinführende Bankkalk mit fallweiser Einschaltung von allodapischen Lagen. Gegenüber dem Reiflinger Kalk s. str. unterscheidet er sich durch seine Ebenflächigkeit, gegenüber dem Göstlinger Kalk durch seine Fauna und seine allodapischen Schüttungen und gegenüber den Reiflinger Bankkalken der westlichen Nordkalkalpen durch seine Hornsteinführung (J. HOHENEGGER & R. LEIN, 1977, S. 212). Als theoretischer stratigraphischer Umfang wurde in der Literatur bisher der Zeitraum zwischen Reiflinger und Reingrabener Wende angenommen.

Lithologie und Vorkommen: Der Grafensteigkalk kann im Gelände als überwiegend variabel (wenige Zentimeter bis Dezimeter) gebankter, ebenflächig bis knollig-welligschichtiger, meist mittel- bis dunkelgrau gefärbter, z.T. hornsteinknollen- und -lagenführender, allodapischer Kalk angesprochen werden.

Gesteinsfarbe und Bankungsdicke sowie auch die Hornsteinführung schwanken mit dem Biogenschuttgehalt. Hellgrau gefärbte Typen weisen bereits im Handstück deutlich erkennbare, oft gradierte Biogenschuttlagen auf und zeichnen sich meist durch größere Bankmächtigkeiten und geringere Verkieselung aus. Dunkelgrau gefärbte Typen sind bei stärkerer Verkieselung meist knollig-welligschichtig ausgebildet. Als Endglied dieser Entwicklung sind schwarze Filamentmikrite oder auch gelblichgrau bis rosa gefärbte, selten ammonitenführende Kalke anzutreffen. Praktisch innerhalb der gesamten Schichtfolge des Grafensteigkalkes finden sich Spuren von tuffitischem Material entweder als gelblich-grünlich gefärbtes Bankzwischenmittel oder in selteneren Fällen als mächtigere Einschaltung von grün-weiß gebänderten Tuffiten (Details im folgenden Text).

Teile der nunmehr als Grafensteigkalk auskartierten Areale wurden bei E. SPENGLER & J. STINY (1926a) zum Wettersteinkalk gestellt. Der hornsteinführende Grafensteigkalk der Sonnsteinalm wurde als Reiflinger Kalk ausgeschieden. Die Vorkommen im Kühreichkar und im G´hackten wurden von H. LOBITZER (1971) ebenfalls als Reiflinger Kalk angesprochen. Diese beiden Vorkommen sind in der Skizze der paläogeographischen Abwicklung bei J. HOHENEGGER & R. LEIN (1977, S. 213) bereits als Grafensteigkalk eingetragen.

Fossilinhalt: selten Cephalopoden, Filamente, Radiolarien, Conodonten, Biogenschutt der Karbonatplattform und des oberen Hangbereiches.

Lösproben aus dem Grafensteigkalk erbrachten folgende Faunen (det. L. KRSTYN):

- B 37/97 *Gladigondolella tethydis* + Multielelement HUCKRIEDE
Paragondolella cf. *inclinata* KOVACS
- B 41/97 *Gladigondolella tethydis* + Multielelement HUCKRIEDE
Metapolygnathus polygnathiformis BUDUROV & STEFANOV
Gladigondolella tadpole HAYASHI
- B 50a/97 *Gladigondolella tethydis* + Multielelement HUCKRIEDE
Paragondolella inclinata KOVACS
Budorovignathus mungoensis DIEBEL
- B 55a/97 *Paragondolella* cf. *inclinata* KOVACS
- B 56a/97 *Gladigondolella tethydis* + Multielelement HUCKRIEDE
Paragondolella inclinata KOVACS
- A 97/35 *Gladigondolella tethydis* + Multielelement HUCKRIEDE
Paragondolella inclinata KOVACS
Neocarvidella tatica ZAWIDZKA



Abb. 17: Grafensteigkalke in der Stube, W' Androthalm – ebenflächige, variabel gebankte Kalke mit zwischengeschalteten Hornsteinlagen und Knollen.

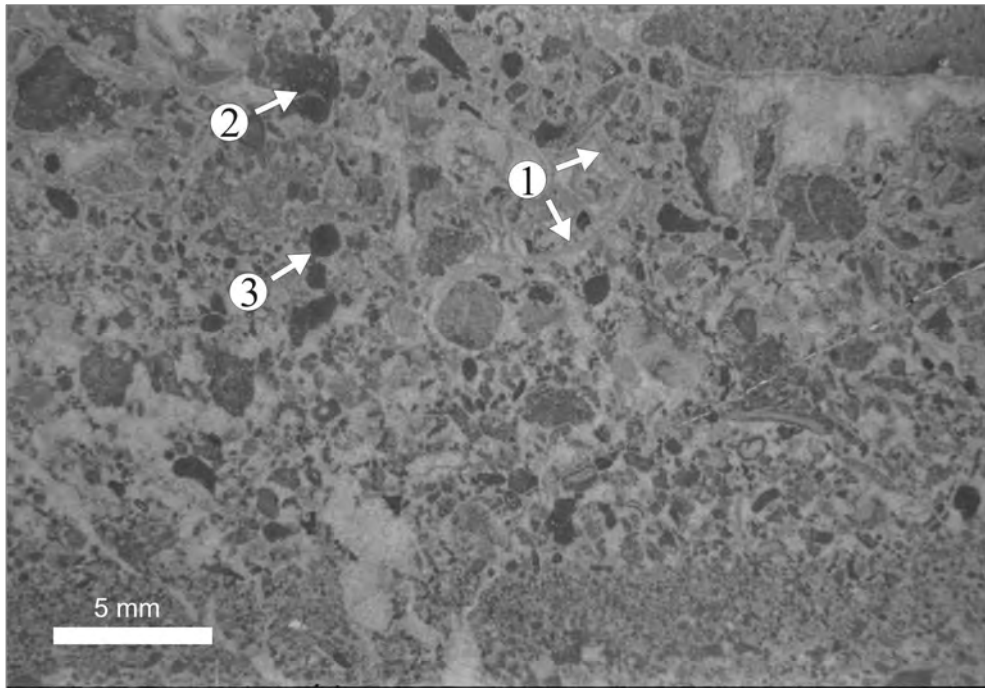


Abb. 18: (B102/98) – Dünnschliff aus hellgrau-graurosa gefärbtem Grafensteigkalk mit einem Hohen Schuttanteil von der Plattform und dem oberen Hang – Packstone/Grainstone mit Schalenbruchstücken/Filamenten (1), Intraklasten (2) und Tubiphytenbruchstücken (3); Balkenlänge 5 mm.

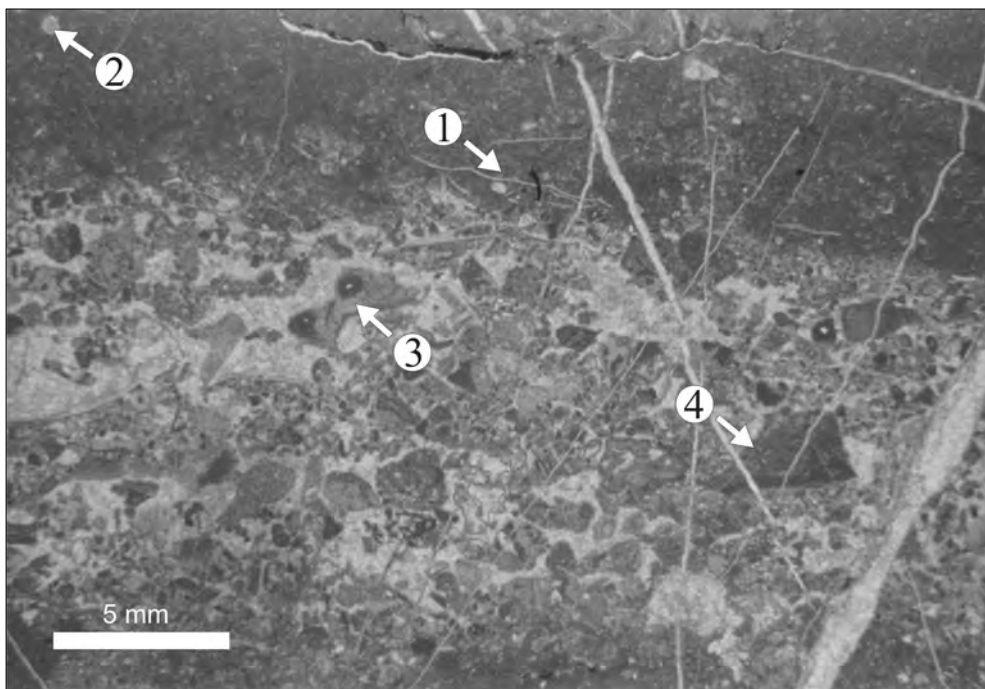


Abb. 19: (B67/97) Typ einer hemipelagisch-pelagischen Lage aus Mud-Wackestones im Grafensteigkalk mit Filamenten (1) und Radiolarien (2) – darunter eine Schuttlage mit umgelagerten Tubiphyten (3) und Intraklasten (4); Balkenlänge 5 mm.

Ablagerungsraum und Faziestypen: Als Ablagerungsraum des Grafensteigkalkes kann der tiefere Hangbereich unterhalb der Wettersteinkalkplattform angegeben werden. Die zahlreichen gradierten Schuttlagen innerhalb des Grafensteigkalkes können als Teilsequenzen von Karbonaturbiditen aufgefasst werden. In den Schuttlagen finden sich neben umgelagerten Biogenen aus dem oberen Hang- und Plattformbereich auch zahlreiche Intraklasten aus bereits wieder aufgearbeiteten Hangsedimenten. Während Phasen ruhigerer, stärker pelagisch beeinflusster Sedimentation kommen Radiolarien und filamenteführende Mikrite und Wackestones zur Ablagerung. Manche dieser stärker pelagisch beeinflussten Sedimente sind intensiver graurosa-rosa gefärbt.

Stratigraphische Reichweite: Grenzbereich Fassan/Langobard bis unterstes Jul.

Mächtigkeit: Meist tektonisch zugeschnitten oder angeschoppt; ca. 300 Meter.

Tuffite im Grafensteigkalk

Lithologie und Vorkommen: Innerhalb der gesamten Schichtfolge des Grafensteigkalkes sind im Bereich der Bankungsfugen immer wieder gelblich-braune bis flaschengrüne Bestege oder meist geringmächtige Lagen aus tuffitischem Material zwischengeschaltet. An wenigen Stellen (westlich Zinken, Kar zwischen Beilstein und Kloben, Wetzsteinhöhle, In den Kastellen) erreichen die Tuffite Mächtigkeiten im Meter-Bereich.

Sonnschien-Formation nov. nom.

Begriffsprägung: G. BRYDA, 2002.

Begriffsfassung: Variabel gefärbte (hellgrau-weiß, dunkelgrau, gelblichgrau bis intensiv rosa), meist massig wirkende, selten mittelbankige Kalke aus überwiegend umgelagerten pelagischen und hemipelagischen Sedimenten und Lithoklasten mit teilweise großen Komponenten (bis in den Meter-Bereich). Anzeichen von Gleitvorgängen sind im Sediment häufig festzustellen. Sheetcracks und Hohlräume zwischen den Komponenten sind durch mehrere Generationen von Faserzementen oder durch Resedimente verfüllt. Tuffite umgelagert oder als Zwickelfüllungen im Sediment.

Das stratigraphisch Liegende wird entweder durch ein bereits vor der Ablagerung entstandenes Relief aus Steinalm- und Gutenstein-Formation oder durch knollige Kalke der Reifling-Formation gebildet. Im Hangenden verzahnt die Sonnschien-Formation mit den allodapischen Kalken der Grafensteig Formation. Als stratigraphische Reichweite kann aufgrund von Conodontendaten ein Zeitraum vom obersten Pelson bis in das oberste Fassan angegeben werden. Durch die Umlagerungsprozesse wurden jedoch vermutlich ältere Sedimente amalgamiert und die darin enthaltenen Conodonten umgelagert.

Typlokalität: Sonnschienplateau zwischen Bärnsbodenalm (W) und Hocheck (O) auf ÖK 101 Eisenerz.

Lithologie: Bei den Gesteinen der Sonnschien-Formation nov. nom. handelt sich um variabel weiß-hellgrau bis gelblichgrau und teilweise intensiv rosa gefärbte, mikritische, selten mittelbankige und knollig-welligschichtige meist dickbankig-massig wirkende Kalke. Die dickbankigen und massigen Typen innerhalb der Sonnschienformation zeigen für Resedimente (Intraformationelle Brekzien) und darin abgelaufene Gleitvorgänge (z.B. simple shear deformierte sheetcracks, soft sediment deformation) typische Sedimentstrukturen. Überwiegend hemipelagische bis pelagische Komponenten (bunte bis hellgraue Mikrite, teilweise filamente- und radiolarienführend) bilden entweder ein korngestütztes Gerüst, dessen Hohlräume durch mehrere Generationen aus dunklen Faserzementen oder Resedimenten verfüllt ist, oder die Komponenten sind in vergleichbare Mikrite oder eine Grundmasse aus bräunlichgelb gefärbtem, stark kieseligem, tuffitverdächtigem Material eingebettet. Häufig sind zerbrochene, umgelagerte Zementkrusten anzutreffen. Neben Intraformationellen Brekzien = Intraklasten aus teilweise oder vollständig lithifizierten Kalkschlämmen und Tuffiten, sind auch Lithoklasten aus dem liegenden Gutensteiner Dolomit (bis metergroße Komponenten) und möglicher-

weise Steinalmkalk zu erkennen. Der Slump- und Debrisflow-Charakter des Sedimentes sowie der Schutt aus den stratigraphisch tieferen Gesteinen lässt auf ein ausgeprägtes Relief innerhalb des Ablagerungsraumes der Sonnschien-Formation schließen. Dieses Relief ist mit großer Wahrscheinlichkeit durch unterschiedliche Absenkungsbeträge an Störungen im Zusammenhang mit der Ausbildung des passiven Kontinentalrandes des Hallstatt-Meliata-Ozeans angelegt worden. Auch die Ausbildung von großen Salzdiapiren aus dem permischen Haselgebirge könnte lokal dazu beigetragen haben.

Fossilinhalt: selten schlecht erhaltene Cephalopoden, Filamente, Radiolarien, Conodonten.

Conodontenproben (det. L. KRYSZYN, Univ. Wien) ergaben die folgenden Faunen:

- H/Pr31 *Gladigondolella tethydis* + Multielement HUCKRIEDE
Gondolella cf. *constricta* MOSHER & CLARK
- A 96/50 *Nicorella kockeli* TATGE
Paragondolella cf. *bulgarica* BUDUROV & STEFANOV
- B 53/97 *Paragondolella* cf. *bifurcata* BUDUROV & STEFANOV
- B 64/97 *Gladigondolella tethydis* + Multielement HUCKRIEDE
- B 80/97 *Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE
- A 98/04 *Neogondolella pseudolonga* KOVACS, KOZUR & MIETTO
Gladigondolella tethydis + Multielement HUCKRIEDE
Neogondolella cf. *excentrica* BUDUROV & STEFANOV
- B 16/98 *Paragondolella excelsa* MOSHER
Paragondolella trammeri KOZUR
- B 46/98 *Gladigondolella tethydis* + Multielement HUCKRIEDE
Neogondolella pseudolonga KOVACS, KOZUR & MIETTO
- B 83/98 *Gladigondolella tethydis* + Multielement HUCKRIEDE
Neogondolella transita KOZUR & MOSTLER
- B 96/98 *Gladigondolella tethydis* + Multielement HUCKRIEDE
Neogondolella pseudolonga KOVACS, KOZUR & MIETTO
- B 47/99 *Neogondolella* cf. *pseudolonga* KOVACS, KOZUR & MIETTO
- B 30/01 *Gladigondolella tethydis* + Multielement HUCKRIEDE
Paragondolella excelsa MOSHER
Paragondolella trammeri KOZUR
Paragondolella libermannii KOVACS & KRYSZYN
- B 31/01 *Gladigondolella tethydis* + Multielement HUCKRIEDE
Paragondolella cf. *excelsa* MOSHER
- B 32/01 *Gladigondolella tethydis* + Multielement HUCKRIEDE
Neogondolella cf. *pseudolonga* KOVACS, KOZUR & MIETTO
- B 33/01 *Gladigondolella tethydis* + Multielement HUCKRIEDE
Metapolygnathus polygnathiformis BUDUROV & STEFANOV
- B 34/01 *Gladigondolella tethydis* + Multielement HUCKRIEDE
Paragondolella excelsa MOSHER

Stratigraphische Reichweite: Pelson – Fassan

Ablagerungsraum und Faziestypen: Alle beschriebenen lithofaziellen Merkmale kennzeichnen die Sonnschien-Formation als Slump-Debrisflow-Sediment. Hemipelagische und pelagische Kalkschlämme des Kontinentalabhangs werden in Schlammströmen, Muren und sich daraus entwickelnden Turbiditen in tiefere Beckenbereiche verfrachtet. Fazieszone 3 – SMF-Typ 2 u.3: Mikrobioklastische Kalksiltite und pelagische Mudstones mit eingestreuten Tiefwasser-Mikroorganismenresten.

Mächtigkeit: bis zu 40 m.

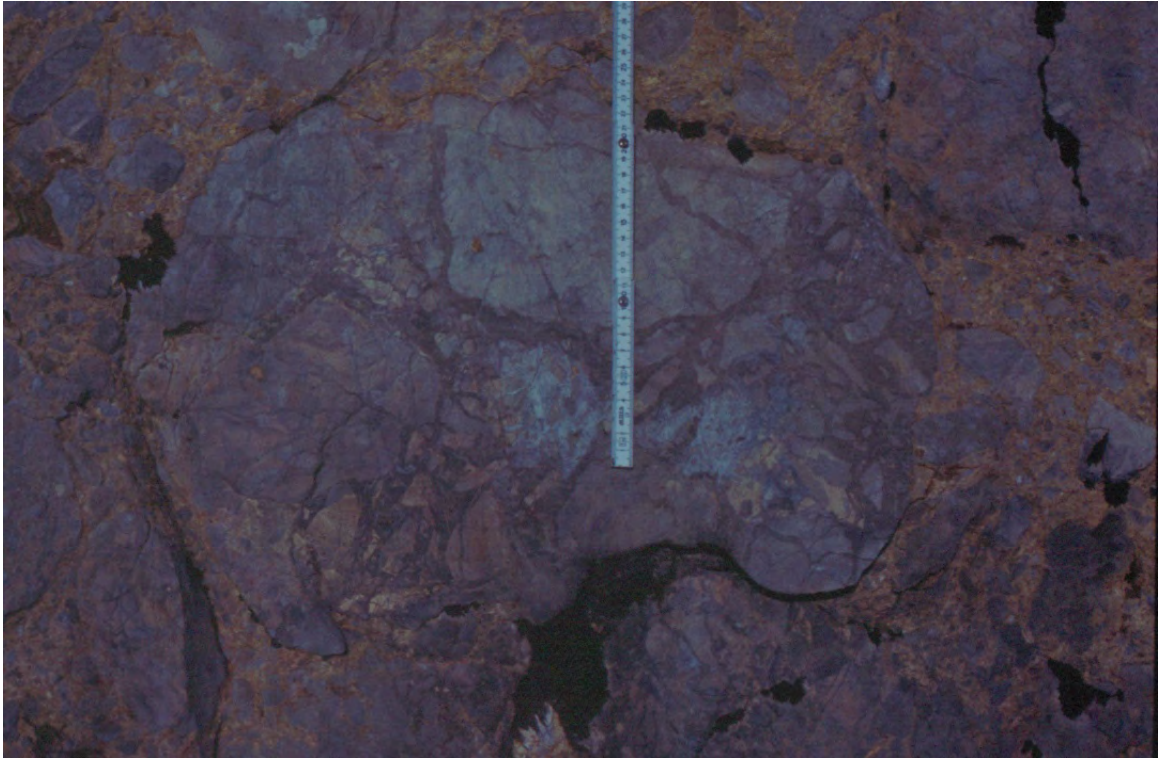


Abb. 20: Sonnschien-Formation am Marmelboden – hellgrau-weiße, graurosa und rosa gefärbte Intraklasten aus pelagischem und hemipelagischem Material schwimmen in einer gelblichen, kieseligen Matrix. Hohlräume zwischen den Komponenten sind durch mehrere Generationen dunkler Faserzemente verfüllt.

Reifling-Formation (Knollenkalk Member)

Lithologie und Vorkommen: Im Hangenden des Steinalmkalkes im Bereich südlich Hochstein, Sackwaldboden, Hocheck und Plotschboden treten intensiv hornsteinführende, im Zentimeter- bis Dezimeter-Bereich gebankte schwarze, knollig-welligschichtige mikritische Kalke bis Hornsteinflaserkalke auf, die dem liegenden Anteil der Reifling-Formation entsprechen. Im Hangenden werden die Kalke entweder von der Grafensteig-Formation (Hocheck) oder von der Sonnschien-Formation (Hochstein, nördlich Plotschboden) überlagert.

Fossilinhalt: nördlich Sackwaldboden konnten aus Proben am Kontakt der Serie zum liegenden Steinalmkalk und hangenden Grafensteigkalk folgende Conodontenfaunen gewonnen werden (det. L. KRYSZYN, Univ. Wien):

- B 86/97 *Neogondolella cf. pseudolonga* (KOVACS, KOZUR & MIETTO)
- B 85/97 *Neogondolella bifurcata* (BUDUROV & STEFANOV)

Im Dünnschliff können die Kalke als radiolarien- und filamenteführende Mikrite bis Wackestones angesprochen werden.

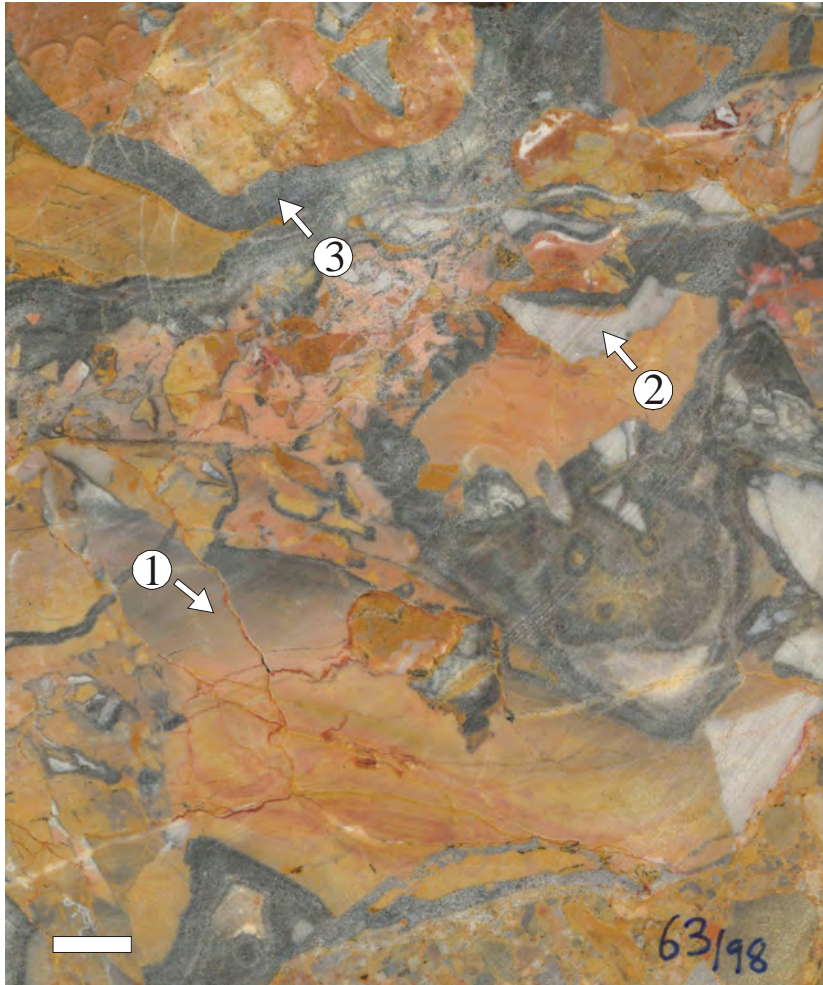


Abb. 21: gesägte Platte aus der Sonnschien-Formation am Weg zur Sonnschienhütte westlich Hocheck; graurosa (1) und hellgrau (2) gefärbte Intraklasten schwimmen in einer gelblichgrau-rosa gefärbten Matrix; deutlich sind Hohlräumfüllungen aus mehrphasigen Faserzementen und zerbrochene Zementkrusten erkennbar; Maßstabsbalken 1 cm.

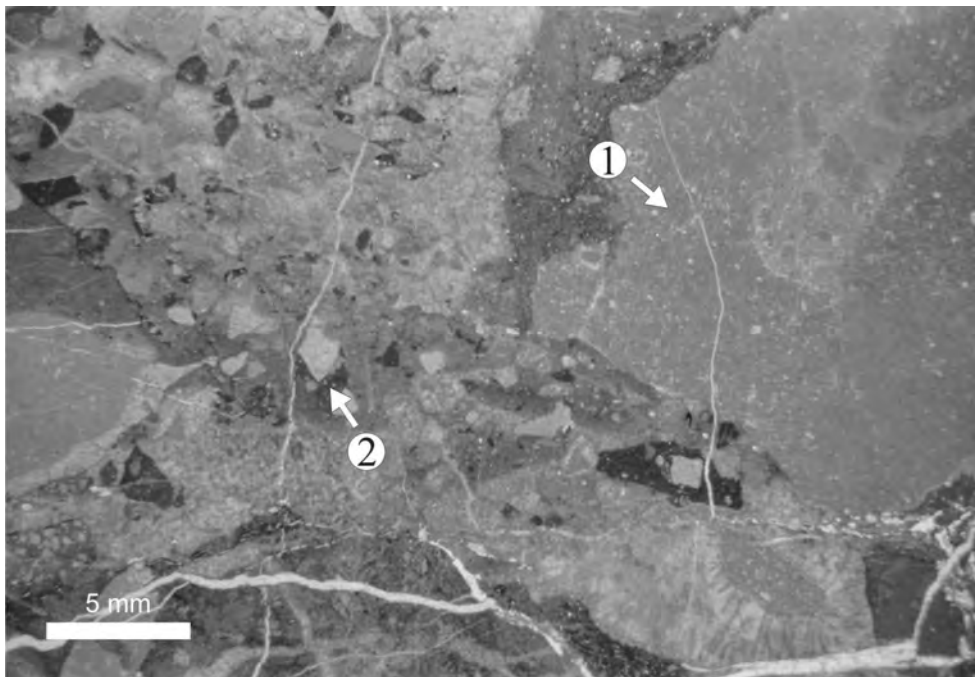


Abb. 22: (B63/98) Sonnschien-Formation im Dünnschliff – deutlich sind Bereiche mit filamentführenden Mud-Wackestones (1) und Intraformationellen Brekzien (2) vergleichbarer Fazies sowie Faserzemente erkennbar; Balkenlänge 5 mm.



Abb. 23: Intensiv hornsteinknollen- und -lagenführende, schwarze mikritische Kalke am Hochstein; Maßstab ca. 12 cm.

Ablagerungsraum und Faziestypen: Bildung innerhalb eines tieferen Beckens mit ruhigen, pelagischen Sedimentationsbedingungen. Im Dünnschliff überwiegend Wackestones mit pelagischen Organismen.

Stratigraphische Reichweite: Pelson – Fassan 1/2.

Mächtigkeit: ca. 20–30 m.

Steinalm-Formation

Begriffsprägung und Erstbeschreibung: J. PIA, 1930, S. 17: „anisischer Diploporenkalk“

Typlokalität: deutliche Wandstufe 2,7 km NNE' Saalfelden im Gebiet Steinalm – Clessinsperre.

Begriffsfassung: Der Steinalmkalk ist ein dickbankig bis massig ausgebildeter, an Dasycladaceen reicher, dunkel- bis hellgrau gefärbter Kalk, der häufig kleine Felsstufen und Felswände bildet (A. TOLLMANN, 1976, S. 81). J. PIA (1930, S. 17) hat aufgrund der unterschiedlichen Flora als erster den Steinalmkalk auf biostratigraphischer Grundlage als mittelanischen Dasycladaceenkalk vom lagunären Wettersteinkalk abgetrennt.

Am Südrand des Hochschwabgebietes wird der Steinalmkalk von Beckensedimenten überlagert – Lithotyp, Mächtigkeit und stratigraphische Reichweite (auf das Anis beschränkt) sind daher gut fassbar und definieren die Steinalm-Formation.

Im Bereich der mächtigen Karbonatplattformen (z.B. nördliches Hochschwabgebiet) besteht jedoch ein Übergang von anischem Steinalmkalk in den hangenden lagunären, ladinisch bis unterst karnischen Wettersteinkalk. Eine Trennung der beiden lithologisch ähnlich ausgebildeten lagunären Kalke ist daher nur auf biostratigraphischem Weg mit einer engen Probendichte ansatzweise möglich. Die Abtrennung des Steinalmkalkes als Formation ist jedoch nicht gerechtfertigt. Von J. PIA (1930, S. 16)

wurde daher für solche anisoladinischen Diploporenkalke der Begriff Steinalm-Wettersteinkalk eingeführt.

Lithologie und Vorkommen: Der Steinalmkalk kann im überwiegenden Teil seiner Schichtfolge als mittel-hellgrau gefärbter, dickbankiger, ebenflächiger Kalk angesprochen werden. Bereits im Handstück sind die charakteristischen Faziestypen – gut ausgewaschene Biosparite (Grainstone – Rudstone) mit Dasycladalen und Onkoiden als dominanten Bestandteilen sowie mikritische – mikrosparitische peloide- und foraminiferenführende Kalke unterscheidbar. Die liegenden Anteile des Steinalmkalkes unmittelbar über den älteren dunklen Kalken und Dolomiten zeichnen sich, bei meist gleicher fazieller Ausbildung, durch eine dunkel-mittelgraue Färbung aus, diese schlägt jedoch gegen das Hangende auf kurzer Distanz (meist im Bereich mehrerer Meter) zur üblichen hellgrauen Gesteinsfarbe um.

Im basalen Steinalmkalk des Hochschwab-Südrandes zwischen Sackwaldboden und Häuselalm treten dunkelgrau bis schwarz gefärbte, angulare Kalk und Dolomitbrekzien in „Gutensteiner Fazies“ auf. Bereichsweise dürfte es sich daher beim Kontakt des Steinalmkalkes zu seiner Unterlage nicht um eine konkordante Auflagerung, sondern um einen Erosionskontakt handeln. Ein Teil der „Dunkelfärbung“ des stratigraphisch tiefen Anteiles des Steinalmkalkes könnte auf fein verteilte Sedimentpartikel des aufgearbeiteten Untergrundes zurückzuführen sein.

Im Bereich Pfaffenstein und Bretterraumauer im Südwesten des Hochschwabgebietes sind Teile des stratigraphisch liegenden Steinalmkalkes als Spatkalke (Biosparite/Grainstone mit überwiegend Echinodermenspat – teilweise Stachel erkennbar) oder vielfältig zusammengesetzte Biogenschuttkalke (Biosparite – Biointrasparrudite mit Gerüstbildnern) ausgebildet. In beiden Faziestypen ist ein geringer Anteil an teilweise gut gerundeten, nicht karbonatischen Mineralkörnern in Sand- und Siltgröße nachweisbar.

Als Besonderheit konnten an verschiedenen Stellen im Norden des Hochschwabgebietes (Wandfuß südlich Bärnstein, Türnach-Südflanke, Wandfuß der Riegerin und des Mieskogels/Weichselboden) sowie im Süden des Arbeitsgebietes (Leopoldsteinersee) im Hangschutt unter dem Steinalmkalk blassrosa bis gelblichgrau gefärbte crinoidenspatführende Kalke aufgesammelt werden. Vergleichbare Kalktypen sind am Jagdsteig von der Hinteren Seeau in die Gerstbrein in 920 m ü.A. und am Kaiserschild unterhalb der Sandgrube innerhalb des basalen Steinalmkalkes aufgeschlossen. Sie treten dort entweder als bankparallele Einschaltungen oder als Spalten- und Hohlraumfüllungen in den untersten Bänken des noch dunkelgrau gefärbten Steinalmkalkes gemeinsam mit aufgearbeiteten Dolomitklasten („Gutensteiner Dolomit“) auf. Sowohl aus den crinoidenspatführenden Kalken der Gerstbrein und unterhalb der Sandgrube als auch aus dem Material aus dem Hangschutt konnten Conodonten des Pelson gewonnen werden.

Fossilinhalt: Dasycladalen, Foraminiferen und Crinoidenbruchstücke sind die am häufigsten im Steinalmkalk anzutreffenden Organismenreste. Von verschiedenen Fundorten konnten bestimmt werden:

Dasycladalen (det. O. PIROS, MAFI Budapest):

- Physoporella pauciforata* (GÜMB.) STEINMANN
- Physoporella pauciforata undulata* PIA
- Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTRICKY
- Physoporella pauciforata sulcata* BYSTRICKY
- Physoporella dissita* (GÜMB.) PIA
- Physoporella praealpina* PIA
- Oligoporella prisca* PIA
- Oligoporella pilosa pilosa* PIA
- Diplopora annulatissima* PIA
- Diplopora hexaster* PIA
- Macroporella alpina* PIA
- Teutloporella peniculiformis* OTT

Foraminiferen:

Meandrospira dinarica KOCHANSKY & PANTIC
Pilamina densa PANTIC
Glomospirella semiplana (KOCHANSKY & PANTIC)
Glomospirella grandis (SALAI)

Ablagerungsraum und Faziestypen: Im Dünnschliff können innerhalb des Steinalmkalkes zumeist zwei Mikrofaziestypen unterschieden werden: 1. Biopelsparite bis -rudite mit häufig zahlreichen Grünalgen, Algenpeloiden, Foraminiferen, Crinoiden, vereinzelt Gastropoden und Ostracodenfilamenten (grainstone-rudstone). 2. matrixreiche, mikritisch- mikrosparitisch entwickelte Typen die teilweise auf dicht gepackte Peloiden zurückzuführen sind und meist zahlreich Foraminiferen (zb. *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY & PANTIĆ) enthalten. Auf die im Text bereits beschriebenen Echinodermenspatkalk und bunten crinoidenspatführenden Kalke sei nochmals verwiesen.

SMF-Typ (nach J.L. WILSON, 1975 und E. FLÜGEL, 1972): Fazieszone 7-8: Plattformbereiche; Grain- bis Mudstones, Dolomite und dolomitische Kalke; Algenmatten, Fenster-Gefüge, mm-Lamination; Lagunärer Faziesraum.

SMF 17-18: Foraminiferen-Dasycladaceen – Grainstone mit gehäuft auftretenden Biogenen; Grainstone mit isolierten Peloiden, agglutinierten Peloiden, umrindeten Partikeln und Lumps.

Stratigraphische Reichweite: Pelsonium.

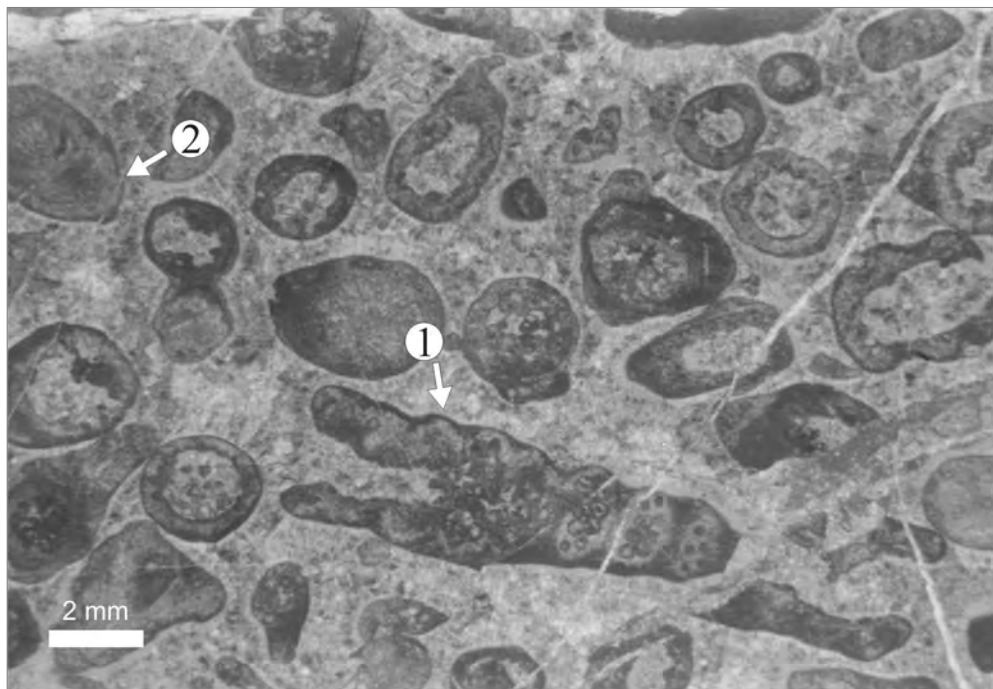


Abb. 24: (B27b/01) Steinalmkalk im Dünnschliff – gut ausgewaschener Dasycladaceen Biosparudit mit *Physoporella* (1) und (2) *Teutloporella peniculiformis*; Balkenlänge 2 mm.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit des Steinalmkalkes an der Südseite des Hochschwab-Massivs dürfte maximal 80–100 m betragen (Bereich Frauenmauer – Gsollmauer) bzw. teilweise nicht viel mehr als 60 m (S' Bürgeralm). Aufgrund der tektonischen Verhältnisse kann diese jedoch stark zunehmen (150–200 m nördlich Trawiestal). Im Bereich der dem Hochschwab im Norden vorgelagerten Bergstöcke Riegerin, Hochtürnach und Mieskogel kann die Mächtigkeit des Steinalmkalkes nur abgeschätzt werden, dürfte aber ebenso nicht mehr als 200 m betragen.

Gutenstein-Formation

Begriffsprägung: „Gutensteiner Schichten“, F.v. HAUER, 1853, S. 716 u.722

Typlokalität: Mitteltriasprofil von Gutenstein: Kroisberg, Steinbruch „Passbrücke“, Edelstein und Trafelberg (H. SUMMESBERGER & L. WAGNER, 1971).

Zum Begriff Gutenstein-Formation: Da unter dem gängigen Begriff Gutensteiner Kalk in der Literatur häufig lithologisch ähnliche jedoch faziell unterschiedliche Gesteine zusammengefasst wurden und der Stratotypus in Gutenstein, NÖ (H. SUMMESBERGER & L. WAGNER, 1972) offenbar teilweise Beckensedimente umfasst, die in der Hochschwabregion in dieser Fazies nicht auftreten, wird der Begriff Gutenstein-Formation nur im weiteren Sinne verwendet.

Lithologie und Vorkommen im Arbeitsgebiet: Im Hochschwabgebiet können zwei voneinander abweichende Entwicklungen des „Gutensteiner Niveaus“ unterschieden werden.

Im Norden des Arbeitsgebietes – Mieskogel, Hochtürnach, Riegerin – geht die Werfen-Formation in bis zu 100 Meter mächtige Flaserkalke und darauf folgend ca. 90 Meter mächtige dunkle Kalke über.

Im Süden des Arbeitsgebietes – Aflenz, Trawiestal, Josertal, Jassing-Sonnenschienplateau, Pfaffenstein, Hochblaser – wird die Werfen-Formation von bis zu gesamt ca. 150 Meter mächtigen dunklen Dolomiten (tw. Algenlaminite) und Brekzien sowie auflagernden dunklen Kalken variabler Mächtigkeit (wenig– max. 30 Meter) überlagert. (Beschreibung s. folgender Text)

Nördliche Entwicklung:

a. Flaserkalke und dunkle Kalke

Flaserkalke:

Im Hangenden der Werfen-Formation nordöstlich Gschöder bzw. südwestlich Weichselboden folgt ein geringmächtiger, ockergelb gefärbter, siltig-feinsandiger, z.T. dolomitisch entwickelter Schieferhorizont. Gelegentlich auftretende Rauwacken bilden die Basis der nun darüberfolgenden karbonatischen Anisserie. Diese besteht zunächst aus etwa 100 Meter mächtigen dünn-schichtig-flaserigen, mittelgrau gefärbten, oft brekziösen, etwas feinsandigen, dolomitischen Kalken mit Einschaltungen von mittel- bis dunkelgrauen Dolomiten und Dolomitbrekzien. Die Fossilführung dieser flaserig-brekziösen Kalke ist sehr gering und auf etwas Crinoidenspreu und kleine Bivalvenschälchen beschränkt. Die häufig zu beobachtende Flaserschichtung, das Vorhandensein von Gips pseudomorphosen, die ausgesprochene Fossilarmut (lebensfeindliches salinares Milieu) und die sterilen (Pel)mikrite bis Dismikrite sowie das Auftreten dolomitisch-kalkiger Brekzien, seltener auch Rauwacken lassen an eine Zuordnung der Flaserkalke in Richtung Reichenhall-Formation denken (vgl. J. FRISCH, 1975, S. 100; R. HENRICH & I. MIRSAL, 1982, S. 97; CHR. SPÖTL, 1988, S. 153ff).

Im Hangenden gehen die Flaserkalke in dunkle Kalke „Gutensteiner Kalk“ über.

Fossilinhalt: Crinoiden, Bivalven (selten)

Ablagerungsraum und Faziestypen: Bei den Flaserkalken handelt es sich um feinschichtige Pelmikrite mit Wühlgefügen und mikroparitischen Hohlraumzementen. Auffällig sind der gelegentlich auftretende terrigene Feindetritus aus einem kristallinen Hinterland, die ausgesprochene Fossilarmut des Sedimentes und das Auftreten kleiner Gips pseudomorphosen. Daraus resultiert ein hypersaliner Ablagerungsraum des Inter- bis Supratidal und ein sehr lebensfeindliches Environment. SMF-Typ (nach J.L. WILSON, 1975 und E. FLÜGEL, 1972): Fazieszone 8 und 9: Geschlossene Plattformbereiche und Plattform-Evaporite (Sabkha): Dolomit und dolomitische Kalke. Mudstone mit Peloiden, lithoklastische Wackestones. Klastische Einschaltungen. Abgeschlossene Lagunen und Küstentümpel. Gips- und Anhydritbildung durch Verdunstung von nur sporadisch überfluteten, supratidalen Bereichen. SMF-Typ 23: Nichtlaminiertes, homogener, fossilfreier Mikrit, z.T. mit Gips-Kristallen.

Mächtigkeit: bis zu 100 Meter.

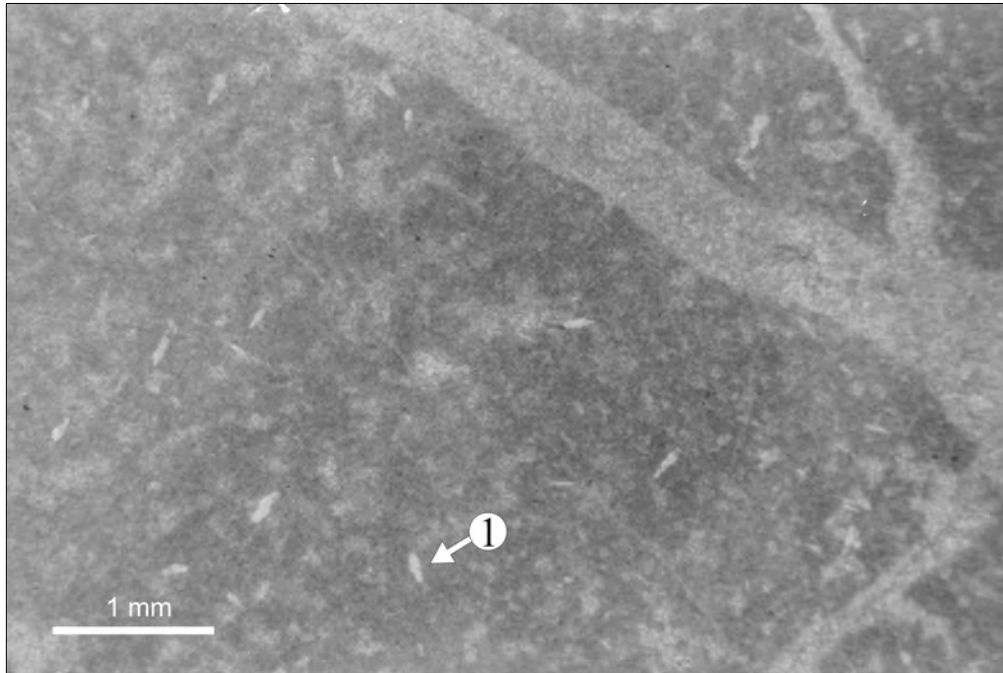


Abb. 25: (M 93/102/15) Anisischer Flaserkalk (Brunnlahn, Hochtürnach): Pelmikrit (Dismikrit) mit kleinen Gipsseudomorphosen (1). Interpretation: hypersaliner Ablagerungsraum, inter- bis supratidal; sehr fossilarmes, lebensfeindliches Environment. Hohlräume können auf Trockenrisse oder Wühlgefüge zurückgeführt werden; Balkenlänge: 1 mm.

b. dunkle Kalke

Lithologie und Vorkommen: Die etwa 90 Meter mächtige Wechselfolge gut dm-gebankter, dunkelgrauer Dolomite und Kalke ist am Wandfuß der Riegerin-Ostflanke (Hochleiten-Riegerinschütt), des Türnachstockes (Süd- und Ostflanke im Salzatal), des Weichselbodener Mieskogels (Saatstatt – Bromerleiten) und des Gschöderer Mieskogels (Schwaigerwald) entwickelt. Die Kalke führen dort häufig Crinoiden und Bivalven, gelegentlich sind auch Feinschichtungsgefüge zu beobachten.

Fossilinhalt: typisch für die Gutensteiner Schichten sind nach H. SUMMESBERGER & L. WAGNER (1971, S. 353) Crinoiden, Spongienreste, Ostrakoden, Bivalven, Brachiopoden, Gastropoden und Foraminiferen. Nähere Angaben zur Fauna der Gutensteiner Schichten bei A. BITTNER (1882, S. 32; 1890, S. 36ff; 1892, S. 1f; 1897, S. 202: „Reichenhaller Fauna“), O. AMPFERER (1899, S. 305f), G. ARTHABER (1906, S. 271f), F. BROILI (1927), R. SCHNETZER (1934), E. GASCHE (1938, S. 209; 1939, S. 87), M. KIRCHMAYER (1956, S. 16), E. FLÜGEL & M. KIRCHMAYER (1963, S. 108), D. GESSNER (1966, S. 701f), L. WAGNER (1970, S. 18, 21f, 134ff), R. ASSERETO (1971, S. 24), H. SUMMESBERGER & L. WAGNER (1972, S. 526).

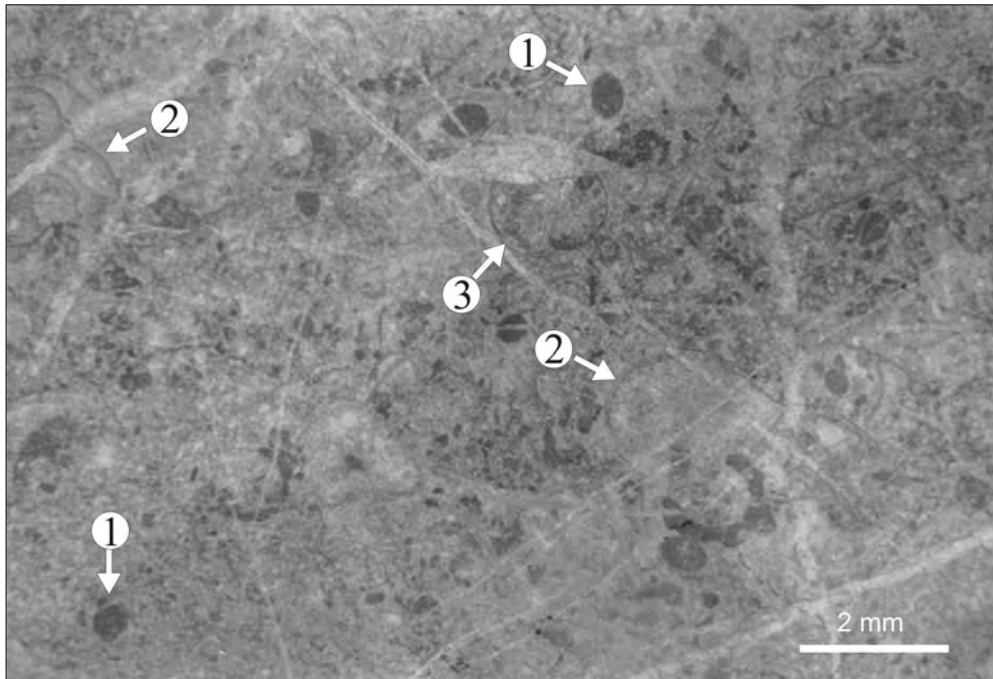


Abb. 26: (M 92/102/05) Gutensteiner Formation i.w.S. (Fuß der Riegerin): Biopelsparit (Grainstone) mit Peloiden (1), Bivalvenschalen (2), etwas Echinodermenspat und kleinen Gastropoden (3); Balkenlänge 2 mm.

Ablagerungsraum und Faziestypen: Bei den dunkelgrauen, gut dezimetergebankten Kalken des Unteranis handelt es sich um feingeschichtete Biopelsparite bis -mikrite mit Bivalvenschalen, Echinodermenspat, kleinen Gastropoden und spärlich auch Foraminiferen. Gelegentlich konnte auch Bioturbation beobachtet werden. Die dunkle Sedimentfarbe und das feinkörnige Sediment sprechen für ein ruhiges, sauerstoffarmes, eingeschränkt reduzierendes Milieu des Sedimentationsraumes. SMF-Typ (nach J.L. WILSON, 1975 und E. FLÜGEL, 1972): Fazieszone 8: Geschlossene Plattformbereiche: Dolomit und dolomitische Kalke. Mudstone mit Peloiden, Algenmatten. Feinschichtung. Abgeschlossene Lagunen und Küstentümpel mit eingeschränkter Wasserzirkulation.

SMF-Typ 16: Grain- bis Mudstones mit Pellets. Wahrscheinlich fecal pellets, z.T. mit angehäuften Ostracoden oder Foraminiferenschalen.

Alter: Aegeum? – unteres Pelsonium

Mächtigkeit: bis 90 Meter.

Position: In der nördlichen Hochschwabregion (Riegerin – Hochtürnach – Mieskogel) ist die „Gutenstein-Formation“ (im weiteren Sinn) nur im Mittelabschnitt der gesamten Anis-Abfolge entwickelt. Über einer bis zu 100 Meter mächtigen Flaserkalkserie mit dolomitischen Brekzien des tiefen Anis (?Reichenhaller Niveau) folgen bis zu 90 Meter mächtige Gutensteiner Kalke und Dolomite. Diese gehen rasch in dickbankigen Steinalmkalk des Mittelanis über.

Südliche Entwicklung:

a. dunkle Dolomite und Brekzien

Lithologie und Vorkommen: Im Gegensatz zu den im vorangegangenen Text bereits beschriebenen Verhältnissen im Norden des Hochschwabgebietes sind am Südrand (Eisenerz, Jassing, Josertal, Trawiestal, Aflenz) im Gutensteiner Niveau überwiegend dunkle Dolomite anzutreffen.

Im Gelände können sie als überwiegend dunkelgrau gefärbte, bläulichgrau anwitternde, kompakt wirkende, teilweise kalkige Dolomite angesprochen werden. Bei guten Aufschlussverhältnissen ist eine Bankung im Dezimeter-Bereich und eine interne Feinschichtung bis Lamination erkennbar. Besonders im stratigraphisch hangenden Abschnitt der Dolomite fallen hellgrau gefärbte Algen-Laminite mit birdseyes und laminoiden Fenstergefügen auf. Ausgeprägte Algen-Laminite sind am Forstweg auf die Häuselalm in unmittelbarer Umgebung der Hütte aufgeschlossen.

Neben den laminierten Dolomiten und Dolomit-Loferiten treten zwei unterschiedliche Brekzientypen auf, die anhand ihrer Matrix unterschieden werden können:

Brekzientyp 1 tritt als intraformationelle Brekzie in Lagen variabler Mächtigkeit innerhalb der Dolomite auf. Matrixgestützte, angulare Dolomitkomponenten und gelblich gefärbte Rauwacken? schwimmen in einer stärker kalkigen, dunkelgrau gef., mikritischen Grundmasse. Unregelmäßig begrenzte, durch Blockzement verfüllte Hohlräume sind charakteristisch und möglicherweise auf gelöste Evaporite zurückzuführen. Besonders gute Aufschlussverhältnisse innerhalb dieses Brekzientyps sind am nördlichen Wandfuß des Pfaffensteins zwischen Bösschüttgraben und Seeau anzutreffen.

Brekzientyp 2 tritt in, aufgrund der Aufschlussituation nicht klar abgrenzbaren, größeren Körpern und Zügen innerhalb der dunklen Dolomite auf. Angulare, schlecht sortierte Komponenten bestehend aus dunklen und hellen Dolomiten sowie aus grünen und rot-violetten Schiefern (Werfen-Fm.?), bilden ein überwiegend korngestütztes Gerüst mit einer gelblich-grünlich gef., sandigen Matrix.

Da dieser Brekzientyp sowohl aufgearbeitete Dolomit- als auch Werfener-Schiefer-Komponenten enthält, ist er das Produkt eines jüngeren Erosionsereignisses nach Ablagerung, zumindest eines Teiles der Dolomite.

Fossilinhalt: Die Dolomitloferite zeigen sich praktisch fossilfrei, selten sind im Dünnschliff stark mikritisierte Foraminiferen anzutreffen.

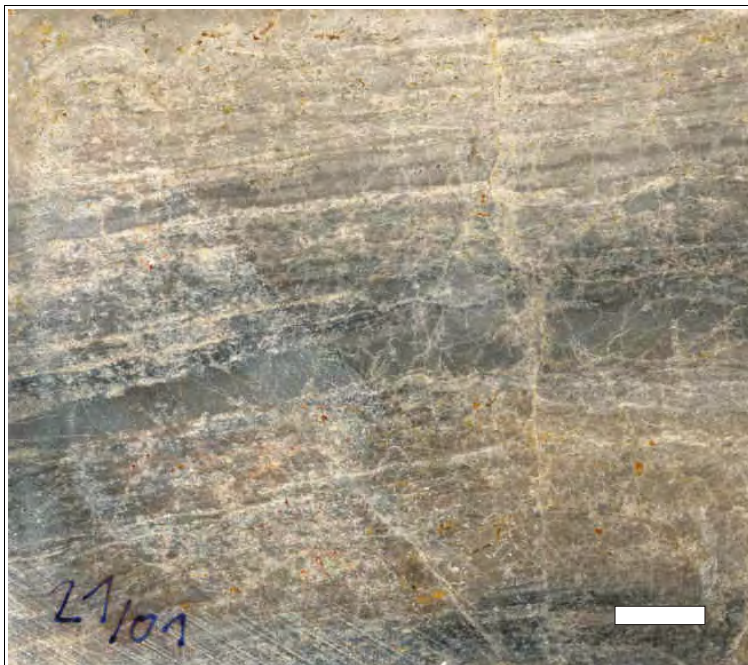


Abb 27: (B21/01) gesägte Platte aus laminierten dunklen Dolomiten nahe der Häuselalm; Balkenlänge 1 cm.

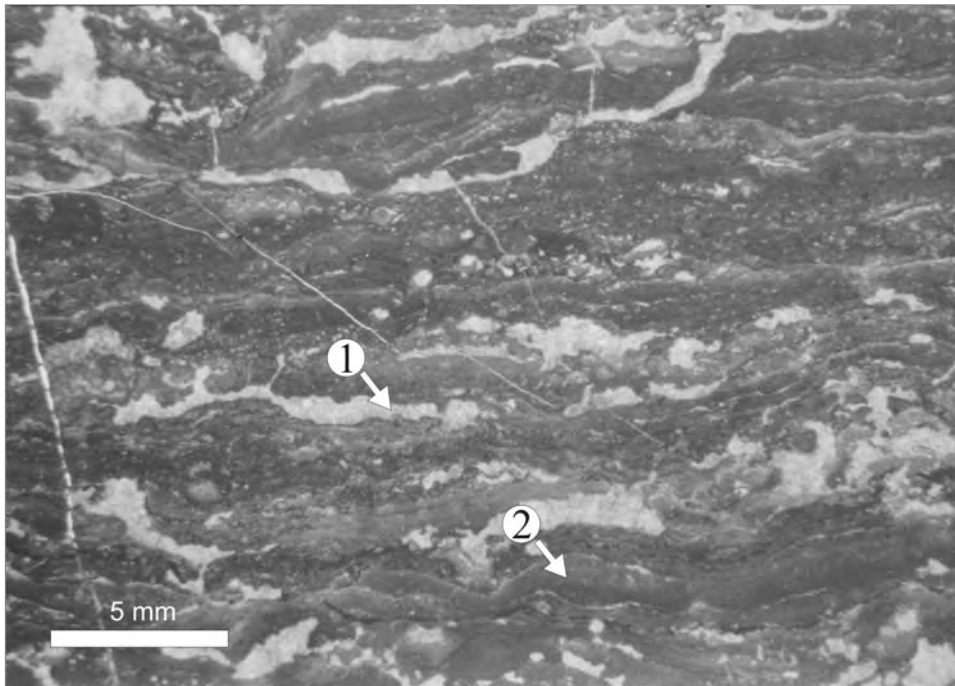


Abb. 28: (B63/97) Algen-Laminit mit laminoiden Fenstergefügen (1); mikritische und pelmikritische, feinlaminierte dolomitische Lagen, in denen noch Blau-Grünalgen-Filamente erkennbar sind (2); Balkenlänge 5 mm.

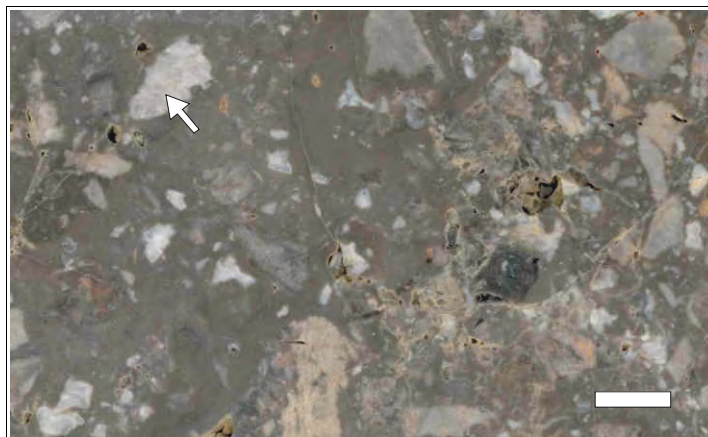


Abb. 29: (B25/00) Brekzientyp 1 innerhalb der dunklen Dolomite – nördlicher Wandfuß des Pfaffensteins; Dolomitkomponenten „schwimmen“ in einer dunkelgrauen mikritischen, stärker kalkigen Matrix. Durch Blockzement verfüllte Hohlräume (Pfeil) sind möglicherweise auf gelöste Evaporitminerale zurückzuführen. Balkenlänge 1 cm.

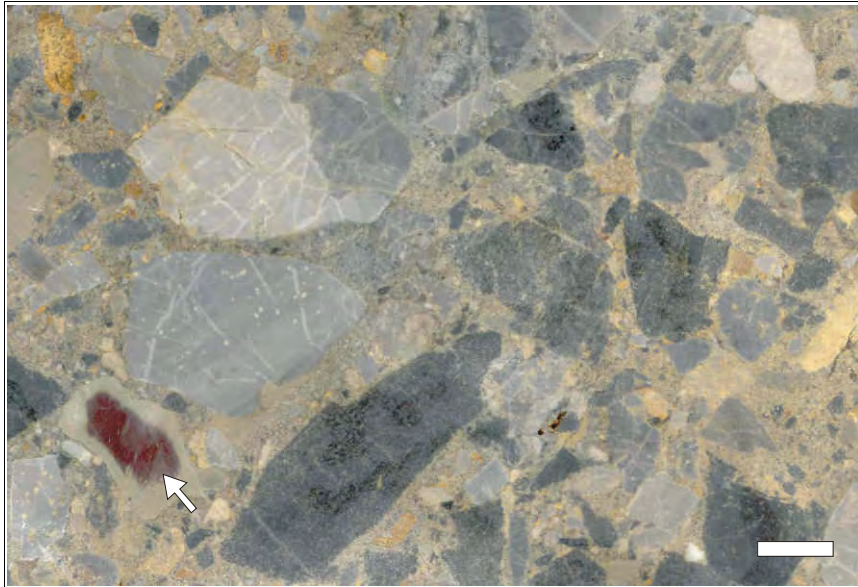


Abb. 30: (B68/01) Komponentengestützter Brekzientyp 2 aus dunklen und hellen Dolomiten sowie Werfener Schiefer (Pfeil) in einer sandigen Matrix – südliche Flanke des Trawiestales. Balkenlänge 1 cm.

Ablagerungsraum und Faziestypen: Fazieszone 8–9: Abgeschlossene Lagune und Küstentümpel mit eingeschränkter Wasserzirkulation – supratidaler Bereich mit Loferiten – Fossilarmut spricht für eingeschränkte, möglicherweise hypersalinare Sedimentationsbedingungen SMF-Typ 18-19.

Mächtigkeit: maximal 150 Meter; die außergewöhnlich großen Mächtigkeiten im Sockelbereich des Sonnchienplateaus (bis 300 m, Kulmsteig) sind mit größter Wahrscheinlichkeit tektonisch bedingt. An vielen Orten liegt die Mächtigkeit weit unter dem angegebenen Maximalwert – entweder bereits primär sedimentär infolge einer bereits in der Mitteltrias erfolgten Abtragung oder die Schichtfolge ist tektonisch reduziert (z.B. im Josertal).

b. dunkle Kalke:

Lithologie und Vorkommen: Im Bereich der Südflanke des Hochschwab-Massivs werden die dunklen Dolomite von geringmächtigen, sehr variabel ausgebildeten Kalken („Gutensteiner Kalk“) überlagert.

Zum überwiegenden Teil sind sie als dünn- bis mittelbankige, ebenflächig-welligschichtige, dunkelgraue – schwarze, blaugrau anwitternde Kalke anzusprechen. Sandige, mehrere cm mächtige Dolomitlagen und Schmitzen sind charakteristisch; teilweise ist ein Maschenwerk aus Dolomitstyolithen entwickelt, das zu Flaserkalken überleitet. Bereits im Handstück sind zahlreiche Echinodermenreste erkennbar.

Obwohl diese Kalke große Ähnlichkeit mit den dunklen, bioturbierten Kalken des Gutensteiner Niveaus haben, ist fraglich, ob sie nicht bereits besser als basaler Teil der im stratigraphisch hangenden folgenden Steinalm-Formation angesehen werden sollen.



Abb. 31: dunkelgraue „Gutensteiner Kalke“ mit Dolomitbändern und Lagen, teilweise nur Schmitzen.
– Forstweg auf die Häuselalm, ca. 200 m westlich der Hütte.

Im Dünnschliff zeigen die Mud- bis Wackestones meist Bioturbationsspuren und enthalten zahlreiche Kotpillen. Echinodermenreste, Ostracoden, feiner und nicht näher bestimmbarer, mikritisierter Biodekritus und charakteristische Foraminiferen – *Pilamina Densa* PANTIĆ sind häufige weitere Bestandteile.

Zusätzlich zu den bereits beschriebenen dunklen Kalken kommen jedoch auch hellgraue, mittelbankig bis massig wirkende Kalke vor, die dem Steinalmkalk bereits sehr ähnlich sind. Diese enthalten meist nur mehr geringmächtige, dunkelgraue Dolomitschmitzen (≤ 1 cm) und Stylolithen; häufig sind große Hornsteinknollen zu beobachten, die sich durch dicke Dolomitsäume auszeichnen oder teilweise in Dolomit umgewandelt zu sein scheinen. Unter dem Mikroskop sind die hellgrau gefärbten, hornsteinknollenführenden Kalktypen ähnlich der dunkelgrau gefärbten Variante als bioturbirte, überwiegend kotpillenführende Mud-Wackestones anzusprechen. Zusätzlich sind jedoch immer wieder schlecht erhaltene, meist mikritisierte Dasycladalenreste anzutreffen.

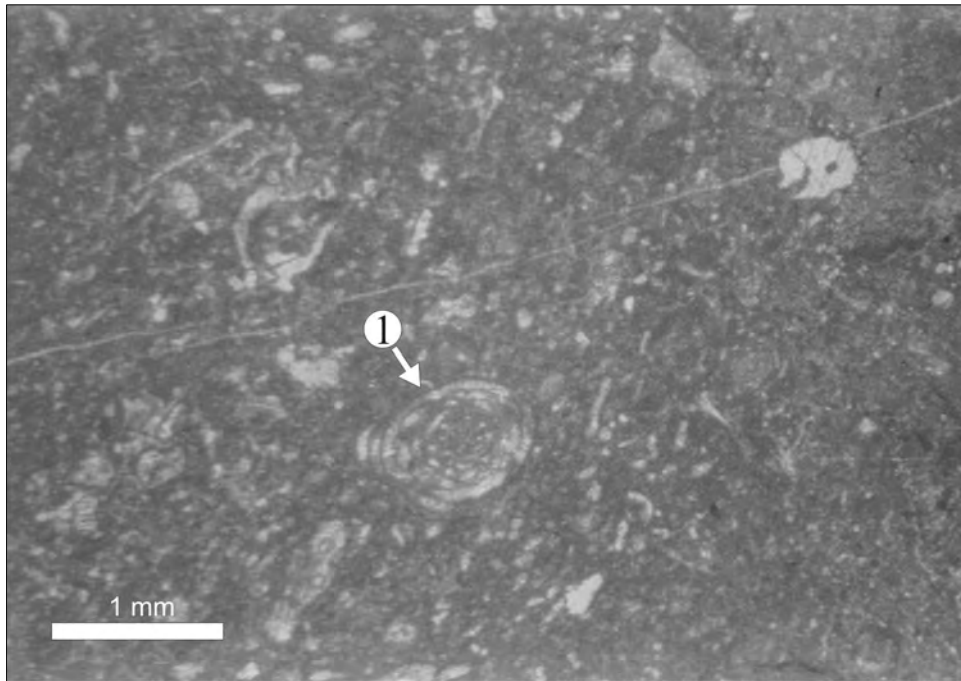


Abb. 32: (B30a/00); dunkle Kalke – „Gutensteiner Kalke“ am Jagdsteig Gerstbreinstein/nordöstlich Pfaffenstein mit zahlreichen Foraminiferen – *Pilammina Densa* PANTIĆ; Balkenlänge 1 mm.

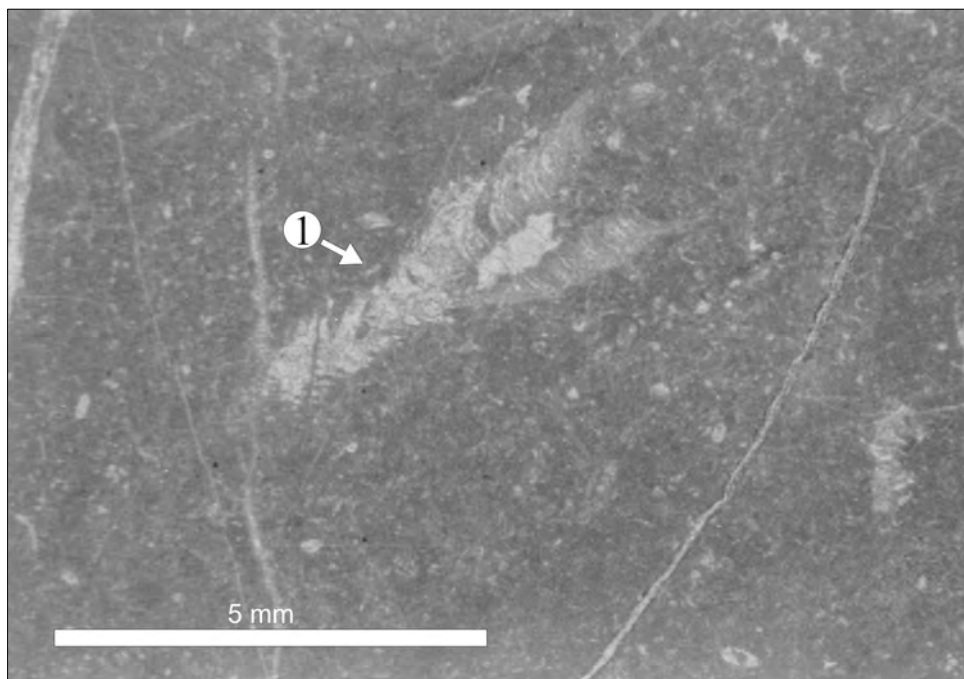


Abb. 33: (B129/98) Dünnschliff aus den hornsteinführenden, mittelbankigen Kalken – Bioklastischer Wackestone mit seltenen Dasycladalen; Balkenlänge 5 mm.

Ablagerungsraum und Faziestypen: Dieser ist mit den dunklen Kalken dieses Zeitabschnittes im Norden des Hochschwabgebietes vergleichbar. Die dunkle Sedimentfarbe und das feinkörnige Sediment sprechen für ein ruhiges, sauerstoffarmes, eingeschränkt reduzierendes Mileu des Sedimentations-

raumes. SMF-Typ (nach J.L. WILSON, 1975 und E. FLÜGEL, 1972): Fazieszone 8: Geschlossene Plattformbereiche: Dolomit und dolomitische Kalke. Mudstone mit Peloiden, Feinschichtung. Abgeschlossene Lagunen und Küstentümpel mit eingeschränkter Wasserzirkulation.

SMF-Typ 16: Grain- bis Mudstones mit Pellets. Wahrscheinlich fecal pellets, z.T. mit angehäuften Ostracoden oder Foraminiferenschalen.

Mächtigkeit: maximal 20 m; möglicherweise in Folge erosiver Prozesse an der Basis des Steinalmkalkes auf wenige Meter reduziert.

Werfener Schichten

Begriffsprägung: A. LILL v. LILIENBACH, 1830, S. 157: „Schiefer von Werfen“

Typlokalität: Werfen, 40 km S' Salzburg

Lithologie und Vorkommen:

a. Werfener Schiefer, Sandsteine, quarzitische Sandsteine:

Im Liegenden Teil der Werfener Schichten sind rötliche, violette, grüne, grau-bräunlich verwitternde, glimmerreiche Sandsteine, Silt-Tonsteine und Tonschiefer mit reichlich Hellglimmer ausgebildet. Die Sandsteinlagen können gelegentlich quarzitisches Habitus annehmen („Werfener Quarzite“), sind im Dezimeterbereich gebankt und zeigen interne Feinschichtung (Rippelschichtung).

b. Werfener Kalke:

Die Werfener Kalke entwickeln sich unter Wechsellagerung aus den liegenden Werfener Schiefen. Die im Dezimeter-Bereich gebankten, ebenflächig bis welligschichtigen Kalke zeigen frisch meist scheckig blaugraue und violette, in verwittertem Zustand braune Farbtöne.

Die Kalke zeigen zusätzlich wechselnde Anteile an nicht karbonatischem Detritus mit Korngrößen im Silt-Sandbereich. Organismenanhäufungen (Crinoiden, Bivalven und Gastropoden) und Oosparite treten häufig auf.

Fossilinhalt: Vor allem in den fossilreichen Werfener Kalken treten folgende Biogene auf: Bivalven, Gastropoden, Brachiopoden, Echinodermen, Foraminiferen (*Meandrospira* sp.), Skleren, Fischzähne.

Ablagerungsraum und Faziestypen: Die Werfener Kalke erweisen sich im Schriff als biogenreiche Sparite (Oobiosparite, Biosparrudite, untergeordnet Mikrite-Dismikrite) mit Bivalven, die oft in Luma-chellen angereichert sind (floatstones), sowie mit Echinodermenspat, Echinodermenstachel, Foraminiferen, Gastropoden, Brachiopoden, div. Bioklasten, Rindenkörnern, pellets und Ooiden (Grainstones-Rudstones). An terrigenen Komponenten treten gehäuft Quarz, Hellglimmer und Glaukonit auf. Die sparitischen Kalke enthalten verschiedene Zementtypen (Mikritzement, Faserzement, Blockzement). Faziestypen (nach J.L. WILSON, 1975, und E. FLÜGEL, 1972) Fazieszone 6: Plattformrandsande: Kalkarenite (gut sortierte grainstones) mit Ooiden, Bioklasten etc.; Quarzsandbeimengungen, Kreuzschichtung, Anhäufung von abgerollten Schalen von Benthos; wenig autochthone Elemente (Gastropoden, Foraminiferen).

SMF-Typ 12: Bioklastischer Grain-Rudstone mit Organismenanhäufungen, wobei bestimmte Organismen-typen (z.B. Molluskenschalen) dominieren.

SMF-Typ 15: Oolith aus gut sortierten, vollständig ausgebildeten Ooiden.

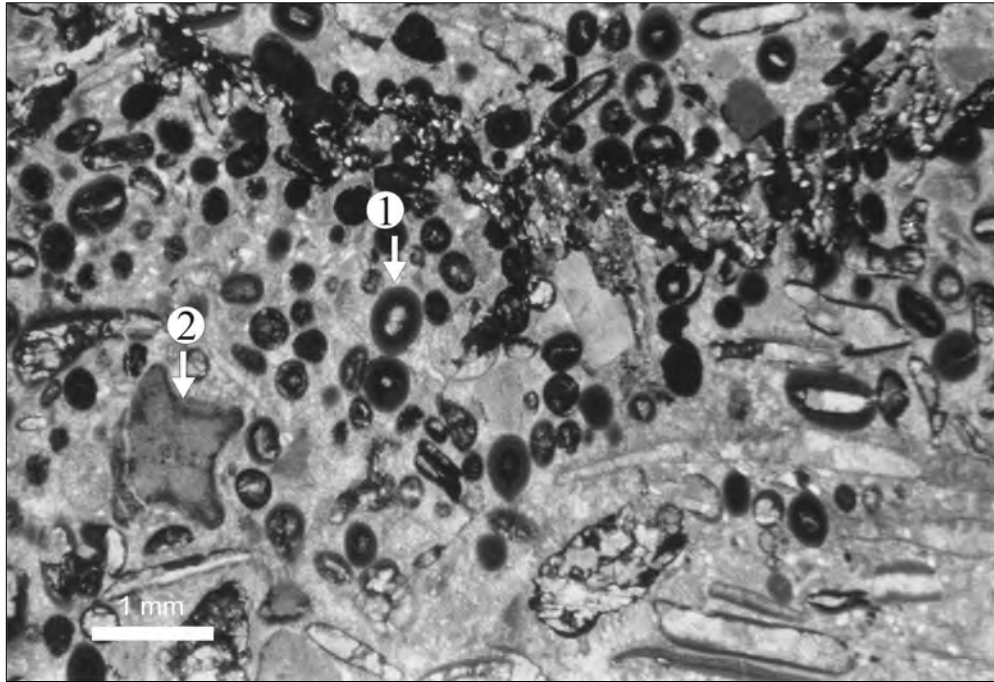


Abb. 34: (WPA 153/97a) Werfener Kalk, Ooide (1) und Crinoiden –*Pentacrinus?* (2) östlich Mühlgraben; Balkenlänge: 1 mm.

Vorkommen im Arbeitsgebiet: Die Werfener Schichten treten auf Kartenblatt Eisenerz am gesamten Kalkalpen-Südrand sowie innerhalb der Kalkalpen im Gebiet um Gschöder, beiderseits des Salzatales nördlich der Prescenyklaus und im Norden beiderseits des Mendlingtales auf.

Weitere wichtige Vorkommen befinden sich entlang interner Schuppenbahnen wie nördlich und nordwestlich Sackwiesensee, im Bereich der Hörndlalm, westlich, nördlich und südlich Schwaigtal und entlang tiefgreifender Störungszonen wie der SEMP-Linie nordwestlich Brunntiegel, nördlich Säusenstein (K. 1282) und im Bereich Jägersattel-Winteralm sowie an der Goß-Linie östlich Leitenschuster, südöstlich Hegenstein (K. 1172), nördlich der Linie Schneekogel – Häuslbauer – Hinterwildalpen – Samml, östlich Goßsattel, bei der Salzabauernhütte und im Goßgraben.

Am Kalkalpen-Südrand und in der sogenannten Gollrader Bucht wird die Werfen-Formation durch die postvariszische Prebichl-Formation unterlagert. Hier besteht ein stratigraphischer Verband von Teilen der Werfen-Formation mit der Grauwackenzone (Norisch-Tirolische Decke). Die Werfen-Formation der Mürzalpendecke geht vielerorts ungestört in die anisische „Gutensteiner“ Abfolge von Kalcken, Dolomiten und Brekzien über.

Alter: Unter-Trias

Mächtigkeit: E. SPENGLER (1926b, S. 37) gibt für die Werfener Schichten am Südrand der Kalkalpen eine Mächtigkeit von etwa 500 Meter an. Im Raum von Gschöder ist eine Mindestmächtigkeit von 300 Metern aufgeschlossen.

Die Werfener Kalke hingegen bilden nur geringmächtige Lagen (10–20 m) in den hangenden Werfener Schiefen von Gschöder bzw. erreichen an der Südseite des Hochschwab (Gsoll, Pressenbach) bis zu 50 m und unterhalb des Kaiserschild ihre größte Mächtigkeit von bis zu 100 Metern.

Haselgebirge, Gips

Begriffsprägung: Seit alters her gebräuchlicher verballhornter bergmännischer Ausdruck für „Hallgebirge“ (= Salzgebirge; aus dem keltischen Wort „hall“ für Salz). In der geologischen Literatur bei L. v. BUCH (1802, S. 157) wahrscheinlich erstmals verwendet.

Typlokalität: Salzkammergut (Bad Ischl, Hallstatt, Hallein).

Alter: Oberperm.

Lithologie und Vorkommen:

Als Haselgebirge bezeichnet man ein Mischgestein aus (vorwiegend) oberpermischen Evaporiten (diverse meist leicht lösliche Salze sowie grauer, weißlicher und rötlicher Gips) und Peliten (graue, grünliche bis rötliche Tonsteine und Mergel). W. MEDWENITSCH (1968, S. 129f) beschrieb das Haselgebirge als eine „Brekzie, die in der Grundmasse Steinsalz („Kerngebirge“) mit fein zertrümmertem Ton, Anhydrit und Gips, in den Einschlüssen vor allem Salztou oder auch untergeordnet Gips-Anhydrit-Komponenten zeigt.“ Oberflächennah sind die leicht löslichen Salze und der Gips bereits ausgelaugt („Lebergebirge“) und durch Lösungstrichter (Erdfälle) erkennbar.

Das permische Haselgebirge bildet die Basis der kalkalpinen Schichtfolge im juvavischen Faziesraum. Der Kontakt zu den darüberfolgenden, jüngeren Werfener Schieferu ist meist tektonisch überprägt, sodass in Anrissen nicht selten beide Schichtglieder gemeinsam beobachtet werden können. In geringem Umfang ist das Haselgebirge entlang der tektonischen Hauptbewegungsflächen im gesamten Juvavischen Faziesraum immer wieder anzutreffen.

Lithologisch ist das Haselgebirge leicht an den bunten, blaugrün-grau gefärbten Tonen, die natürlicherweise stark zur Ausbildung von Rutschgelände neigen, und an den Brekzien, in die vielerorts rötlich-weiße Gips- und Anhydritkörper eingelagert sind, zu erkennen. Gelegentlich kann auch gut aufgeschlossener Fasergips beobachtet werden (z.B. Erdfall am südlichen Hangfuß des Almundumkogel N' Rotmoos). Im Bärnbachgraben ist im Bachbett (740 m SH) ein schöner Aufschluss von rot-weiß gebänderten und verfalteten Gipsen zu beobachten.

Das Haselgebirge stellt einen wichtigen Gleithorizont an der Basis der kalkhochalpinen Decken, wie z.B. der Mürzalpen-Decke, dar. Gipsführendes Haselgebirge beschreibt E. SPENGLER (1926b, S. 42) vom Plangut nördlich Eisenerz, in der Jassing, im Haringgraben bei Tragöß, im Klachlergraben, südlich vom Ilgner Apel und aus der Gollrader Bucht. Kleinere Vorkommen von bunten Haselgebirgstonen z.T. mit Gips befinden sich eingeschuppt in tiefgreifenden Störungszonen wie der SEMP (z.B. Gips-Aufschlüsse im Bärnbachgraben), der Goß-Linie (kleine Anrisse N' und E' Häuslbauer) bei Hinterwildalpen und entlang der Störungslinie Jägersattel – Winteralm.

Mächtigkeit: Das Haselgebirge tritt meistens nur in kleinen Anrissen, Linsen, Erdfällen oder Rutschnissen und ist kaum mehr als 20-30 Meter mächtig. Vom Gips im Steinbruch östlich Haringbauer gibt E. SPENGLER (1926b, S. 42) eine Mindestmächtigkeit von 50 Metern an. Größere Mächtigkeiten von mehr als 100 m gibt E. SPENGLER (1926b) lediglich vom Gipslager Dürradmer an.

Ausgewählte Schichtglieder der Norisch-Tirolischen Decke

Präbichl-Formation

Begriffsprägung: R. SCHWINNER, 1929, S. 216 (Präbichelkonglomerat), H.P. CORNELIUS, 1936 (Prebichl-Schichten).

Typlokalität: Polster östlich Eisenerz; oberhalb (nordöstlich) der Präbichl-Passhöhe, nahe der Leobner Hütte.

Lithologie und Vorkommen: Nach A. TOLLMANN (1976, S. 40) repräsentieren die permischen Prebichlschichten den basalen Transgressionshorizont des alpidischen Sedimentationszyklus der Kalkalpen im Liegenden der Werfener Schichten über den Gesteinen der Grauwackenzone. Tektonisch gehören sie

der höchsten Einheit der östlichen Grauwackenzone, der Norischen Decke bzw. Norisch-Tirolischen Decke an (F. NEUBAUER et al., 1994), der neben Altpaläozoikum noch basale Anteile der Nördlichen Kalkalpen angehören.

Das Verbreitungsgebiet der Präbichl-Formation ist auf den Südrand der steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen beschränkt. Im bearbeiteten Gebiet kann sie, bei nach Osten zunehmender Mächtigkeit, praktisch überall an der Basis der Werfener Schichten nachgewiesen werden. D. SOMMER (1972, S. 119f) untergliedert die Präbichlschichten im Bereich des Polster lithologisch in Kalkkonglomerate bzw. Kalkbrekzien an der Basis über verkarsteten Silur-Devon Kalken, das den Abtragungsschutt des unmittelbaren Untergrundes darstellt, gefolgt von einem Quarzkonglomerat („Präbichelkonglomerat“ R. SCHWINNERS), deren zumeist ausgewalzten Gerölle aus gebleichten Kieselschiefern bestehen. Der Quarzkonglomerathorizont geht gegen Hangend allmählich in rötlich-violette Sandsteine und Tonschiefer über, die am Hirscheeggsattel in die nur schwer abzutrennenden Werfener Schiefer überleiten.



Abb. 35: Präbichl-Formation am Polster / Eisenerz, Objektivdeckel Durchmesser ca. 6 cm.

Fazies: Ob es sich bei den Gesteinen der Präbichl-Formation um terrestrisch-fluviatile oder marine Ablagerungen handelt, war lange Zeit ungewiss. Detaillierte sedimentologische und fazielle Untersuchungen durch K. KRÄINER & V. STINGL (1986) an der Typlokalität haben gezeigt, dass die Präbichlschichten aus mehreren Fining-upward-Megasequenzen von übereinander lagernden alluvialen Schuttfächern mit proximaler Schuttfächerfazies (Basiskonglomerat), einer dem Midfan-Bereich zuzurechnenden Abfolge eines verzweigten Rinnensystems und distalen Schichtflutfaziesbereichen aufgebaut werden. Im Gegensatz zu den lithologisch schwer abtrennbaren seichtmarinen Werfener Schichten handelt es sich bei den Präbichlschichten durchwegs um fluviatile Sedimente und keineswegs um marine Transgressionsprodukte einer marinen Abrasion, wie E. SPENGLER (1926c, S. 136) meinte.

Stratigraphischer Umfang: Als Alter wurde lange Zeit von den meisten Autoren untertriadisch bzw. untere Grenze der Trias (R. SCHWINNER, 1929, S. 216) angegeben, da ein allmählicher Übergang in die Werfener Schichten vorliegt. H.P. CORNELIUS, der zunächst neben Perm ebenfalls noch tiefste Trias für möglich hält (1936, S. 15), spricht sich später (1952b, S. 9) aufgrund der großen Ähnlichkeit zum süd-alpinen permischen Grödner Sandstein für permisches Alter aus.

Mächtigkeiten: unterschiedlich; an der Typlokalität (Polster). ca. 160 m.

Sauberg-Kalk, Bunter Flaser-Bänderkalk

Begriffsprägung: Der Name Bunter Flaser-Bänderkalk wurde der Karte von H.P. SCHÖNLAUB (1982, Beil. 7) entnommen.

Am nahegelegenen Erzberg werden für die vererzten Partien in diesen Kalken die Namen „erzführender Kalk“ und „Sauburger Kalk“ verwendet. Der Begriff „Sauburger Kalk“ geht auf D. STUR (1866, S. 138) zurück.

Am Polster können im Hangenden des Orthocerenkalkes zwei Schichtglieder abgetrennt werden, die durch einen markanten Crinoiden-Stromatoporen-Horizont voneinander getrennt werden. Sie wurden von SCHÖNLAUB (1982) als Untere- und Obere Polsterkalke bezeichnet.

Die unteren Polsterkalke entwickeln sich als hellgraue bis rosa geflammte, ± gut gebanke Kalke aus dem liegenden Orthocerenkalk und sind von diesem im Liegenden schwer abzutrennen.

Danach folgt der auffallende Crinoiden-Stromatoporen-Horizont, der aus hellen, schwach gebänderten, ca. zehn Meter mächtigen Kalken aufgebaut wird. Er enthält zahlreiche rekristallisierte und ausgewalzte Stromatoporen-Bruchstücke mit Größen bis zu 30 cm in einer grobspätigen Grundmasse aus Crinoidenbruchstücken.

Die Oberen Polsterkalke bauen an der Südseite oberhalb der Bergstation des Sesselliftes den Gipfelbereich des Polster auf. Sie folgen im Hangenden des Crinoiden-Stromatoporen-Horizontes und sind als helle und rosa-violette Flaser bis Bänderkalke anzusprechen. Im liegenden Abschnitt treten einzelne, bis 60 cm dicke Lagen aus Crinoiden und Stromatoporen-Schutt auf. Der oberste, ca. vier Meter mächtige Abschnitt am Weg unter der Leobner Hütte wird dagegen aus grauen spätigen Kalken aufgebaut.

Lithologie und Vorkommen: Der Kalkzug an der Nordwestflanke des unteren Gsollgrabens (über dem Gsollhof und unter dem Glanzberg) besteht aus Kalkschiefern und bunten Sauburger Kalken des Unterdevon. Von der Südwestecke dieses Kalkzuges beschrieb H.P. SCHÖNLAUB (1980, A73) kompaktere crinoidenführende Bänke sowie fleischfarbene grobgebankte Kalke.

Alter: Aufgrund conodontenstratigraphischer Daten konnten die Unteren Polsterkalke innerhalb des Profiles am Polster in das Lochkovium eingestuft werden. Der darüber folgende Stromatoporen-Crinoiden-Horizont und der Obere Polsterkalk gehören vermutlich bereits dem Pragianum an (H.P. SCHÖNLAUB, 1980, S. 380). Die gesamte Serie ist also zeitlich in das Unter-Devon zu stellen.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Unteren Polsterkalke am Polster liegt bei ca. 50 Metern, die des Stromatoporen-Horizontes kann mit zehn Metern abgeschätzt werden. Der Obere Polsterkalk erreicht eine Schichtmächtigkeit von ca. 60 Metern (SCHÖNLAUB, 1982, S. 282).

Orthocerenkalk

Lithologie: Die Orthocerenkalke können im Gelände als dunkelgraue, einzelne rosa Lagen führende, grob gebanke, spätige Kalke angesprochen werden. Vereinzelt sind Anschnitte von Orthoceren erkennbar.

In Dünnschliffen sind im oberen Teil der Serie von Styolithen durchsetzte, wechselnd dicht gelagerte und rekristallisierte Echinodermenschuttkalke mit örtlichen dolomitischen Nestern erkennbar. Die Matrix besteht aus Pseudosparit und ist lokal in Dolosparit umgewandelt. Als Detritus tritt neben Crinoidenfragmenten Schalenbruch von Trilobiten und Cephalopoden auf. Proben aus dem tieferen Abschnitt der Serie können hingegen als crinoidenführende Spatkalke charakterisiert werden, da der bioklastische Anteil hier wesentlich geringer ist (SCHÖNLAUB, 1982).

Alter: Aufgrund von Conodontendaten kann der Orthocerenkalk der siluricus-Zone im Silur zugeordnet werden.

Vorkommen und Mächtigkeit:

Cystoideenkalk

Begriffsprägung: FLAJS, G., 1974, A35 & SCHÖNLAUB, H.-P., 1974, A106

Typlokalität: Polsterkar östlich Eisenerz, Profil oberhalb des Knappensteiges im südlichen bis nordwestlichen Polsterkar.

Lithologie: Die Cystoideenkalken können als hellgrau-rosa gesprenkelte, undeutlich gebankte bis schwach geflaserte, sehr reine Spatkalke angesprochen werden. Sie enthalten meist reichlich Fossilenschutt von Cystoideen bzw. Querschnitte von vollständigen Cystoideentheken. Sie folgen entweder über dem liegenden Polsterquarzit oder setzen direkt über dem Blasseneckporphyr ein.

Aus Lösproben konnten zahlreiche, gut erhaltene Conodonten gewonnen werden.

Alter: Aufgrund einer gut erhaltenen, individuenreichen Conodontenfauna können die Cystoideenkalken in das Oberordoviz (Asghill) eingestuft werden (SCHÖNLAUB, 1982).

Vorkommen und Mächtigkeit: Die Cystoideenkalken wurden an folgenden Stellen nachgewiesen: Rotschütt, Pflégalm, östlicher Seitengraben des Handlgrabens, Polsterkar, Niederpolster – Krempelgraben – Winterengraben, Erzberg, Plattenalm, Kotalm, Geissalm und am Kamm südlich des Präbichl. Die Kalken erreichen bis zu 15 Meter Mächtigkeit.

Polsterquarzit

Typlokalität: Südliches Polsterkar östlich Eisenerz, im Bereich des Knappensteiges.

Lithologie: Der Polsterquarzit ist ein grau bis bräunlichgrau gefärbter, meist sehr kompakter, grob oder undeutlich gebankter Sandstein mit einem hohen Anteil an überwiegend monokristallinen undulösen Quarzkörnern. Im Kontaktbereich zum unterlagernden Porphyridominieren Arenite mit Korngrößen bis zu 2 mm, der hangende Abschnitt wird hingegen von feinkörnigen Quarzwacken mit Korngrößen unter 0,5 mm aufgebaut. Im obersten Abschnitt geht er unter Zunahme des Kohlenstoffgehaltes im Bindemittel innerhalb einiger Meter in den hangenden Cystoideenkalk über.

Die Faziesanalyse charakterisiert den Polsterquarzit als typische Transgressionssequenz über dem liegenden Blasseneckporphyr. Die sedimentologischen Merkmale der basalen Quarzarenite sprechen für hochenergetische Strandsande, die feinkörnigen Quarzwacken und Schiefer für ein flachmarines, energieärmeres Milieu nahe dem Gezeitenbereich. Die Kalksandsteine beenden die klastische Entwicklung und leiten zur Karbonatsedimentation der Cystoideenkalken über.

Stratigraphischer Umfang: Aus den Polsterquarziten liegen nur wenige, schlecht erhaltene und daher nicht stratigraphisch verwertbare Fossilfunde vor. Ihre Untergrenze ist daher schlecht bestimmt. Aus den normal darüber folgenden Cystoideenkalken konnte eine Conodontenfauna des Oberordoviz (Asghill) gewonnen werden (SCHÖNLAUB, 1982).

Vorkommen und Mächtigkeit: Im Kar unterhalb des Polster werden ca. 60 bis 80 Meter Mächtigkeit erreicht. Weitere, allerdings geringmächtigere Vorkommen befinden sich nahe der Rotschütt und des Himmelkogels. Die über dem Blasseneckporphyr am Größenberg auftretenden, Streuglimmer führenden Sandsteine stellt SCHÖNLAUB 1982 nur mit Vorbehalt zu den Polsterquarziten.

Blasseneckporphyroid

Begriffsprägung: F. HERITSCH, 1908, S. 401.

Typlokalität: Blasseneck 3,5 km NE Treglwang.

Lithologie: Der Blasseneckporphyroid stellt das Produkt eines kurz andauernden sauren Vulkanismus im tieferen Ashgill dar. H. MOSTLER (1970, S. 517) hat diesen in der gesamten Grauwackenzone verbreiteten Metavulkanit aufgrund verschiedener Merkmale wie weitreichender horizontbeständiger Verbreitung, Reliefauffüllung und Petrographie als Ignimbrit gedeutet. Dieser Ignimbrit ist als sub-aerische Glutwolken-Suspension mit einer enormen Verbreitung über die gesamte Grauwackenzone (und darüber hinaus) abgesetzt worden.

Im Aufschluss kann der Blasseneckporphyroid als grauer, seltener grünlicher, überwiegend massiger, gelegentlich aber auch stark verschieferter saurer Metavulkanit angesprochen werden. Massig ausgebildete Varianten neigen zu grobblockigem Zerfall entlang eines weitständigen Kluftsystems, während stark verschieferte Partien schlecht aufgeschlossene Areale mit Tendenz zu stauender Nässe und zu kleineren Rutschungen bilden können.

Der Mineralbestand umfasst eine feinkörnige Matrix aus Hellglimmern, Quarz und Chlorit, in der für Vulkanite typische mm-große Einsprenglinge aus Porphyrquarzen enthalten sind.

Stratigraphischer Umfang: Aus fossilführenden Metasedimenten sowohl im Hangenden als auch im Liegenden ist Oberordovic (älteres Ashgill) belegt (H.P. SCHÖNLAUB, 1982, S. 380).

Vorkommen und Mächtigkeit: Der Blasseneckporphyr ist als das Leitgestein der Grauwackenzone anzusehen. Im Raum Eisenerz tritt er besonders innerhalb der Nordzone massiv in Erscheinung. Im Rötzgraben erreicht er über tausend Meter Mächtigkeit (SCHÖNLAUB, 1982, S. 378). Innerhalb der Schuppenzone tritt er in Form bis zu mehrerer hundert Meter mächtiger Züge auf.

Gerichtsgraben-Gruppe

Begriffsprägung: G. FLAJS & H.P. SCHÖNLAUB (1976, S. 262).

Begriffsfassung: Die Gesteine im Liegenden des Blasseneck-Porphyr im Eisenerzer Raum werden als „Gerichtsgraben-Gruppe“ zusammengefasst. Es handelt sich um klastische Serien mit Einschaltungen mehrerer Karbonatkörper. Entlang der Straße vom Präbichl nach Eisenerz können folgende lithologische Typen unterschieden werden: 1. graue, phyllitische, häufig feingefaltete Siltschiefer (früher als „feinschichtige Grauwackenschiefer“ bezeichnet), 2. streuglimmerführende, plattige Sandsteine mit Übergängen in sandige Schiefer, 3. Grauwacken mit teilweiser Gradierung und 4. dunkelgraue bis schwarze, z.T. quarzitisches Schiefer und Glanzschiefer in Lagen von max. 10 m innerhalb der phyllitischen Schiefer (G. FLAJS & H.P. SCHÖNLAUB, 1976, S. 262).

Typlokalität: Beide Talflanken des Gerichtsgrabens nordwestlich des Prebichlpasses am Ostfuß des steirischen Erzberges.

Stratigraphischer Umfang: Das oberordovicische (bis vor-oberordovicische) Alter wurde ausschließlich durch Conodonten aus der obersten karbonatischen Einschaltung, wenige Meter unter der Liegendgrenze des Porphyroids an der Typlokalität, ermittelt. Die höchsten Anteile der Gerichtsgraben-Gruppe sind demnach in den ältesten Abschnitt der *Amorphognathus-ordovicicus*-Zone zu stellen (G. FLAJS & H.P. SCHÖNLAUB, 1976, S. 262).

Vorkommen und Mächtigkeit: Außer im Gerichtsgraben, wo sie eine Mächtigkeit von bis zu 300 m erreichen, sind die Gesteine der Gerichtsgraben-Gruppe auch noch innerhalb der Schuppenzone im Bereich der Plattenalm und im Tullgraben südwestlich Eisenerz sowie an zwei Punkten im Krumpental westlich des Ramsaubaches aufgeschlossen. Im Tullgraben treten neben schwarzen, grafitischen Kiesel-schiefern auch Sandsteine und geringmächtige Kalklinsen auf, die vom Blasseneckporphyr überlagert werden.

Literatur

- ABELE, G.: Kinematik und Morphologie spät- und postglazialer Bergstürze in den Alpen. – Zeitschr. f. Geomorph., suppl. Bd. 14, S. 138-149, Wien 1972.
- ABELE, G.: Bergstürze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. – Wiss. Alpenvereins., 25, 230 S., 4 Tab., 73. Abb., 59 Bilder im Bildteil, 3 Karten + Erläuterungen, München 1974.
- ARTHABER, G.: Die alpine Trias des Mediterrangebietes. – Frechs Letaea geognost., 2 Tl., 1. Bd., 3. Lief., S. 223-472, Taf. 34-60, Stuttgart 1906.
- ASSERETO, R.: Die Binodosus-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss. math.-natwiss. Kl., Abt. I, 178 (1970), S. 1-29, 5 Abb., Wien 1971.
- BITTNER, A.: I. Die geologischen Verhältnisse. 1-174, Abbn., 1 geol.Kt. + Profiltaf., Wien 1882 – In: BECKER, M.A. (Hrsg.): Hernstein in Niederösterreich etc., 1. Bd., 711 S., 37 Abb., 5 Kt., 11 Taf., Wien (Hölder) 1886a.
- BITTNER, A.: Neue Petrefaktenfunde im Werfener Schiefer der Nordostalpen. – Verh. Geol. R.-A., 1886, S. 387-390, Wien 1886b.
- BITTNER, A.: Über die weitere Verbreitung der Reichenhaller Kalke in den nordöstlichen Kalkalpen. – Verh. Geol. R.-A., 1886, S. 445-448, Wien 1886c.
- BITTNER, A.: Aus dem Gebiet der Ennsthaler Kalkalpen und des Hochschwab. – Verh. Geol. R.-A., 1887, S. 89-98, 1 Abb., Wien 1887a.
- BITTNER, A.: Aus der Umgebung von Wildalpen. – Verh. Geol. R.-A., 1888, S. 71-80, 3 Fig., Wien 1888a.
- BITTNER, A.: Die Brachiopoden der alpinen Trias. – Abh. Geol. R.-A., 14, S. 1-325, zahlr. Abb., 41 Taf., Wien 1890a.
- BITTNER, A.: Aus dem Gebiete des Hochschwab und der nördlich angrenzenden Gebirgsketten. – Verh. Geol. R.-A., 1890, 16, S. 299-309, Wien 1890b.
- BITTNER, A.: Über die Auffindung der Fauna des Reichenhaller Kalkes im Gutensteiner Kalke bei Gutenstein. – Verh. Geol. R.-A., 1897, S. 201-202, Wien 1897.
- BITTNER, A. & VACEK, M.: Geologische Spezialkarte Österr-Ungarn 1:75.000, Blatt 4954 Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – Geol. R.-A., Wien 1889.
- BOEHM, A.: Die alten Gletscher der Enns und Steyr. – Jb. Geol. R.-A., 35, S. 429-612, 6 Fig., 1 Profiltaf., 1 Übersichtsk., Wien 1885.
- BÖSE, E.: Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. II. Die Faciesbezirke der Trias in den Nordalpen. – Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 50, S. 695-761, 1 Abb., 3 Tab., Berlin 1898.
- BRANDNER R. & RESCH, W.: Reef development in the middle triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. – In: DONALD FRANCIS TOOMEY (Ed.): SEPM Special Publication No. 30, S. 203–231, Tulsa 1981.
- BRANDT, A.: Die Bergstürze der Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten / Österreich, Untersuchungen zur Ursache und Mechanik der Bergstürze. – Dissertation Universität Hamburg, 1981.
- BRUNNER, H.: Die Churer Toma. – Bündner Jahrbuch, S. 67-75, 1962.
- BUCH, L. v.: Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien. – Bd. 1, 320 S., 3 Taf., Haude und Spener, Berlin 1802.
- CORNELIUS, H.P.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Raxgebietes. – 54 S., Geol. B.-A., Wien 1936.
- DUNHAM, R.J.: Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. – In: W.E. HAM (ED.): Classification of Carbonate Rocks, p. 108-121, Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 1, Tulsa 1962.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H.P.: Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich).– Verh. Geol. B.-A., 1976, S. 257-303, Wien 1976.
- FLÜGEL, E.: Mikrofazielle Untersuchungen in der Alpinen Trias. Methoden und Probleme. – Mitt. Geol. Bergbaustud. Österr., 21, S. 9-64, 9 Taf., Innsbruck 1972.
- FLÜGEL, E.: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S., 33 Taf., 68 Abb. (Springer), Berlin 1978.

- FLÜGEL, E.: *Microfacies Analysis of Limestones*. – 633 S., 78 Abb., 53 Taf., 58 Tab., (Springer), Berlin 1982.
- FLÜGEL, E. & KIRCHMAYER, M.: *Typlokalität und Mikrofazies des Gutensteiner Kalkes (Anis) der nordalpinen Trias*. – Mitt. Natwiss. Ver. Steiermark, 93, S. 106-136, 7 Abb., 4 Tab., Taf. 8-13, Graz 1963.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.: *Steiermark*. – Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark 1:200.000, 127 S., 28 Abb., 5 Tab., Geol. B.-A., Wien 1984.
- FOLK, R.L.: *Spectral Subdivision of Limestone Types*. – In: W.E. HAM (Ed.): *Classification of Carbonate Rocks*, p. 62-84, 7 fig., 1 plate, 2 tables, Am. Ass. Petrol. Geol., Memoir 1, Tulsa 1962.
- FRITSCH, A.: *Das Quartär der westlichen Hochschwab-Nordabdachung unter Berücksichtigung des Bergsturzes von Wildalpen*. – Unveröffentl. Diplomarbeit, Geol. Inst. Univ. Wien, 122 S., 74 Abb., 3 Tab., 3 Beil., Wien 1993.
- GÜMBEL, C.W.: *Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes*. – XX + 950 S., 25 Abb., 42 Profiltaf., 5 Geol.Kt., 1 Taf., Gotha (Perthes) 1861.
- HAUER, F. v.: *Über die Gliederung der Trias-, Lias-, und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen*. – Jb. Geol. R.-A., 4, S. 715-784, 8 Abb., 8 Tab., Wien 1853.
- HENRICH, R.: *Middle Triassic carbonate platform margin development: Hochstaufen-Zwiesel massif, Northern Calcareous Alps, Germany*. – *Fazies*, 6, S. 85-106, Erlangen 1982.
- HENRICH, R. & MIRSAI, I.: *A comparative study of the supratidal and basin dolomites in the anisian and ladinian carbonates of the „Hochstaufen Massif“ (Northern Limestone Alps)*. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 28, p. 95-108, 3 Tab., 2 Taf., Wien 1982.
- HERITSCH, F.: *Zur Genesis des Spateisenlagers des Erzberges bei Eisenerz in Obersteiermark*. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 1, S. 396-401, Wien 1908.
- HOHENEGGER, J. & LEIN, R.: *Die Reiflinger Schichten des Schneeberg-Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna. Teil 1: Geologie, Stratigraphie und Systematik (exklusive Lagenina)*. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 24, S. 203-261, Wien 1977.
- KIRCHMAYER, M.: *Einige geologische Untersuchungen im Grünauer Becken und in der Kasberggruppe in Oberösterreich*. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. in Wien, 4, S. 3-28, 2 Abb., Wien 1956.
- KRAINER, K. & STINGL, V.: *Alluviale Schuttfächersedimente im Ostalpinen Perm am Beispiel der Präbichlschichten an der Typlokalität bei Eisenerz/Steiermark*. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 78 (1985), S. 231-249, 4 Abb., 2 Taf., Wien 1986.
- KRAL, F.: *Zur natürlichen Bewaldung und anthropogenen Waldentwicklung des Hochschwabgebietes*. – *Österreichische Forstzeitung*, 12/1987, S. 29-30, Wien 1987.
- LICHTENECKER, N.: *Bergsturz und Bimssteingang von Köfels im Ötztal (Tirol)*. – *Geographischer Jahresbericht aus Österreich* 14/15, S. 228-254, Leipzig, Wien 1929
- LILL VON LILIENBACH, A.: *Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutungen auf die Karpathen*. – *Leonhard Jb. Mineral., Geognosie etc.*, 1, 153-220, Heidelberg 1830.
- MANDL, G.W. (Projektleiter), MOSER, M., PAVLIK, W., STRELE, K & PIROS, O.: *Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrogeologische Spezialuntersuchungen im Einzugsgebiet der Wiener Hochquellenleitung zwischen Hochschwab und Schneeberg. Folgeprojekt: Hochschwab – Zeller Staritzen. Forschungsprojekt WA-4A/F1994 der MA 31/Wiener Wasserwerke*. – Unveröffentl. Zwischenbericht, 39 S., 1 geolog. Karte, Wien 1995.
- MEDWENITSCH, W.: *Salz und Gips im Steirischen Salzkammergut*. – *Der Bergmann. Der Hüttenmann (Katalog)*, S. 125-133, Abb. 22, Taf. 1-2, Graz 1968.
- MICHAEL, R.: *Die Vergletscherung der Lassingalpen*. – 16. Jahresber. d. Vereines d. Geographen i. Wien – wissensch. Theil, S. 20-43, 4 Tab., Wien 1891.
- PAVLIK, W.: *Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 101 – Eisenerz*. – Jb. Geol. B.-A., 138/3, S. 501-502, Wien 1995.
- PIA, J.: *Grundbegriffe der Stratigraphie*. – 252 S., 3 Abb., Leipzig-Wien (Deutike) 1930.
- SARNTHEIN, M.: *Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich*. – *Geol. Rdsch.*, 56 (1967), S. 116-127, 4 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1967.
- SCHÖNLAUB, H.P.: *Bericht 1979 über geologische Aufnahmen und Revisionen im Paläozoikum auf Blatt 101 Eisenerz*. – *Verh. Geol.B.-A.*, 1980, A72-A75, Wien 1980.

- SCHÖNLAUB, H.P.: Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 124, S. 361-423, 9 Abb., 1 Tab., 2 Taf. (= Beil. 7, 8) Wien 1982.
- SCHWINNER, R.: Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. – Geol. Rdsch., 20, S. 211-244 und S. 343-370, Berlin 1929.
- SOMMER, D.: Die Prebichl-Schichten als permotriadische Basis der Nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). – Verh. Geol.B.-A., 1982, 2, S. 119-122, 3 Abb., Wien 1972.
- SPENGLER, E.: (in:) SPENGLER, E. & STINY, J.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Nr. 4954, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – Geol. B.-A., Wien 1926a.
- SPENGLER, E.: (In:) SPENGLER, E. & STINY, J.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – 100 S., 1 Taf., Geol. B.-A., Wien 1926b.
- SPENGLER, E.: Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe. – Verh. Geol. B.-A., 6, 7, S. 127-143, 6 Abb., Wien 1926c.
- STUR, D.: Geologie der Steiermark. – XXXI, 654 S., 29 Tab. 11 Abb., 1 Taf., 1 geol. Übersichtsk., Geogn.-mont. Verein für Steiermark, Graz 1871.
- SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L.: Der Lithostratotypus des Gutensteiner Kalkes (Gutensteiner, Niederösterreich; Mitteltrias). – Annalen Naturhist. Mus. Wien, 75, S. 343-356, 2 Abb., 3 Phototaf., 1 Profiltaf., Wien 1971.
- SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L.: Der Stratotypus des Anis (Trias). – Annalen Naturhist. Mus. Wien, 76, S. 515-538, 4 Abb., 2 Taf., Wien 1972.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 2. – XVI + 580 S., 256 Abb., 3 Taf.; Wien (Deutike) 1976.
- TOSCHEK, P.H.: Sedimentological Investigation of the Ladinian "Wettersteinkalk" of the "Kaiser-Gebirge" (Austria). – In: G. MÜLLER & G.M. FRIEDMANN (Eds.): Carbonate Sedimentology in Central Europe, S. 219-227, 11 Abb., Berlin (Springer) 1968.
- TRAUTH, F.: Geologie des Kalkalpenbereiches der Zweiten Wiener Hochquellenleitung. – Abh. Geol. B.-A. Wien, 26/1, 98 S., 5 Fig., 12 Taf., Wien 1948.
- TRIMMEL, H.: Höhlenkunde. – 300 S., 88 Abb., Braunschweig (Vieweg) 1968.
- TRINKAUS, P. & STADLER, H.: Ergänzende Arbeiten Hochschwab Nord – Alter- und Artenbestimmung von Holzfunden aus dem Salzatal. – Unveröffentl. Bericht Joanneum Research, 16 S.+ Anhang, 8 Abb., Graz 2000.
- WAGNER, L.: Die Entwicklung der Mitteltrias in den östlichen Kalkvoralpen im Raum zwischen Enns und Wiener Becken. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Wien, 202 S., 11 + 164 Abb., 25 Taf., Wien 1970.
- WOLFF, H.: Fazies-Gliederung und Paläogeographie des Ladins in den bayerischen Kalkalpen zwischen Wendelstein und Kampenwand. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 143, S. 246-274, 7 Abb., Stuttgart 1973.