

ALEXANDER TOLLMANN
ANALYSE DES KLASSISCHEN NORDALPINEN
MESOZOIKUMS

MONOGRAPHIE DER NÖRDLICHEN KALKALPEN

Teil I

Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik
Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen

Teil II

Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums
Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen

Teil III

Der Bau der Nördlichen Kalkalpen
Orogene Stellung und regionale Tektonik

von

ALEXANDER TOLLMANN

FRANZ DEUTICKE WIEN

*Roman Lahodynsky
Wien, 1980*

ANALYSE DES KLASSISCHEN NORDALPINEN MESOZOIKUMS

Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen

Von

ALEXANDER TOLLMANN

o. Professor, Vorstand des Geologischen Institutes
der Universität Wien

Mit 256 Abbildungen und 3 Tafeln

1976

FRANZ DEUTICKE WIEN

Alle Rechte — insbesondere das der Übersetzung und des Nachdruckes, auch auszugsweise,
als Mikrofilm oder auf photomechanischem Wege — vorbehalten.
Copyright © 1976 by Franz Deuticke, Vienna

ISBN 3 7005 4412 X
Satz und Druck : R. Spies & Co., 1050 Wien

INHALT

Vorwort	XIII
-------------------	------

1. Kapitel: Die Erforschungsgeschichte von Schichtfolge und Fazies der Nördlichen Kalkalpen	1
--	----------

I. Die Anfangsepoche bis zur Auflösung des Begriffes „Alpenkalk“	3
---	----------

II. Die klassische Forschungsperiode	10
---	-----------

III. Die Forschung im 20. Jahrhundert	14
--	-----------

2. Kapitel: Stratigraphie	17
--	-----------

I. Allgemeines	19
---------------------------------	-----------

A. Der Gesteinsbestand und seine Mächtigkeit	19
--	----

1. Literatur: Zusammenfassende Darstellungen	19
2. Überblick über den Gesteinsbestand	19
3. Die Mächtigkeiten	23
4. Der Chemismus	25

B. Nomenklatur und Signatur	26
---------------------------------------	----

1. Zur Frage der Schichtnamengebung	26
2. Zur Normung der Symbole und Signaturen der kalkalpinen Schichtglieder	30

II. Das Perm	35
-------------------------------	-----------

A. Allgemeine Bemerkungen	35
-------------------------------------	----

B. Die permischen Schichtglieder	35
--	----

1. Alpiner Verrukano	35
2. Hochfilzener Schichten	36
3. Fellersbachschichten und Mitterberger Schichten	38
4. Grödener Sandstein	39
5. Prebichlschichten	40
6. Haselgebirge	41
7. Bellerophonschichten	47

III. Die Trias	49
A. Allgemeine Bemerkungen	49
B. Skythische Stufe	50
Allgemeines	50
1. Buntsandstein	54
2. Werfener Schichten	57
C. Anisische Stufe	65
Allgemeines	65
1. Reichenhaller Schichten	66
1a) Drossaschichten	70
1b) Gutensteiner Basisschichten	70
2. Gutensteiner Schichten	72
2a) Annaberger Kalk und Dolomit	80
3. Steinalmkalk und Steinalmdolomit	81
4. Reiflinger Kalk, anisischer Anteil	87
5. Schreyeralkalk	90
6. Maierckmergel	96
D. Ladinische Stufe	96
Allgemeines	96
1. Partnachsichten	97
2. Arlbergschichten	104
3. Wettersteinkalk	105
4. Wettersteindolomit, Ramsaudolomit	119
5. Reiflinger Kalk, ladinisch-cordevolischer Anteil	120
5a) Göstlinger Kalk	126
5b) Raminger Kalk	129
5c) Reiflinger Dolomit	129
6. Hallstätter Kalk, ladinischer Anteil	130
E. Karnische Stufe	131
Allgemeines	131
1. Trachycerasschichten	135
2. Reingrabener Schiefer	136
3. Lunzer Sandstein	145
4. Opponitzer Schichten	150
5. Karnische Echinodermenkalke mit Schiefereinschaltungen	152
5a) Mürztaler Schichten	154
5b) Das Aflenzer Karn	155
5c) Cidariskalk	157
6. Carditaschichten	159

7. Nordalpine Raibler Schichten	161
8. Tisovec-Kalk	166
8a) Tisovecdolomit	169
9. Hallstätter Kalk, karnischer Anteil	169
10. Hallstätter Dolomit	180
F. Norische Stufe	188
Allgemeines	188
1. Hauptdolomit	189
1a) Seefelder Schichten	198
1b) Bunter Keuper	200
1c) Ybbsitzer Rauhwacke	200
1d) Dachsteindolomit	201
2. Plattenkalk	202
2a) Tierbergkalk	206
3. Dachsteinkalk, norischer Anteil	206
3a) Geschichteter Dachsteinkalk	207
3b) Dachsteinriffkalk	214
3c) Wandkalk	221
4. Hallstätter Kalk, norischer Anteil	222
5. Pedataschichten	230
6. Pötschenkalk	235
7. Aflenzer Kalk	237
G. Rhätische Stufe	238
Allgemeines	238
1. Kössener Schichten	245
2. Schattwalder Schichten	256
3. Puchenstubener Schichten	257
4. Oberrhätkalk	258
5. Dachsteinkalk, rhätischer Anteil	266
6. Starhembergkalk	269
7. Hallstätter Kalk, rhätischer Anteil	270
8. Zlambachschichten	270
IV. Der Jura	288
A. Allgemeines	288
B. Lias	290
Allgemeines	290
1. Allgäuschichten-Liasanteil, samt Konglomerat-Einschaltungen	292
2. Kalksburger Schichten	299
3. Kirchsteinkalk (Liaskieselskalk)	300
4. Scheibelbergkalk (Liashornsteinknollenkalk)	303

5. Adneter Kalk	306
6. Bunte Lias-Cephalopodenkalke und Grauer Liasbasiskalk	314
7. Enzesfelder Kalk	317
8. Hierlatzkalk	318
9. Lias-Brachiopodenkalk	321
10. Hochfellnkalk	321
11. Liasbrekzien	322
12. Vulkanite im Lias	323
C. Dogger	323
Allgemeines	323
1. Allgäuschichten-Doggeranteil	323
1a) Waidhofener Schichten (Dogger-Posidonienschiefer)	324
2. Chiemgauer Schichten (Dogger-Kieselschichten)	326
2a) Kohlstattschichten	328
2b) Strubbergsschichten	328
3. Klausschichten	329
3a) Klauskalk	329
3b) Reitmauerkalk	333
4. Vilserkalk	336
4a) Dogger-Spatkalk	337
5. Dogger-Brekzien	337
D. Malm	339
Allgemeines	339
1. Ruhpoldinger Radiolarit	340
1a) Taugelbodenschichten	344
1b) Rofanbrekzie	349
2. Ammergauer Schichten	351
2a) Bunte Aptychenschichten	353
2b) Hinterriß-Schichten	353
2c) Oberalmer Schichten	355
3. Barmsteinkalk	360
4. Tressensteinkalk	362
5. Lärchbergschichten	363
6. Plassenkalk	363
7. Steinmühlkalk (Malm-Cephalopodenkalk).	370
7a) Rotensteinkalk	372
7b) Agathakalk („Acanthicuskalk“)	374
7c) Tegernseer Kalk	376
7d) Haselbergkalk („Diphyakalk“)	378
8. Mühlbergkalk	381
9. Jurassisch-neokomer (?) Vulkanismus	382
10. Kosmische Partikel im Jura	383

V. Die Kreide	384
A. Allgemeine Anmerkungen	384
B. Untere und mittlere Kreide	386
1. Schrambachschichten	386
2. Roßfeldschichten	387
3. Tannheimer Schichten	389
4. Losensteiner Schichten	392
5. Itruvianschichten	399
C. Gosau	400
1. Allgemeines	400
a) Position	400
b) Name und Begriffsabgrenzung	400
c) Ausbildungsart	404
d) Paläoklima und Flora	405
e) Ausdehnung	405
f) Mächtigkeit	405
g) Lagerungsverhältnisse, Schichtfolge, Konglomeratniveaus und Phasengliederung	406
h) Nierentaler Schichten, Zwischlamschichten und flyschoiden Fazies	411
i) Fauna und Zonengliederung der Gosau	413
2. Regionale Gliederung der Gosau	423
a) Die Gosau vom Hohen Licht	423
b) Die Muttekopf-Gosau	423
c) Die Brandenberger Gosau	424
d) Die Unterinntal-Gosau	425
e) Das Salzburg-Reichenhaller Gosaubecken	426
f) Das Wolfgangsee-Gosaubecken	429
g) Das Becken von Gosau-Abtenau	430
h) Das Windischgarstener Gosaubecken	434
i) Die Wörschacher Gosau	435
j) Die Gosau der Weyerer Bögen	436
k) Das Gamser Gosaubecken	437
l) Gosau zwischen Lilienfeld und Mürztal	439
m) Die Grünbacher Gosau	440
n) Die Gießhübler Gosaumulde	444
VI. Das Tertiär	447
A. Allgemeine Anmerkungen	447
B. Regionale Ausbildung	448
1. Das marine Alttertiär im Bereich der Gosaubecken	448

2. Das Unterinntal-Tertiär	451
Allgemeines	451
a) Oberaudorfer Schichten	452
b) Häringer Schichten	453
c) Angerbergsschichten	454
3. Die Augensteinschotter	455
3. Kapitel: Die Faziesräume der Nördlichen Kalkalpen	459
I. Wesen und Dimension der Fazieszonen	461
A. Allgemeine Anmerkungen	461
B. Die Nördlichen Kalkalpen als Teil der nordalpinen Faziesregion, dem Grundtypus der Aristogcosynklinalfazies	461
C. Dimensionen und räumliche Konfiguration der Fazieszonen	464
D. Die Schärfe der Abgrenzung der Fazieszonen	465
E. Faziesänderungen in der Längsrichtung eines Troges	468
F. Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen	468
G. Die Entwicklung der Fazieszonen in der Zeit	472
H. Die Ursachen der Fazieszonen-Ausbildung	475
I. Das tektonische Schicksal der Fazieszonen	476
II. Die regionale Anordnung und Eigenart der kalkalpinen Fazieszonen	479
A. Historische Bemerkungen	479
B. Regionaler Teil	482
1. Hauptdolomitfazies	485
Allgemeines	485
a) Vorarlberger Fazies	485
b) Tiroler Fazies	486
c) Traunalpen-Fazies	488
d) Lunzer Fazies	488
e) Frankenfelder Fazies	490
f) Rohrer Fazies	491
2. Dachsteinkalkfazies	492
Allgemeines	492
a) Ötscherfazies	494
b) Strážovfazies (Friestingfazies)	495
c) Hohe Wand-Fazies	496
d) Berchtesgadener Fazies	497
e) Hochschwabfazies	500

3. Hallstätter Fazies	501
Allgemeines	501
a) Zlambachfazies	507
b) Mürztaler Fazies	509
c) Zwieselalmfazies	512
d) Salzbergfazies	514
e) Aflenzer Fazies	517
Literatur	521
Schichtnamenindex	577
Tafel-Erläuterungen	581

*Meiner lieben Frau und steten Mitarbeiterin
Edith Kristan-Tollmann in Dankbarkeit gewidmet*

VORWORT

125 Jahre sind verflossen, seit mit der Erfassung der alpinen Trias im „Alpenkalk“ und der unmittelbar anschließenden Auflösung dieses Begriffes der Auftakt zur systematischen stratigraphischen Erforschung des alpinen Mesozoikums gegeben worden war. Die erste klassische Forschungsetappe, erfüllt von glanzvollen Erfolgen, aber auch von schwerem Ringen mit all den Tücken des so kompliziert gebauten kalkalpinen Systems, begleitet von manch wissenschaftlicher Fehde, schloß im Jahre 1906 mit der Herausgabe von ARTHABERS „L e t h a e a“. Mit diesem monumentalen Werk stand das Wissen über die alpine Trias, über das alpine Mesozoikum, als ein scheinbar für alle Zeiten festgefügtes Gebäude vor uns, durch sorgfältiges Studium der Makrofauna, allem voran der Ammoniten, bestens fundiert. Kaum schienen noch nennenswerte weitere Entdeckungen auf dem Gebiet der alpinen mesozoischen Stratigraphie möglich.

Die späten fünfziger Jahre aber brachten mit der Entdeckung reicher Mikrofaunen im alpinen Mesozoikum, mit dem Einsatz mikrofazieller Studien und vor allem durch die explosive Entfaltung der Forschung auf dem Gebiet der Sedimentologie und Fazieskunde rezenter Ablagerungen unerwartet eine Renaissance der Forschung auf dem Gebiet der Feinstratigraphie, der Fazilogie, der Sediment-Genese. Diese Ergebnisse ließen sich dem bisherigen Bestand an Wissen teils einfach anfügen, vielfach aber hatten sie beträchtliche Revisionen unseres bisherigen Wissens um die alpine Trias zur Folge. Nicht einmal die Ammoniten-Zonengliederung blieb von dieser alles erfassenden Revision verschont, sondern wurde durch Impulse – aus Regionen außerhalb der Alpen stammend – wiederaufgerollt.

So ergibt sich heute erneut die Notwendigkeit, die Fülle von neuem und altem Wissen überschauend zu sichten, zu korrelieren, stellt sich das Bedürfnis nach zusammenfassender Darstellung der klassischen und neuen Erkenntnisse auf dem Gebiet der Stratigraphie und Fazies des alpinen Mesozoikums ein. Die eine der klassischen Regionen der Forschung im alpinen Mesozoikum, die Dolomiten als Kernstück des südalpinen Faziesbereiches, hat jüngst durch P. LEONARDI (1968) in monumentalem Werk eine monographische Darstellung erfahren. Dem anderen Kernstück, von dem bereits in klassischer Zeit so viele Erkenntnisse geschöpft worden waren und von dem nunmehr eingehende mikrofazielle und mikrofaunistische Ergebnisse vorliegen, nämlich den Nördlichen Kalkalpen, soll diese Studie gewidmet sein, um so ein geschlossenes Bild vom heutigen Kenntnisstand der Grundzüge des alpinen Mesozoikums zu geben. Zugleich ist dieses Buch der zweite Band der in drei Bänden vorgesehenen Monographie der Nördlichen Kalkalpen.

Es war notwendig, bei dieser Zusammenfassung die revidierten Grundzüge des klassischen Wissens wiederzugeben, die weiterhin unerlässliches Fundament bleiben. Der Schwerpunkt der Darstellung aber wurde auf die Neuergebnisse gelegt. Dies gilt für die Stratigraphie, für die Fazies und für die Makrofauna, neu

hinzu kamen gegenüber dem klassischen Wissen jeweils Abschnitte über Mikrofauna, deren Zusammensetzung und stratigraphischen Wert, sowie über Mikrofazies. Bei der Auswahl der Fossil-Abbildungen wurde deshalb und zufolge der begrenzten Möglichkeit der Illustration die Wiedergabe der erst seit jüngster Zeit bekannten Leitformen der Mikropaläontologie gegenüber den schon in früheren Werken zusammenfassender Art abgebildeten Makrofossilien bevorzugt. Aufgenommen wurde ferner bei jedem Schichtglied auch der Nachweis der Erstnennung des Schichtnamens, um hiedurch und auch durch eine straffe Gliederung des Stoffes bei jedem einzelnen Schichtglied nach gleichen Gesichtspunkten eine lexikonartige Darstellung zu gewährleisten, ähnlich wie bei den tektonischen Begriffen im ersten Band dieser Monographie.

Ein besonderes Anliegen aber galt der Bewahrung und Festigung eines wertvollen Gutes unserer großen Stratigraphen, das gerade mit der Flut der modernen Detailforschung schon in vielen Spezialarbeiten verloren gegangen war, aber für alle weitere Arbeit des Stratigraphen wie Geologen unerlässlich bleibt: das System der Schichtnamen im alpinen Mesozoikum – jenes bei subtiler Verwendungsart so präzisen und wertvollen Werkzeuges und Verständigungsmittels. Es wäre der alpinen Stratigraphie durchaus nicht dienlich – wie in gar manchen modernen Publikationen in der Zeit der überhitzten mikrofaziellen Forschung geschehen –, das hart erarbeitete Nomenklatorsystem der Schichtfolgen, das ja Ausdruck ganz bestimmter individualisierter, lithologisch-fazieller und ebenso faunistischer determinierter Einheiten darstellt, über Bord zu werfen und zu einer nur Teilbereiche erfassenden, teils mehr mikrofaziell oder mehr lithologisch ausgerichteten, je nach Autor wechselnden, umschreibenden, ad hoc verfertigten Bezeichnungsweise zurückzukehren, wie sie in ähnlicher Form vor Einführung der Schichtnamen im Schwange war. Die wertvollen zusätzlichen Kriterien, die uns das mikroskopische Studium der Lithologie, der Biofazies, der Mikrofauna etc. zur besseren und schärferen Charakterisierung der Schichtglieder heute in die Hand gibt, kommen erst dann voll zum Tragen, wenn sie mit dem bisherigen Wissen vereint zur modernen Synthese führen. Bei diesem Verfahren wird das zur Verständigung so wesentliche System der Schichtnamen nicht überflüssig, sondern ganz im Gegenteil durch Revision präziser, durch Erweiterung oder Einengung des Umfangs eines Begriffes schärfer, durch Einziehen von Synonymen einfacher, durch Gruppierung in übergeordnete und untergeordnete Bezeichnungen für verschiedenrangige, genetisch zusammengehörige Elemente übersichtlicher und durch Erfassung feinerer, meist mikrofaziell unterbauter Varietäten, die auch nomenklatorisch als Unterkategorie festgehalten werden sollen, subtiler. Es ist zu hoffen, daß die vorliegende Abhandlung als Anregung in dieser Richtung wirken möge.

In besonderem Maße hat sich bei der Abfassung des Abschnittes über den alpinen Jura die Notwendigkeit einer derartigen ordnenden Gliederung und korrelierenden Durcharbeitung der Schichtglieder sowie der nomenklatorischen Fassung der sich hiebei ergebenden Begriffsinhalte für zahlreiche bisher nur unscharf abgegrenzte Glieder als vordringlich erwiesen.

Zum Abschluß dieser einleitenden Bemerkungen aber muß noch gesagt werden, daß diese zusammenfassende Darstellung nur unter Verzicht auf gar manche weiteren und ergänzenden Fakten kalkalpiner Stratigraphie möglich gewesen war, daß trotz des sich ergebenden Umfangs des Bandes bei weitem keine erschöpfende Darstellung aller

stratigraphischen, besonders aber regional-stratigraphischen Gegebenheiten angestrebt werden durfte, da sonst der Umfang sogleich auf ein Vielfaches angestiegen und so der Rahmen der Gesamtdarstellung gesprengt worden wäre. Außerdem bewirkt die Akzeleration der Forschung der Gegenwart auch hier durch den breiten Einsatz von Mitteln und Bearbeitern eine solch explosive Zunahme des Wissens, daß jeder umfassendere Bericht, wie etwa dieser, schon bei Erscheinen von der weiteren Entwicklung überholt wird – daß er daher stets nur als, wie ich aber trotzdem glaube nötiger, Zwischenbericht aufgefaßt werden muß.

Wichtig für die Ausarbeitung des vorliegenden Bandes war mir die für Geländearbeit zuerkannte Subvention aus dem Jubiläumfonds der Österreichischen Nationalbank, wodurch zahlreiche stratigraphisch wichtige Lokalitäten neu studiert werden konnten.

Für die inhaltliche Gestaltung dieser Abhandlung aber war mir die vielfältige Unterstützung, die ich wie stets durch meine Frau, Dr. Edith Kristan-Tollmann fand, von außerordentlichem Wert. Sie war durch mannigfaltige Ratschläge auf Grund ihrer subtilen Kenntnis der Mikrofauna des alpinen Mesozoikums sowie durch umfangreiche Bereitstellung von Material, eigenen Zeichnungen und Photos auf dem Sektor der Mikropaläontologie an der Entstehung dieser Abhandlung in vorliegender Form entscheidend mitbeteiligt.

Nicht versäumen möchte der Verfasser ferner, dem Personal des Geologischen Institutes der Universität Wien zu danken, das mich bei der Ausfertigung der Arbeit verschiedentlich unterstützt hat: Mein Dank gilt Frau M. Stelzhammer für die Schreibarbeit, Herrn L. Leitner für die Reinzeichnung der Abbildungen sowie Herrn A. Svolanek für die Herstellung bzw. Ausarbeitung der Photos. Herrn Dr. R. Lein bin ich für die Überlassung einiger Photos zu Dank verpflichtet.

Mit Freude möchte ich schließlich noch die angenehme Zusammenarbeit mit dem Verlag Deuticke hervorheben. Besonders Herr Dir. W. Riehl und Frau Dr. I. Szell haben in liebenswürdiger Weise allen meinen Wünschen zur Gestaltung des Druckwerkes Rechnung getragen und sind in vielfältiger und verlässlicher Weise behilflich gewesen.

Wien, im Juli 1974

1. Kapitel

**DIE ERFORSCHUNGSGESCHICHTE
VON SCHICHTFOLGE UND FAZIES
DER NÖRDLICHEN KALKALPEN
DAS RINGEN UM DIE ERKENNTNIS DER
ALPINEN STRATIGRAPHIE**

I. DIE ANFANGSEPOCHE BIS ZUR AUFLÖSUNG DES BEGRIFFES „ALPENKALK“

Eine erste, langanhaltende Forschungsepoche war in den Nördlichen Kalkalpen in erster Linie der Erkundung der Stratigraphie, also dem Studium der Schichtfolgen und ihrer Faunen, gewidmet. Tektonische Störungen sind in dieser Zeit vielfach im eigentlichen Wortsinn als „Störungen“ bei der Erforschung des geologischen Bildes aufgefaßt worden. Trotzdem war seit Anbeginn, besonders aber seit dem Anfang der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts auch der stratigraphisch ausgerichtete Forscher in dem strukturmäßig so komplexen Gebiet der Nördlichen Kalkalpen darauf angewiesen gewesen, sich mit den Fragen des Gebirgsbaues zu beschäftigen, um Fehlerquellen in der stratigraphischen Arbeit auszuschalten. Es gibt eine Reihe berühmter Beispiele, welche bedeutende Irrtümer etwa die Vernachlässigung der Beachtung großer Überschiebungen (Tirol, Bayern) oder die Außerachtlassung verkehrter Serien (Salzkammergut, Mürtzaler Alpen) bei der Beurteilung der kalkalpinen mesozoischen Abfolgen bewirkt hat, so daß oft jahrzehntelanges Ringen für die Korrektur der unzutreffenden Vorstellungen nötig war.

Mehr als ein Jahrhundert kalkalpiner Forschung war demnach zunächst in erster Linie der Analyse von Stratigraphie und Fazies gewidmet worden. Mit dem Einzug der Deckenlehre zu Beginn unseres Jahrhunderts schlägt die Richtung in der geologischen Erforschung der Kalkalpen um, und es steht über ein halbes Jahrhundert die tektonische Forschung beherrschend im Vordergrund. Erst in unseren Tagen hat sich mit der explosiven Entwicklung der Mikropaläontologie und der sedimentologisch unterbauten vergleichenden Faziesforschung im alpinen Mesozoikum wiederum eine gewisse Umkehr in der Orientierung der Forschung ergeben bzw. ist stratigraphische und tektonische Forschung wiederum in Einklang gebracht worden, sich weiterhin gegenseitig stets neu befruchtend.

Die Anfänge geologischer Beobachtung und mit wissenschaftlicher Fragestellung betriebener Forschung reichen in den Kalkalpen fast zwei Jahrhunderte zurück. Die ersten ausführlicheren Daten, die schon in den letzten Jahrzehnten des 18. Jahrhunderts mitgeteilt worden sind, waren Beschreibungen von Erz- und Salzbergbauen samt ihrem Mineralbestand oder bezogen sich auf Großgliederung und auf die Hauptstreichrichtung der Groseinheiten der Ostalpen, die zunächst in Centralkette („Primitives Gebirge“) und Nördlichen und Südlichen Kalkzug („Flötzgebirge“) gegliedert wurden, wozu bald als dritte Hauptgruppe das „Übergangsgebirge“ (etwa Grauwackenzone im heutigen Sprachgebrauch) als Vermittlung zwischen den beiden erstgenannten Einheiten hinzukam.

Die beiden bedeutendsten Arbeiten, die eine systematische Erforschung bestimmter Fragen der Kalkalpen in Gang brachten, waren in dieser Periode des ausgehenden 18. Jahrhunderts jene von M. v. FLURL und von L. v. BUCH. Der



Abb. 1: Dachstein und Gosaukamm von der Zwiieselalm, Oberösterreich. Typusbild hochalpiner Fazieskombination: Geschichteter Dachsteinkalk (Dachsteingipfel im Hintergrund), Dachsteinriffkalk (Gosaukamm rechts) und Hallstätter Fazies (Zwiieselalm im Vordergrund).

bayrische Naturforscher M. v. FLURL hatte 1792 seine geologischen Beobachtungen aus Bayern in dem Buch „Beschreibung der Gebirge von Bayern und der oberen Pfalz“ veröffentlicht, in dem er auch den alpinen Anteil Bayerns miteinfaßt und die erste gesteinskundliche Karte des Landes herausgegeben hatte. Ungemein anregend für die daraufhin einsetzende Diskussion aber waren in erster Linie die Beobachtungen und Gedanken, die L. v. BUCH nach gemeinsamen Studien mit A. v. HUMBOLDT in den Jahren 1797–1799 im Salzkammergut im 1802 erschienenen Werk „Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien“ veröffentlicht hatte. Wir finden dort erstmalig eingehende Betrachtungen über die Schichtung (S. 144 ff.), über die Rotfärbung der Kalke im Salzkammergut (S. 148), über die Art des Auftretens und das Alter der Salzlagerstätten (S. 153 ff.) und der Gipsformation, über die Stellung der Konglomerate (S. 185) des Gosaubeckens – dessen fossilreiche Schichten allerdings bereits 1782 (S. 211) von J. BOHADSCH rühmend hervorgehoben worden waren (vgl. L. v. BUCH, 1802, S. 184; E. PODBRANY, 1951, S. 11; O. KÜHN, 1962, S. 163). Weitere Abschnitte sind im Werk von L. v. BUCH der Art der Auflagerung von Kalkalpen auf den „Grauwackenschiefern“ (gemeint sind die Werfener Schichten) bei Werfen (S. 194), der Rolle, die die Gipsformation in diesem Raum spielt, und etlichen anderen Fragen gewidmet. Tektonische Störungen werden in diesem Werk beschrieben und als Ränder von Einsturzbecken

gedeutet. Die Verdienste von L. v. BUCH um die Erforschung des Salzkammergutes sind noch bei E. SPENGLER (1919, S. 297 f.) ausführlich gewürdigt worden.

Die erste Hälfte des vorigen Jahrhunderts ist im Hinblick auf die Kalkalpenforschung sowie die geologische Forschung in Österreich überhaupt noch immer als einleitende Phase für die ab den späten vierziger Jahren dann fast schlagartig mit neuen Maßstäben und mit merkbar verfeinerter Methodik planmäßig einsetzende nächste Forschungsperiode zu werten – besonders ab der Gründung der Geologischen Reichsanstalt in Wien. In dieser Phase des neuen Jahrhunderts wird die stratigraphische Forschung in den Kalkalpen beherrscht von der Arbeit an den vier damals erfaßten Formationen: Alpenkalk (im wesentlichen die Trias- und Juragesteinmassen umfassend), Salzlagerstätten, die Gruppe der Roten Schiefer und Sandsteine (Permoskyth-Komplex) und die Gosau- bzw. Flysch-Formation – vom untergeordneten, bereits zum Teil erkannten Tertiär innerhalb der Kalkalpen abgesehen. Interne Gliederung, relative Stellung zueinander und Vergleichbarkeit mit den schon besser bekannten außeralpinen Formationen stand damals zur Debatte. In regional-geologischer Hinsicht fällt in diese Periode das Vordringen von profilmäßiger, bereits naturgetreu versuchter Darstellung (vgl. etwa die den Gesamttraum der Kalkalpen überziehenden Profilverläufe bei A. SEDGWICK & R. J. MURCHISON, 1831, Taf. 36) – Abb. 2 – zur flächenmäßigen Erfassung in der Karte, die in der Spätphase dieser Epoche schon beachtlich viele Details birgt. Als Beispiel hierfür sei etwa die weite Teile Niederösterreichs erfassende erste „Geognostische Karte des Beckens von Wien“ von P. PARTSCH, 1843, erwähnt. In den Zeitraum von 1827–1832 fällt eine derartige Häufung wesentlicher Beobachtungen und Publikationen über kalkalpine Fragen, daß dieser Abschnitt als wichtigster Auftrieb in der alpinen Forschung in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts vor dem Einsetzen planmäßiger, systematischer Forschung in den späten vierziger Jahren gewertet werden muß.

Zu Beginn dieses ersten Hauptabschnittes der Forschungsperiode im 19. Jahrhundert sind auch die wenigen erwähnten geologischen Grundbegriffe noch recht vage, wie etwa die Schilderung von D. KARSTEN (1805), J. SCHULTES (1807) und S. STÜTZ (1807) aus dem östlichen Raum der Kalkalpen zeigt (Literatur in A. v. ZITTEL, 1899, S. 133). Die Diskussion über die Schichtfolge wird zunächst durch W. BUCKLAND (1821, S. 450), dann aber besonders durch Ch. KEFERSTEIN wiederaufgenommen, der in seiner Zeitschrift „Teutschland, geognostisch-geologisch dargestellt“ im ersten Band (1821 a, S. 32 f., S. 36) als Hauptgruppierung „Roter Sandstein“ oder „Alpensandstein“ (d. h. Permoskyth-Komplex im heutigen Sinne) im Liegenden und Alpenkalk mit dem als zugehörig betrachteten (1821 b, S. 371) „Gypslager und Haselgebirge“ (also den heute ins Perm gestellten Salinarbildungen im Hangenden annimmt. Im Band V dieser Zeitschrift hingegen (1828) wird die alpine Schichtfolge um seine „Flyschformation“ (S. 560) vermehrt, zu der außer dem Wiener Sandstein der Flyschzone auch die Gosau-Ablagerungen gerechnet werden, und die er (S. 474 ff., Abb. 1, 3, 5; S. 494, 517) als durchgehende Unterlage des „Alpenkalkes“ bewertet. Haselgebirge und Gipsstöcke stellen in seiner Vorstellung (S. 523) Einlagerungen in den oberen Gliedern dieser Sandsteinformation dar. Da das kretazische Alter der Gosauerie bereits bekannt war, steht Ch. KEFERSTEIN (S. 561) nicht an, den als auflagernd gedachten Alpenkalk unter der Bezeichnung „Formation der harten Kreide“ ebenfalls in diese Altersstufe einzureihen.

Die Hauptursache für die Vorstellung bildet eben die Tatsache des Einfallens der Gesteine der Flyschzone unter den Alpenkalk.

In der Darstellung von P. PARTSCH (1827, S. 286 ff.) ist ähnlich wie in der zuvor genannten Publikation noch keine den Gegebenheiten besser angepaßte Klärung der Frage nach der Abfolge, stratigraphischen Gliederung und Stellung der „Einlagerungen“ im Alpenkalk bemerkbar. Hingegen wird die oben mitgeteilte KEFERSTEINSCHE Ansicht von der Unterlagerung der Gosau unter dem Alpenkalk schon durch die unmittelbar darauf veröffentlichten, unabhängig voneinander angestellten trefflichen Beobachtungen über die diskordante Auflagerung der Gosau im Gosaubecken seitens A. SEDGWICK & R. J. MURCHISON (1829, S. 153 f.), A. BOUÉ nach seiner Begehung im Jahre 1829 (1830 a, S. 136 f.; 1832, S. 203, Taf. 1, Figur 4) und auch A. LILL v. LILIENBACH (1830, S. 169) eindeutig widerlegt, die den Alpenkalk als älter gegenüber der entweder in die Kreide bzw. in das Tertiär eingereihten Gosau betrachteten. Die damals aktuelle Frage nach dem kretazischen oder tertiären Alter der Gosau stellt sich heute, abgewandelt als Frage nach dem Hineinreichen der Gosauformation in das Tertiär, wiederum.

Ein entscheidender Fortschritt im Hinblick auf die Gesamtgliederung der kalkalpinen Schichtfolge aber ist in der Arbeit von A. LILL v. LILIENBACH (1830, S. 169) zu bemerken, der auf Grund des Querprofils entlang der Salzach in Salzburg folgende Abfolge der Formationen erkennt: Rothe Schiefer von Werfen (womit der Schichtname Werfener Schiefer geprägt ist), Untere Gruppe des Alpenkalkes, Schieferig-sandsteinartige Gruppe des Alpenkalkes, Obere Gruppe des Alpenkalkes, Kretazische Gruppe des Hippuritenkalkes und schließlich noch eine Reihe von Mergel- und Tonformationen vom Untersberg-Vorland und noch Jüngerer. Die Gips- und Salzlagerstätten, mit denen er sich ja schon 1828, S. 749 ff., ausführlich beschäftigt hatte, werden als Bestandteile der Werfener Schiefer gewertet (1830, S. 176). Die Zugehörigkeit der einzelnen Glieder der kalkalpinen Schichtfolge aber auch nur zu einer der genannten Hauptgruppen bleibt naturgemäß zufolge der damals noch nicht erfassbaren tektonischen Komplikation noch immer recht willkürlich. Man muß sich daran erinnern, daß ja in seinem Grundprofil (Taf. 3) etwa die juvavische Deckschollengruppe Hallein-Untersberg liegt, so daß sein Unterer Alpenkalk der Trias des Tirolikums entspricht, die Mittlere Gruppe dem Roßfeld-Neokom und dem Halleiner Salzgebirge, der Obere Alpenkalk der juvavischen Trias gleichkommt. Daß die Grundordnung trotz dieser Fehlerquellen richtig erfaßt ist, geht auf den Gesamtüberblick des Autors zurück, der sich auch auf normal gebaute Abschnitte und Regionen abstützt.

Unter den erwähnten Forschern waren in dieser Periode auch eine Reihe berühmter nichtösterreichischer Geologen in den Kalkalpen tätig. Allen voran ist der Geologe und Botaniker französischer Abstammung Ami BOUÉ hervorzuheben, der durch seine Vermählung in Wien und seinen Wohnsitz in Vöslau hier eine neue Wahlheimat gefunden hatte. In rascher Folge reihen sich die Arbeiten über Stratigraphie verschiedener kalkalpiner Regionen einschließlich der ausführlich behandelten Gosau Becken aneinander, die Zusammenfassung seiner Untersuchungen der alpinen Sedimente aus der Zeit von 1824–1830 faßt er in der 1830 b erschienenen, durch Profile illustrierten (vgl. Abb. 3) Arbeit zusammen, die den Vergleich der alpinen Serien von Ostalpen, von West- und Ostkarpaten auf Grund umfangreicher eigener Kenntnisse umfaßt. Man

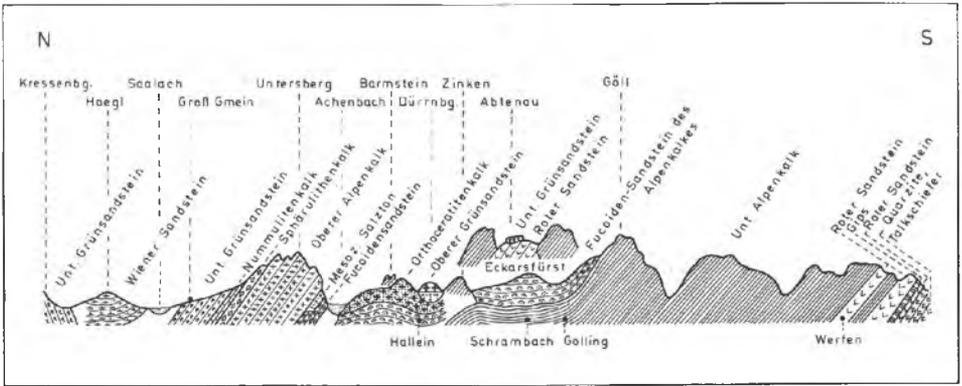


Abb. 3: Kalkalpen-Querschnitt westlich der Salzach zwischen Kressenberg und Werfen nach A. Boué, 1830 b, Taf. 4, Fig. B; Signatur übersetzt.

erkennt hierin deutlich den Fortschritt gegenüber der ersten Darstellung von 1824. Mit Recht aber gibt Boué 1830 der wohl allgemein herrschenden Meinung Ausdruck, wenn er die stratigraphische Analyse der alpinen Serien als „le sujet géologique le plus difficile dans tout l'Europe“ bezeichnet. Groß angelegt ist auch die Untersuchung der englischen Geologen A. SEDGWICK & R. J. MURCHISON (1831), die einen durch Profile von Grünten und Illertal im Westen bis zur Hohen Wand im Osten (Taf. 36), durch Karten und Ansichten illustrierten Gesamtüberblick über die Struktur der Ostalpen geben, in dem, wie oben am Beispiel der Gosau angedeutet, wesentliche Fortschritte enthalten sind (siehe Abb. 2).

In den im Zeitraum zwischen 1829 und 1847 herausgegebenen Werken und Karten herrschte auch bei Analyse des Gesamtauenbestandes einer Region (z. B. H. BRONN, 1832, S. 181) ganz allgemein die Auffassung, daß der Alpenkalk „Lias und Jura“ repräsentiere – von wenigen Ausnahmen abgesehen (F. A. QUENSTEDT, 1845, S. 638: Neokom). In manchen späteren Arbeiten dieser Periode (J. PARTSCH, 1843, S. 11; A. v. MORLOT, 1847, S. 126) wird schon der erste Verdacht laut, daß eventuell ganz untergeordnet auch Trias beteiligt sein könnte, durch die Funde von „Keuperflora“ in den Lunzer Schichten genährt. Andererseits wird als Vertretung des Keupers noch bei W. HÄNDIGER (p. p. 1847, S. 38) und A. v. MORLOT (1847, S. 90) der Wiener Sandstein aufgeführt – was allerdings zu einem Protest seitens R. J. MURCHISON'S (1848, S. 306) führte, der darin Kreide erkannt hatte. Durch diese Alterseinstufung des Wiener Sandsteins in den Keuper suchte man damals einem Faktum Rechnung zu tragen: „In Wien hört man hier und da die Vermutung aussprechen, es möchte der Wienersandstein unter dem Alpenkalk durchsetzen“ (A. v. MORLOT, l. c., S. 91). Wie sich erst viel später zeigte, bestand die von MORLOT selbst dort als „abenteuerlich“ bezeichnete Meinung von der Unterteufung der Kalkalpen durch den Flysch zu Recht, nur daß dann nach Änderung der stratigraphischen Vorstellung die tektonische Erklärung herangezogen werden mußte.

Erstmalig aber wurde die Ausgliederung des Hauptanteiles der Trias als tiefster Abschnitt des Alpenkalkes von A. v. MORLOT (1848, S. 335 f.)

publik gemacht: Wenige Stunden vor der Sitzung der „Freunde der Naturwissenschaften“ in Wien erhielt Bergrat W. HAIDINGER am 29. Oktober 1847 von A. v. MORLOT aus Graz eine Nachricht zur Vorlage, „welche sich auf einen der allerwichtigsten Punkte der Alpengeologie, die Formationsreihe in den Alpen“ bezog. Demnach wurde durch Parallelisierung des als Keuper bis Lias betrachteten „Wiener Sandsteins“ mit den Raibler Schichten, mit dem Hallstätter Kalk und anderen karnischen Gliedern ein Obertrias-Niveau in den Nördlichen Kalkalpen festgelegt und damit zugleich ein mächtiger Komplex des Unteren Alpenkalkes im Liegenden dieses Niveaus, vorwiegend dolomitisch ausgebildet, als Trias, vermutlich Muschelkalk, eingestuft. Diese Datierung als Trias findet demnach sechs Versammlungen vor jener vom 10. Dezember 1847 statt, bei der in der gleichen Zeitschrift die analoge Auffassung von F. v. HAUER (1848, S. 480) festgehalten ist – welche bisher als erste Mitteilung galt, in der die Zugehörigkeit des Großteiles des Alpenkalkes zur Trias ausgesprochen worden sei (E. SPENGLER, 1919, S. 302). De facto allerdings war bereits im Jahre 1846 mit der Erkenntnis von F. v. HAUER (1846 a, S. 47; 1846 b, S. 28) über die Identität der Faunen von Bleiberg, von St. Cassian und jenen der Hallstätter Kalke einerseits, mit dem Wissen vom Auftreten der Cassianer Schichten in einer der germanischen Trias vergleichbaren Serie (H. EMMRICH, 1844, S. 798 ff.) andererseits sowie der klaren Unterschiede dieser Hallstätter-Cassianer Ammonitenfauna von jener des Adnetter Lias (F. v. HAUER, 1846 b, S. 30) die Einordnung dieses Anteiles des Alpenkalkes in die Trias vollzogen worden. Durchaus nicht zufällig übrigens ist bereits 22 Jahre vorher die altersmäßige Gleichsetzung des Alpenkalkes mit dem deutschen Muschelkalk durch Ami BOUÉ (1824, Sep. S. 22 ff.) vollzogen worden, die aber damals in Fachkreisen nicht zur Kenntnis genommen worden war. Auch heute noch wird die richtige Alterseinstufung des Alpenkalkes als „einer der wichtigsten Marksteine in der Geschichte der Alpengeologie“ bezeichnet (E. SPENGLER, 1919, S. 302). Die Grundlagen hierfür wurden nach diesen ersten, auf der Kenntnis der Lagerungsverhältnisse basierenden Schritten insbesondere durch die Bearbeitung und die Beschreibung der Cephalopodenfauna geschaffen, mit welchen bereits F. v. HAUER 1846 mit der ersten Monographie über die Cephalopoden des Hallstätter Kalkes begonnen hatte, und die später in erster Linie E. v. MOJSISOVICS in seinem Werk „Gebirge um Hallstatt“ (1873–1902), ergänzt durch die Abhandlung von 1882, zur Vollendung gebracht hat.

Genau in die Zeit der Erkenntnis der Vertretung der Trias im Alpenkalk fällt aber auch schon das Bestreben, den lithologisch wie auch altersmäßig immer mehr untergliederten Überbegriff „Alpenkalk“ aufzugeben und passendere Bezeichnungen für die einzelnen Glieder einzuführen (B. STUDER, 1848, S. 397). Bis 1860 etwa dauerte es allerdings, bis der Ausdruck „Alpenkalk“ aus der geologischen Literatur verschwand. F. v. HAUERS fundamentale Publikation von 1853 war wohl der entscheidendste Schritt in der Erfassung der Grundzüge der Stratigraphie des alpinen Mesozoikums gewesen.

II. DIE KLASSISCHE FORSCHUNGSPERIODE

Die Akzeleration der Entwicklung des geologischen Wissens um die Kalkalpen vor der Mitte des vorigen Jahrhunderts findet bezeichnenden Niederschlag in der raschen Aufeinanderfolge der Gründung geologischer Vereinigungen, die ihrerseits die Forschung vorantrieben.

Der erste geologische Verein auf österreichischem Boden war der von A. v. PFAUNDLER in Innsbruck bereits 1801 beantragte, aber nach Scheitern dieses ersten Versuches erst im Jahre 1836 gegründete „Geognostisch-Montanistische Verein für Tirol und Vorarlberg“ – übrigens erst die dritte geologische Vereinigung nach der Vereinsgründung in London (1807) und Paris (1830) – vgl. R. v. KLEBELSBERG (1935, S. 5, 11). Nichts beweist die Bedeutung der Gründung dieses Vereins besser als das Ergebnis seiner Tätigkeit: Basierend auf der von ihm veranlaßten geologischen Landesaufnahme konnte der Verein bereits im Jahre 1849 die Herausgabe der „Geognostischen Karte von Tirol“ im Maßstab 1 : 72.000 in zehn Blättern vornehmen.

In Wien wurde die erste systematische Zusammenfassung der vorliegenden geologischen Daten durch das Montanistische Museum – dem Vorläufer der Geologischen Reichsanstalt – mit der Herausgabe der „Geologischen Übersichtskarte der Österreichischen Monarchie“ im Maßstab 1 : 864.000 unter der Leitung von Bergrat W. HAIDINGER im Jahre 1845 vorgenommen. Am Montanistischen Museum war ferner in dieser Gründerzeit im Jahre 1843 durch W. HAIDINGER die erste erdwissenschaftliche Vorlesung, im Jahre 1844 durch F. v. HAUER das erste paläontologische Kolleg abgehalten worden (F. PUCK, 1950, S. 149; F. STEININGER & E. THENIUS, 1973, S. 6). An der Wiener Universität begann Ph. v. HOLGER 1849 Vorlesungen über „Geognosie“.

Im Jahre 1845 konstituiert sich der Verein der Freunde der Naturwissenschaften in Wien. In diesen Zeitraum fällt auch die Nominierung des Geognostisch-Montanistischen Vereines in Graz, vor allem aber die Gründung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften in Wien.

Das für die weitere Forschung entscheidendste Ereignis aber war die Gründung der Geologischen Reichsanstalt in Österreich mit der kaiserlichen EntschlieÙung vom 15. November 1849 unter der Direktion von W. HAIDINGER, zunächst (1849) mit einem wissenschaftlichen Stab von zwei Geologen (F. v. HAUER und J. ČŽŽEK) und einem Assistenten (F. FOETTERLE). Im nächsten Jahr sind bereits neun Geologen von der Reichsanstalt für Untersuchungen in den mittleren und östlichen Kalkalpen angesetzt (Jahrbuch Bd. 1, 1850, S. 176 f. und Taf. 1).

Bald darauf, im Jahre 1854, setzt im bayrischen Anteil der Kalkalpen die systematische geologische Forschung zielbewußt durch die bayrische Landesuntersuchung unter C. W. v. GÜMBEL ein, nachdem dort zuvor schon seit M. v. FLURL besonders H. EMMRICH und C. E. SCHAFFHÄUTL (1851: „Südbayrisches Alpengebirge“) auf dem Gebiet der geologischen und paläontologischen Forschung aktiv gewesen waren und C. W. v. GÜMBEL selbst bereits 1845 eine detaillierte geognostische Karte Bayerns

angefertigt hatte. Schon 1861 setzte C. W. v. GÜMBEL mit seinem monumentalen Werk „Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes“ einen Abschluß dieses ersten Abschnittes geologisch-paläontologischer Grundlagenforschung in Bayern, an der zuletzt noch der Paläontologe A. OPPEL, ein Schüler QUENSTEDTS, und G. G. WINKLER mit seinen Arbeiten über die Contorta-Zone beteiligt waren.

Weitere Daten zu einem historischen Überblick über die Frühzeit der geologischen Forschung in den Ostalpen bis zum Ende der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts findet man bei F. v. HAUER, 1850, S. 17 ff., und bei F. PUCK, 1950. Da ferner in K. v. ZITTELS Geschichte der Geologie von 1899, S. 621–649, eingehend das Ringen um die Grundgliederung des alpinen Mesozoikums und die Verfeinerung dieses Schemas dargelegt ist, muß es hier genügen, auf diese Darstellungen über die Einzelheiten der Erforschungsgeschichte dieses Zeitraumes hinzuweisen.

In der Folgezeit, d. h. praktisch in der gesamten zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts, wurde durch die zunächst weiterhin vorwiegend stratigraphisch-paläontologisch orientierte Spezialuntersuchung und die systematische Landesaufnahme die Grundlagenarbeit geleistet, die die eherne Basis aller Überlegungen über den Gebirgsbau bildete. Daß tatsächlich in dieser Zeit erst die Fundamentefür alle weiteren Überlegungen gelegt werden mußten, zeigt allein die Tatsache, daß die alpine Trias, die als Formation ja erst 1847 durch F. v. HAUER und A. v. MORLOT erfaßt worden war, sechs Jahre später von F. v. HAUER (1853, S. 715 ff.) in der fundamentalen und für lange Zeit richtunggebenden Arbeit „Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen“ in den Grundzügen gegliedert werden konnte, daß aber um die Stufengliederung noch bis in das letzte Jahrzehnt des vorigen Jahrhunderts gerungen werden mußte (A. BITTNER, 1892: „Was ist norisch“). Die Hauptzüge der Stratigraphie im alpinen Jura wurden durch den Vergleich mit den gut parallelisierbaren außeralpinen Faunen leichter und früher erkannt: Der Hierlatzkalk wurde durch E. SUESS, 1852 a, S. 171, als Lias eingestuft, der Klauskalk vom gleichen Forscher 1852 b, S. 561, erstmals als Dogger erkannt, der Plassenkalk von F. v. HAUER schon 1850, S. 42, in den Malm eingestuft. Erst 1862 hingegen wurde z. B. der zuvor (F. HAUER, 1853, S. 725) als Lias eingestufte Dachsteinkalk durch C. W. v. GÜMBEL (S. 325) in die Obertrias eingereiht, während der lange Irrweg bei der Gliederung der Hallstätter Kalke ja hinlänglich bekannt ist, deren stratigraphische Einstufung schon D. STUR (1871, S. 192) bekannt war, deren Gliederung aber erst in der von E. v. MOJSISOVICS schließlich formulierten Fassung (1892, S. 776) und mit der von A. BITTNER erkämpften Nomenklatur versehen (1892, S. 393 ff.), die in großen Zügen gültige Form gefunden hat (vgl. historische Abhandlung von G. ROSENBERG, 1958 a) – an der sich aber noch heute manches ändert (E. TOZER, 1965, 1967, 1971, 1974; L. KRYSZYN et al., 1968, 1971, 1972; L. KRYSZYN, 1973, 1974 a).

Als Beispiel für einen besonders langen, bis in die Gegenwart reichenden Irrweg bei der genauen Einstufung eines markanten Schichtgliedes der Kalkalpen sei noch das Haselgebirge mit seinen Gips- und Salzstöcken erwähnt. Nachdem zunächst in der ganzen ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts und darüber hinaus die Zugehörigkeit zum Bunten Sandstein bzw. den Werfener Schichten fast allgemein anerkannt war – vgl. L. v. BUCH (1802, S. 224, partim), A. LILL v. LILIENBACH (1828, S. 756, partim; 1830, S. 176), A. SEDGWICK & R. J. MURCHISON (1831, S. 310), J. ČZJZEK (1851, S. 33),

D. STUR (1853, S. 473), F. HAUER (1853, S. 719 f. etc.) – rückte der Haselgebirgskomplex in der Meinung der Autoren später empor, bei E. SUESS (1866, S. 168) in die Anhydritgruppe des Muschelkalkes, bei E. v. MOJSISOVIC (1869, S. 128) in seine norische Stufe der Trias, eine Auffassung, die dann bei D. STUR (1871, S. 263), F. HAUER (1875, S. 350) und anderen nachwirkte. 1877 (S. 65) kehrte C. W. v. GÜMBEL wiederum zur Vorstellung einer Gleichaltrigkeit mit den Werfener Schiefen zurück, eine Meinung, die dann aus der klassischen Zeit der stratigraphischen Arbeit (C. DIENER, 1903, S. 352) bis fast zur Gegenwart (E. SPENGLER, 1951, S. 305; G. ROSENBERG, 1959, Taf. 17) beibehalten wurde. Hierbei wurde das Haselgebirge im Anschluß an J. ČŽJŽEK (1851, S. 33) stets ins Hangende der Werfener Schiefer eingereiht, wobei seit früh die Überlagerung des Haselgebirges über den Werfener Schiefen am Kalkalpensüdrand diese Vorstellung geformt hat – eine Lagerung, die aber tektonisch bedingt ist. Ein Abgehen von dieser Meinung war zunächst durch die theoretische Vorstellung von E. SEIDL (1927, S. 77, Taf. 1, S. 356) durch den Vergleich mit dem oberpermischen deutschen Salinar erfolgt, allerdings nur von L. KOBER (1929, S. 43 f.) unter den alpinen Geologen beachtet. Seit W. MEDWENITSCH (1949, S. 42, 46) nahm man ein permisches bis skythisches Alter des Haselgebirges als Kompromiß an, besonders als W. KLAUS (1953, S. 168; 1955, S. 785) oberpermische Sporen darin fand. Erst in jüngster Zeit hat sich schließlich die vom Verfasser seit 1960 b, S. 68 ff., aus regionalen, lithologischen und lagerungsmäßigen Gründen vertretene Auffassung vom ausschließlich oberpermischen Alter des Haselgebirges (ausführliche Diskussion A. TOLLMANN, 1964 c, S. 282 ff.) auf Grund von etlichen neueren Beobachtungsdaten, besonders Schwefelisotopenmessungen im alpinen Haselgebirge durch amerikanische Forscher (W. HOLSER & R. KAPLAN, 1966; vgl. W. KLAUS, 1972, S. 33), allgemein durchgesetzt.

Die geologische Erforschungsgeschichte der Kalkalpen zeigt in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts aber auch in aller Deutlichkeit, wie innig in einem solchen Arbeitsgebiet stratigraphische, paläontologische und tektonische Forschung verknüpft sein müssen, um eine zutreffende Analyse der durch scharfen und oft lokalen faziellen Wechsel einerseits, durch eine extreme Tektonik andererseits so komplexen geologischen Situation zu ermöglichen. Neben den großen Überschiebungen hatten zunächst die lange nicht erkannten verkehrten Serien die Erarbeitung der Stratigraphie so sehr erschwert – besonders etwa im Salzkammergut und in den Mürztaler Alpen.

Im Ostabschnitt der Kalkalpen waren es in dieser Zeit vor allem D. STUR, A. BITTNER und später G. GEYER, die in rastloser Arbeit die Kenntnis von Stratigraphie, regionaler und tektonischer Geologie vorantrieben. D. STUR hatte seine Kartierung der östlichen Kalkalpen im Jahre 1850 aufgenommen, und neben vielen anderen erbrachten Leistungen zunächst in Niederösterreich, dann in den Steirischen Kalkalpen gearbeitet (vgl. M. VACEK, 1895, S. 4 ff.). Seine 1871 erschienene „Geologie der Steiermark“ enthält eine Unzahl wertvoller Daten noch weit über den erwähnten Raum hinaus. Ebenso vielseitig war das Schaffen A. BITTNERs, der neben der Kartierung vom Wiener Gebiet bis Salzburg zur Klärung der Trias-Stratigraphie Wesentliches beitrug. G. GEYER, der mit seiner Monographie des Toten Gebirges (1878) die Arbeit in den Kalkalpen aufnahm, leistete – bis 1919 fortgesetzt – ein ebenso gigantisches Kartierungswerk im Raum der östlichen Kalkvoralpen und Kalkhochalpen (vgl. O. AMPFERER, 1936, S. 377 ff.).

Die Untersuchungen von E. v. MOJSISOVICs in den Nördlichen Kalkalpen knüpfen an die ersten, gemeinsam mit E. SUSS 1866 im Salzkammergut ausgeführten Beobachtungen, welche entscheidende Anregungen zu seinen Untersuchungen über Stellung und Alter des Hallstätter Kalkes sowie zur stratigraphischen und geologischen Erforschung des Salzkammergutes gaben. Wenn auch sein großes Werk, die geologische Monographie des Salzkammergutes „Das Gebirge um Hallstatt“, unvollendet geblieben ist und auf den mehrbändigen paläontologischen Teil über die Cephalopoden (1873–1903 und 1882), allerdings mit fundamentaler Bedeutung, beschränkt blieb, war die Fülle der geologischen Ergebnisse ebenso Grundlage aller weiteren Arbeit (vgl. E. TIETZE, 1907; C. DIENER, 1907; G. ROSENBERG, 1958).

In den westlichen Kalkalpen waren es vor allem fünf Forscher, die die Basis für die weiteren aufbauenden Arbeiten schufen. Der Vorarlberger Anteil der Kalkalpen lag zunächst noch im Blickfeld der Schweizer Geologen, wurde durch A. ESCHER v. d. LINTH (1853) und B. STUDER (1853) nach wiederholten Besuchen im Laufe von fast zehn Jahren in großen Zügen stratigraphisch gegliedert (l. c., S. 3 ff.) und die Lagerung durch Faltenbau erklärt (l. c., Taf. 9) – vgl. A. ROTHPLETZ, 1905, S. 1 f. Zeitlich gesehen folgte der Tiroler A. PICHLER in Innsbruck, der seit 1856 eine stratigraphische und tektonische Analyse der Tiroler Kalkalpen, vom Karwendelgebirge ausgehend, in Angriff nahm. Eine grundsätzlich richtige Gliederung der Tiroler Trias, die Entdeckung von Jura- und Kreide-Vorkommen und des Ehrwaldit gehen auf ihn zurück. Gleichzeitig war, wie erwähnt, C. W. v. GÜMBEL in München tätig, der, vom Markscheiderwesen und Bergbau kommend, seit 1854 als Leiter der Bayrischen Geognostischen Landesuntersuchung ein gigantisches Werk an Kartierungen und geologischen Spezialuntersuchungen aller Art in den Bayrischen Alpen und darüber hinaus vollendet hat.

Einen Markstein in der geologischen Erforschung der westlichen Kalkalpen aber stellt das Auftreten von F. v. RICHTHOFEN dar. Der junge Forscher war nach seiner so erfolgreichen Erstlingsarbeit (1856) in den Südtiroler Dolomiten im Jahre 1857 von der Geologischen Reichsanstalt mit der Untersuchung und Kartierung der Vorarlberger und Tiroler Kalkalpen betraut worden. Die denkwürdigen Exkursionen im Sommer dieses Jahres fanden gemeinsam mit den führenden Kapazitäten auf diesem Gebiet statt. F. v. HAUER beteiligte sich – zehn Wochen durch F. v. ANDRIAN aus Bayern begleitet – direkt an der Kartierung, C. W. v. GÜMBEL beging gemeinsam mit v. RICHTHOFEN während des ganzen Sommers das Grenzgebiet, B. COTTA gesellte sich im Osten dazu, A. ESCHER v. d. LINTH begleitete RICHTHOFEN acht Tage im oberen Lechtal, A. PICHLER aus Innsbruck arbeitete mit Feuereifer an seiner eigenen geologischen Karte der Tiroler Kalkalpen, um sie der Reichsanstalt zur Verfügung zu stellen. Bereits wenige Jahre später konnte RICHTHOFEN (1859; 1861/62) seine Untersuchungen mit der Vorlage einer kompletten Neuaufnahme dieses Kalkalpenabschnittes sowie mit epochemachenden Publikationen auf dem Gebiet der Stratigraphie und Tektonik dieses westlichen Teiles der Kalkalpen abschließen.

Die klassische Periode stratigraphischer kalkalpiner Forschung, besonders alpiner Triasforschung, fand mit der Herausgabe von G. v. ARTIABERS Band in der „Lethaea“ im Jahre 1906 sichtbaren Abschluß. Hier war die von E. v. MOJSISOVICs erarbeitete Stufengliederung der Trias mit den von A. BITTNER angebrachten Korrekturen festgelegt worden und galt als Standard für die nächsten Jahrzehnte.

III. DIE FORSCHUNG IM 20. JAHRHUNDERT

Mit dem Einzug der Deckenlehre durch die deckentektonische Gliederung des Salzkammergutes durch F. HAUG & M. LUGEON (1904) tritt zunächst im Bereich der stratigraphischen Forschung die großräumige Faziesanalyse stärker in den Vordergrund. Man sucht durch Analyse der Faziesübergänge und Faziesanklänge bzw. der faziellen Gegensätze die einander widerstrebenden Meinungen über die tektonische Abwicklung zu unterbauen. Die faziellen Eigenheiten der Großräume wurden damals besonders auch bei vergleichender Betrachtung zur abgewandelten Fortsetzung der Zonen in den Karpaten und zu den west-, süd- und außeralpinen Verhältnissen schärfer umrissen.

Großtaten auf dem Gebiet der eigentlichen Stratigraphie aber blieben in der ersten Hälfte unseres Jahrhunderts in den Kalkalpen aus, wenn auch C. DIENER hier und dort noch Ergänzungen zu dem Ammoniten-Werk von E. v. MOJSISOVICS vornahm und in seinem Buch „Grundzüge der Biostratigraphie“ (1925) erstmalig den Schwerpunkt der Fazieslehre in ganzer Breite deutlich werden ließ und wenn auch noch J. PIA in seinen „Grundbegriffen der Stratigraphie“ (1930) nochmals überaus tief-schürfende vergleichende Betrachtungen über die alpine und außeralpine Stufengliederung unter kritischer Durchleuchtung wichtiger paläontologischer Leitformen vornahm. Die monumentale Geschlossenheit des klassischen Gebäudes der Gliederung des alpinen Mesozoikums blieb unangetastet. Ja J. PIA (1930, S. 29) ging so weit – auf Grund der erst in unseren Tagen revidierten Mißstimmigkeiten in der Ammonitenzonengliederung der Trias –, es für wahrscheinlich zu halten, „daß in der alpinen Trias keine Zephalopoden-zonen, sondern allmählich ineinander übergehende Faunen vorhanden sind“. Noch G. ROSENBERG hatte in seiner behutsamen und liebevollen Art mehr dafür zu sorgen, daß die kostbaren stratigraphischen Details, die in klassischer Zeit erarbeitet worden waren, nicht in Vergessenheit gerieten, und man war weit davon entfernt, den bevorstehenden Umbruch im stratigraphischen Schema der Trias zu ahnen.

Das erneute rapide Aufblühen der stratigraphischen Forschung im alpinen Mesozoikum in der jüngsten Vergangenheit, etwa im Zeitraum seit 15 Jahren, wurde – wie so oft in der Wissenschaft – durch den Einsatz neuer Forschungsrichtungen und Forschungsmethoden ausgelöst. Diese Impulse kamen zuerst vom Einsatz der Mikropaläontologie in der Triasforschung, dann von der vergleichenden Fazies- und Mikrofazies-Untersuchung analoger, rezenter und fossiler Biotope, schließlich von der Wiederaufnahme des Studiums der Triasammoniten unter besonderer Berücksichtigung ihres feinstratigraphischen Wertes. Den Anstoß zur mikropaläontologischen Untersuchung der – in dieser Hinsicht im weltweiten Maßstab völliges Neuland bietenden – alpinen Triassedimente gab die Entdeckung der reichen Mikrofaunen der Hohen Wand in Niederösterreich durch E. KRISTAN während ihrer Kartierung im Jahre 1955, die eine lawinenartig wachsende Flut von mikropaläontolo-

gischen Arbeiten auf dem Sektor der alpinen Trias seit 1957 nach sich zog, eine neue Welt auf dem Gebiete der Mikrofossilien eröffnend. Eine spezielle Richtung der triadischen Mikropaläontologie, die Untersuchung der ja noch in die Trias emporreichenden Conodonten, geht auf R. HÜCKRIEDE zurück (Vorbericht 1955; erste Zusammenfassung der Ergebnisse 1958).

Richtunggebend für die moderne sedimentologisch-mikrofaziell vergleichende Arbeitsmethode wurde im Bereich der Nördlichen Kalkalpen neben den vorzüglichen Studien von H. OHLEN (1959) und F. FABRICIUS (1960) vor allem die epochemachende Arbeit von A. G. FISCHER (1964) über den Loferer Dachsteinkalk, die in den Dachsteinkalk-Riffstudien von H. ZANKL unmittelbare Fortsetzung fand. Der dritte, die stratigraphische Forschungsrichtung neu belebende Impuls, nämlich die Neuaufnahme der Triasammonitenstudien, geht auf E. T. TOZER (Ottawa) zurück, der ab 1954 – gefolgt von N. SILBERLING – zunächst die idealen, nicht kondensierten kanadischen Ammoniten-führenden mächtigen Triasprofile des arktischen Nordens studierte, die Ammonitenfaunen analysierte und dann in weltweitem, persönlich durchgeführtem Vergleich zeigen konnte, wie die klassische Obertrias-Zonengliederung durch E. v. MOJSISOVICS auf Grund der neu studierten vollkommeneren Profile auch im alpinen Raum zu korrigieren ist. An der Revision dieser Zonengliederung, die namentlich im Nor eine weitgehende Abänderung der Zonenfolge erforderlich macht, hat sich im Bereich der Kalkalpen zunächst H. ZAPPE, seit 1969 auch L. KRYSZYN erfolgreich eingeschaltet, hiebei zugleich Ammoniten- und Conodontenzonen korrelierend. Durch L. KRYSZYN sind nach sorgfältigem Neustudium aller klassischen Triasammoniten-Lagerstätten der Hallstätter Zone in gemeinsamer Arbeit mit W. SCHLAGER und weiteren Mitarbeitern die spaltenförmigen Fossilagerstätten von den schichtförmigen säuberlich getrennt worden – ein Umstand, der früher mißachtet worden war und die Widersprüche in der MOJSISOVICSSCHEN Stufengliederung verursacht hatte, die auch nicht von C. DIENER oder J. PIA überwunden werden konnten.

Es ist vielleicht an dieser Stelle des historischen Abschnittes angebracht, auf die jüngst erschienene Übersicht von H. ZAPPE (1971 b) über die österreichischen Forscher auf dem Gebiete der Paläontologie hinzuweisen, die als „Index Palaeontologicorum Austriae“ eine Sammlung von Kurzbiographien über diesen Forscherkreis enthält.

In historischer Sicht ist es bemerkenswert, wie die vielversprechenden Ansätze zu manch wichtiger Arbeitsrichtung oft sehr früh von Einzelpersonlichkeiten kamen, dann der Vergessenheit anheim fielen, und wie unter ganz anderen Umständen diese Forschungsrichtungen erst wiederum erweckt wurden und nunmehr durchschlagenden Erfolg brachten. Gerade die oben angeführten Beispiele zeigen allesamt diese merkwürdige Tatsache. So liegen die Anfänge der Triasmikrofaunen-Forschung im alpinen Bereich (Südtirol) bei C. W. v. GÜMBEL (1868, 1869) und A. E. REUSS (1868) – die Forschung auf diesem Sektor aber kommt dann für ein volles Jahrhundert praktisch vollkommen zum Stillstand. Die altberühmten Triasfazies- und Riffstudien von F. v. RICHTHOFEN (1860) und E. v. MOJSISOVICS (1879) mit ihren ersten, anfangs heiß umstrittenen, so wertvollen Ergebnissen fanden ebenfalls fast ein Jahrhundert lang kaum mehr Widerhall – und obgleich nochmals kurzfristig, nun auf moderner sedimentologischer Basis, K. LEUCHS (1925 c; 1928), B. SANDER (1936; 1941) und zuletzt W. SCHWARZACHER (1948) diese lithologisch-faziellen Forschungen wiederaufnahmen, bedurfte es des An-

stoßes von außen her und vor allem der rezenten vergleichenden Arbeit, um zu der heutigen Blüte dieses so wichtigen Forschungszweiges in der Stratigraphie zu gelangen.

Welche tiefgreifenden Folgen die durch die Einführung einer neuen Methodik in der Feinstratigraphie und Fazieskunde erzielten stratigraphischen und faziellen Ergebnisse auch auf den übrigen Gebieten der geologischen Forschung in den Kalkalpen nach sich ziehen, ist heute bereits klar abzusehen: Für die Abwicklung der Einheiten und eine zutreffende Paläogeographie dieses Gebirgssystems sind mit der Aufdeckung der Kausalbeziehung zwischen Plattform-, Riff-, Becken- und Schwellenfazies neue wichtige zusätzliche Kriterien geliefert worden. Damit aber wird das tektonische Bild klarer, zutreffender und rückt – bei Berücksichtigung aller tektonischen Merkmale – der endgültigen Lösung näher. Das Prinzip der Faziesdecke gilt nicht mehr allumfassend, sondern ist nur mehr eines neben dem der Vielfazies- und Teilfaziesdecke. Die synthetische Schau auf den heute besser verstandenen Komplex der Plattformsedimente mit den schmalen Beckenkanälen der Nördlichen Kalkalpen als Ganzes aber und die vergleichende Betrachtung mit analogen Faziesstreifen im mediterranen Gebirgssystem befähigt uns, die Stellung dieses Teiltroges der Gesamtgeosynklinale als ein inneres Plattformsediment, fern den randlichen Einflüssen, zu verstehen, ermächtigt uns, diesen Teilfaziesraum dem echten Randschelf, der Miogeosynklinale, als gut individualisiertes Innenelement, als Aristogeosynklinale (A. TOLLMANN, 1968 a, S. 214) gegenüberzustellen.

2. Kapitel

STRATIGRAPHIE

I. ALLGEMEINES

A. Der Gesteinsbestand und seine Mächtigkeit

1. Literatur

Zusammenfassende Darstellungen über die permomesozoische Gesteinsfolge der Kalkalpen bzw. über größere Teilstücke dieser Schichtfolge finden sich unter verschiedenen Gesichtspunkten in folgenden klassischen oder neueren Werken: G. ARTHABER, 1906, E. DACQUE, 1934, C. DIENER, 1925, E. FLÜGEL, 1973, H. HÖLDER, 1964, A. KIESLINGER 1964, O. KÜHN, 1947, 1962, R. OBERHAUSER, 1963, J. PIA, 1930, G. ROSENBERG, 1952, 1959, 1966, P. SCHMIDT-THOMÉ, 1964, E. SPENGLER, 1951, A. TOLLMANN, 1964, 1973 a, F. TRAUTII, 1922, 1950, H. VETTERS, 1937, H. ZAPPE, 1964 a, 1973, 1974 a. Da aber in jüngster Zeit ein sehr rascher Fortschritt in der Erforschung des kalkalpinen Mesozoikums unter Einsatz neuer Untersuchungsmethoden zu verzeichnen ist, sind heute all die angeführten Standardarbeiten in manchen Stücken ergänzungsbedürftig: Erkenntnisse über die Stufengliederung der Trias, über die Gliederung der Faziesräume in Becken, Schwellen oder Plattform-Serien und Riffkomplexe, über die Sedimentationsbedingungen, über die submarinen Spaltenfüllungen, über Schüttungsrichtungen in den detritischen Sedimenten, über den Mikrofaunengehalt und seinen stratigraphischen Wert – all das sind wesentliche Ergebnisse einer erst im letzten Jahrzehnt voll angelaufenen und sich gegenwärtig weiter entfaltenden Forschungsrichtung, die die im folgenden gegebenen Mitteilungen trotz des umfangreichen berücksichtigten Materials nur als eine Zwischenbilanz betrachten lassen.

2. Überblick über den Gesteinsbestand

Der Gesteinsbestand der Nördlichen Kalkalpen umfaßt fast nur Sedimentgesteine, die altersmäßig eine vom Perm bis in die untere bzw. mittlere Kreide zusammenhängende Serie bilden, über der dann nach einer mindestens das höhere Turon umfassenden Schichtlücke jüngere Sedimente oberkretazischen und tertiären Alters mit gegen oben hin stark abnehmender Bedeutung lückenhaft auflagern. In lithologischer Hinsicht stellen die Karbonate den Hauptbestandteil der Kalkalpen dar, die über der permoskythischen detritischen und salinaren Basisserie ansetzen und in der Trias abschnittsweise mehrere Kilometer Mächtigkeit erreichen. Die pelitischen und gröberdetritischen Einschaltungen in der Trias sind demgegenüber gering, im Jura stellen sich mit dem Tieferwerden der alpinen Gcosynklinale in zunehmendem Maß Beckensedimente ein, in der Kreide und später ist die Bildung reiner Kalke stark eingeschränkt.

Die einstige Basis der Kalkalpen ist im Hauptteil dieses als Abscherungsdeckensystem verfrachteten Gebirgskörpers tektonisch verlorengegangen und nur an ihrem Südrand in Form der Grauwackenzone erhalten geblieben, welche verschiedene Schichtglieder vom Ordovic bis in das Oberkarbon umfaßt. Auf diesem bereits variszisch gefalteten Sockel transgredieren die kalkalpinen Serien mit detritischen permischen basalen Bildungen, die zwar vielfach durch die Orogenese am alten Sockel verschoben worden sind, aber in ungestörten Profilen die primäre Zugehörigkeit zu diesem Untergrund erkennen lassen. Die Hauptbewegungsbahn, die im Vorder- und Mittelabschnitt unter den kalkalpinen (permo-)mesozoischen Serien selbst liegt, verläuft gegen Süden noch unterhalb der großtektonisch zum gleichen Stockwerk (Oberostalpin) gehörigen Grauwackenzone. Diese ist im Osten in größerer Mächtigkeit erhalten und ist auch noch in einzelnen tektonischen Spänen im Gebiet vom Schneeberg und den Mürtzaler Kalkalpen, an der Puchberg-Mariazeller Linie und nördlich vom Tamischbachturm in den Gesäusebergen im Inneren der Kalkalpen zu finden. Westlich von Innsbruck ist die Grauwackenzone auf geringe Reste von Oberkarbon beschränkt, und die Landecker Quarzphyllite und die Phyllitgneiszone bilden die Unterlage der Kalkalpen, reichen aber hier wahrscheinlich nicht weit in der Tiefe gegen Norden.

Für den morphologischen Charakter der Kalkalpen ist die Trias, die die jüngeren und älteren Serien bei weitem an Bedeutung übertrifft, in erster Linie verantwortlich. Kalke und Dolomite nehmen am Bestand der Triaskarbonate fast gleichermaßen teil, wobei sich in großen Zügen eine eigenartige Zweiteilung erkennen läßt: Die kalkige Entwicklung ist im sogenannten „voralpinen Faziesbereich“ (Nordteil der östlichen und mittleren Kalkalpen, gesamte westliche Kalkalpen) in der Mitteltrias herrschend, die dolomitische Triasausbildung schiebt sich hier durch die mächtige Hauptdolomitmasse in der Obertrias in den Vordergrund. Im Bereich des sogenannten „hochalpinen Faziesgroßraumes“, der den Südtteil des Mittel- und Ostabschnittes der Kalkalpen umfaßt, spielt hingegen die Dolomitentwicklung in der Mitteltrias (besonders Ramsau- und Wettersteindolomit) die Hauptrolle – mit Ausnahme des östlichsten, karpatisch beeinflussten Abschnittes, während die Kalkmasse in Form des Dachsteinkalkes in der Obertrias herrschend wird. Die Begriffe „Voralpin“ und „Hochalpin“, die auf dem auch morphologisch auffälligen Unterschied der nördlichen und südlichen Region im Osten der Kalkalpen begründet sind und auf J. KUDERNATSCH (1854) zurückgehen, sind somit weitgehend faziesbedingt und wurden außerdem von L. KOBER für die in großen Zügen, aber keineswegs im einzelnen damit übereinstimmende tektonische Gliederung angewendet: In tektonischer Hinsicht wird demnach im Gesamtbereich der Kalkalpen Bajuvarikum und Tirolikum als Voralpin zusammengefaßt, das Juvavikum, das erst ab Lofer gegen Osten einsetzt, dem Hochalpin gleichgesetzt.

In Kurzform könnte die Gesamtschichtfolge der Nördlichen Kalkalpen wie folgt charakterisiert werden: Eingeleitet wird die alpidische Schichtfolge der Kalkalpen im Perm durch eine teils detritische Serie (Alpiner Verrucano im Westen, Prebichschichten und äquivalente Klastika im Osten), teils durch die Gips und Salz führenden Ablagerungen des Haselgebirges, dessen permisches Alter in letzter Zeit bewiesen werden konnte. Nach der ebenfalls noch detritischen Ausbildung der Untertrias in Form des Buntsandsteins im Westen und der Werfener Schiefer im Osten herrschten in Mittel- und Obertrias mächtige karbonatische Ablagerungen eines

seichten, oft sogar extrem seichten Meeres, die nur im tieferen Karn von terrigenen Schüttungen kurz und lokal unterbrochen worden sind. Riffe und geschichtete Lagunenfazies in den Hinterriffbereichen lieferten die Massen der Karbonatgesteine. Die mergelreiche Beckenfazies im Vorriffbereich (Partnachsichten, Zlambachsichten etc.) ist jeweils auf relativ kleine Räume beschränkt und gewinnt nur zu Ende der Trias mit der Ablagerung der Kössener Schichten (im Osten auf den Nordstreifen beschränkt) größere Bedeutung. Meist gut geschichtete Kalke der Schwellenbereiche innerhalb dieser Becken kontrastieren durch ihre geringe Mächtigkeit mit den Plattformkarbonaten. Der in der übrigen Trias weit verbreiteten Dolomitbildung kommt im Rhät bereits sehr untergeordnete Bedeutung zu (noch in den Puchenstubener Schichten der östlichen Kalkvorpalpen anzutreffen), ab Lias fehlt sie fast vollkommen (sekundäre Dolomitisierungen selten im Plassenkalk).

Salinare Bildungen wie Steinsalz, Anhydrit und Gips treten – zumindest durch Gips repräsentiert – in den Kalkalpen insgesamt in fünf Horizonten auf. Das mächtige permische Haselgebirge und die Anhydrite in den permischen Mitterberger Schichten, schwächere Gipsinseln im obersten Skyth der Buntsandstein-Schieferfazies, schmale Gipsinseln in den überlagernden Rauhacken der Reichenhaller Schichten, lokal mächtige Anhydrite und Gipslager in den oberkarnischen Opponitzer Schichten und ihren Äquivalenten in den westlichen Kalkalpen und die Gipslager in der voralpinen Ybbsitzer Rauhacke der Nor-Rhätgrenze im Randstreifen der Frankenfesler Zone weisen auf wiederholtes salinares Milieu in der Trias hin. Die Salzführung allerdings ist auf das Perm beschränkt, bedeutende Sulfatlagerstätten sind nur im permischen und oberkarnischen Niveau vorhanden, die übrigen Salinarbildungen sind hingegen meist nur spurenhaf anzutreffen.

Vulkanite erscheinen in den Kalkalpen zunächst in Form von Melaphyren im Haselgebirge, sind hingegen in den Werfener Schichten nicht sicher nachgewiesen, von deren Hangendgrenze aber ein Serpentin bekannt ist. Im anisischen Gutensteiner Kalk S Mariazell steckt ein das Gestein kontaktmetamorph verändernder Diabas. Über das gesamte Gebiet reicht das Tuff-Tuffit-Niveau an der Ladinbasis mit einer Reihe von meist basischen, ganz im Westen sauren Cineriten. Solche Tuffe treten vom Oberanis bis in das tiefste Karn in abnehmendem Maß auf. Dem mittleren bis höheren Ladin gehören die bis 100 m mächtigen basischen Eruptivmassen aus Laven und Tuffen in den Arlbergschichten bei Lech an. Die Tuffspuren im oberen Lias (K. GERMANN, 1972, S. 141) und im Dogger sind unbedeutend. Die nächstjüngere Eruptivtätigkeit ist erst wieder im Oberjura nachzuweisen, in welcher Zeit basische Ganggesteine die Schichtfolge der Ledtaldecke im Abschnitt zwischen Ehrwald (Ehrwaldit) und Schwaz, also im Wetterstein- und Karwendelgebirge, durchschlagen haben (vgl. R. v. KLEBELSBERG, 1935, S. 108 f. und G. MUTSCHLECHNER, 1954, S. 393). Tuffe aus dieser Zeit sind noch bis zum Nordrand der Kalkalpen nachzuweisen (Engelstein bei Marquartstein S vom Chiemsee – A. DHEIN, 1944, S. 193 – vgl. S. 382).

Von Interesse mag zum Vergleich ein Blick auf den Vulkanismus der Ostfortsetzung der Kalkalpen im Choč-Strážov-Gemeridensystem des Obersubtrikums nov. sens. in den Westkarpaten sein. Dort schalten sich Vulkanite in folgenden stratigraphischen Etagen ein (V. ZORKOVSKY, 1949, S. 43 f., Tab. 3; M. KUTHAN, 1959, S. 72; J. VOZAR, 1971; 1973): Basische bis ultrabasische Eruptiva wie Melaphyr, Lim-

burgit, Spessartit, Augitit, Serpentin etc. im Perm (früher als Skyth aufgefaßt) von den Kleinen Karpaten bis zur Hohen Tatra, Augitit selten im Anis, Quarzporphyr- bis Quarzporphyr-Tuff in den ladinischen Hornsteinkalken der Gemeriden (J. VOZAR, 1969), Augitite untergeordnet im Tithon, vielerorts im Neokom. Es ergibt sich demnach eine gute Übereinstimmung der Vulkanite des Kalkalpenanteils in der Slowakei mit jenen der österreichischen Nördlichen Kalkalpen.

Mit dem Beginn des Jura schiebt sich die Mergelentwicklung in den Kalkalpen schlagartig stärker in den Vordergrund, indem schon ab Lias die Schwellenfazies mit Adneter Kalken und die seichteren Bildungen der Crinoidenkalken gegenüber der Beckenfazies in Form von Fleckenmergel bzw. Allgäuschichten deutlich zurücktreten. Die Meerestiefe nahm dann mit der Ablagerung des Radiolarites, der ab Untermalm einsetzt, schlagartig zu. Sie war auch noch zur Zeit der Bildung der pelagischen Oberjurakalke der Beckenfazies bedeutend, während andererseits sich im Malm wiederum lokal Plassenkalkriffe und Plattformsedimente entwickeln konnten. Die Trogachse lag in der Zeit des höheren Jura im nördlicheren Abschnitt der Kalkalpen, im Süden hat sich, von der Zürser Schwelle in den Lechtaler Alpen im Westen angefangen bis zu den Kalkhochalpenstöcken im Osten, eine durch geringe Schichtmächtigkeiten und auch gelegentlich durch Lückenhaftigkeit ausgezeichnete Schwellenfazies ausgebildet.

Die Tendenz der Nordverlagerung der Sedimentationsachse wird in der Unter- und Mittelkreide noch deutlicher, besonders im Mittel- und Ostteil der Kalkalpen. Zusammenhängende, durchlaufende, ununterbrochene Schichtfolgen in kalkig-mergeliger, später mergelig-sandiger Unter- bis Mittelkreide bis in das Unter-Cenoman (Osten) oder sogar ins Mittelurone sind im Westen namentlich aus der Allgäu- und untergeordnet aus der Lechtaldecke, im Osten nur aus dem schmalen Frankenfels-Ternberger Deckenrandstreifen bekannt. Im Hauptteil der Kalkalpen hingegen ist ab der höheren Unterkreide der Einfluß der ersten orogenetischen Bewegungen in der Sedimentation klar verspürbar, indem die kretazischen Schichtfolgen lokal (Unkener-, Roßfeld-, Ischler Brekzie) durch grobdetritische Bildungen mit Riesenblock-Einschüttungen im Zeitraum des Barrême-Apt (austroalpine Phase) schließen. Nach weiteren kräftigen orogenetischen Bewegungen und einer Trockenlegung der gesamten Kalkalpen im höheren Turon setzt mit der Bildung der Gosauerie zur Zeit der Oberkreide und des älteren Paläogens eine dem ostmediterranen Gebirgssystem eigene Ablagerung ein, die in einer Archipelplandschaft in Form von mergel- und detritusreichen Serien unter Zurücktreten von kalkigen Bildungen gebildet worden ist. In stratigraphischer Hinsicht wechselt der Schichtumfang in den einzelnen Teilbecken, maximal gelangen Sedimente vom Unter-Coniac (tiefstes Senon) bis zum Mitteleozän zur Ausbildung. Durch die mikropaläontologischen Untersuchungen in neuerer Zeit ist eine wesentlich bessere Gliederung und Parallelisierung der Ablagerungen der einzelnen Gosau-Becken möglich geworden, wobei außerdem in wechselndem Umfang das Anhalten des Gosau-Sedimentationstypus über die Kreide-Tertiär-Grenze hinaus bis ins Paleozän, ja noch ins tiefere oder maximal mittlere Eozän festgestellt werden konnte. Erst die spärlich erhaltenen Reste von marinem Obereozän und Oligozän lagern zufolge der kräftigen orogenetischen Umgestaltung in der obereozänen illyrisch-pyrenäischen Phase diskordant verschiedenem Untergrund auf und sind – mit Ausnahme vom Reichenhaller Becken – nicht mehr an die einstigen Gosau-Becken gebunden.

3. Die Mächtigkeiten

Zur Veranschaulichung der Mächtigkeiten dieser Schichtglieder seien die *Maximalwerte* der wichtigsten, den Aufbau der Kalkalpen bestimmenden Schichtglieder im folgenden angegeben. Die Mächtigkeitswerte in der Trias nehmen in den Kalkalpen im großen gesehen im allgemeinen vom Nordrand gegen Süden zunächst zu und erreichen teils im mittleren Längsabschnitt, meist aber im mittleren und südlichen Teil der Kalkalpen ihre größten Werte. Das einheitliche Bild einer gegen das Zentrum hin anschwellenden und gegen die beiden Ränder im Norden und Süden abnehmenden Mächtigkeitskurve, wie es in neuerer Zeit von einer Reihe von deutschen Forschern für den zentralen Meridianstreifen in den westlichen Kalkalpen entworfen worden ist, hat dann keine Berechtigung, wenn man den dort herrschenden Deckenbau abwickelt. Dann ergeben sich starke Mächtigkeitschwankungen im mitteltriadischen Hauptniveau, dem Ladin, durch mehrfachen Wechsel von Wettersteintuffkalk, der geschichteten, Diploporen-reichen Wettersteinkalk-Lagunenfazies und der Beckenfazies mit ihren stets geringmächtigen Partnachschichten: Die Wettersteinkalkdominanz am Nordrand wird durch die Partnachschichtregion in der mittleren Längszone nördlich vom Wettersteingebirge abgelöst (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1964, S. 253 f.), dann folgt gegen Süden die mächtige Wettersteinkalkmasse des Wetterstein-Stanserjoch-Gewölbes der Lechtaldecke, südlich davon primär die geringmächtige Partnachschichtenfazies der Thaurer Schuppe und der Hohenegg-Fazies (H. PIRKLI, 1961, S. 23), an die die Inntaldecke mit ihren Maximalwerten von Wettersteinkalk (1730 m) im Süden anschloß und selbst wiederum an ihrem Südrand erste Anzeichen für den Übergang zur nächsten Partnachbeckenfazies zeigt (E. SPENGLER, 1953, S. 44). Hier liegt demnach der Hauptabsenkungsstreifen weit im Süden, wie zu Recht bereits die abgewinkelte Darstellung dieses Raumes durch M. FRANK (1937, Abb. 4, S. 107) ergeben hat. Ähnlich ist auch im Obertrias-Haupthorizont der westlichen Kalkalpen, dem Hauptdolomit, keine regelmäßige Mächtigkeitszunahme von den Rändern zur Mitte des ursprünglichen Troges bemerkbar, sondern von den bedeutenden Mächtigkeiten in der Allgäu-Decke (700 m) des Nordrandstreifens (M. RICHTER, 1937, S. 107) tritt zunächst eine starke primäre Reduktion gegen Süden ein, so daß in der Front der Lechtaldecke in der Längszone der Benediktenwand der Hauptdolomit bis auf wenige Zehnermeter abnimmt und dann rasch auf das Maximum anschwillt, das hier in der Lechtaldecke wesentlich weiter im Norden als in der Mitteltrias gelegen ist (M. FRANK, l. c.). Im Kalkalpen-Ostteil liegen die Maximalwerte der Triasmächtigkeiten nahe dem Südrand der Kalkalpen, nachdem sich dort in den Hallstätter Zonen bedeutende innere Mächtigkeitsreduktionen in der Nachbarschaft der hochjuvavischen Plattform-sedimente vollzogen haben.

Eine kurze Übersicht über die Mächtigkeit der einzelnen Hauptglieder der Kalkalpen möge deren Bedeutung im Bau des Gebirges markieren (vgl. Taf. 1-3). Der permische Alpine Verrucano erreicht in den westlichen Kalkalpen etliche hundert Meter, die schwer abschätzbare Mächtigkeit des ebenfalls permischen Haselgebirges wird mit Maximalbeträgen von zirka 1000 m angegeben (so im Bereich Ischl-Aussee nach W. MEDWENITSCH, 1958, S. 149), die wohl eher zu hoch ge-griffen erscheinen. Die Untertrias erreicht in Form des Buntsandsteins im Westen (H. PIRKLI, 1961, S. 21) ebenso wie in der Ausbildung des Werfener Schiefers im Osten

(E. SPENGLER, 1951 a, S. 305) Werte bis zu rund 500 m. In der Mitteltrias bleibt das Anis mit Beträgen von 500 m im Westen und noch größeren Maximalbeträgen in den östlichen Kalkvoralpen im Bereich der Lunzer Fazies noch immer weit hinter dem Ladin und Cordevol in Wettersteinkalkfazies zurück, die z. B. in der Innsbrucker Nordkette 1730 m erreichen (M. SARNTHEIN, 1966, S. 55), während die äquivalente Beckenfazies mit ihren Partnachschieben von maximal rund 500 m oder 600 m beträchtlich hinter den Plattformensedimenten zurückbleibt. Auch Ramsau- und Wettersteindolomit können 1000 m Mächtigkeit überschreiten.

Obertrias: Das Karn erreicht seine höchsten Beträge von 800 m Jul und Tuval im Lunzer Bereich, wozu noch ein schwer faßbarer Betrag des Cordevol kommt, besitzt aber auch noch in den westlichen Kalkalpen mit den erstgenannten Unterstufen bis zu 500 m Mächtigkeit. Der Hauptdolomit erlangt in der voralpinen Fazies seine höchsten Werte in den westlichen Kalkalpen mit 2000 m primärer Mächtigkeit (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1964, S. 250, Tab. 16). Vom Hauptdolomit werden aus dem Karwendel sogar Werte von 2200 m angegeben. Der auf die voralpine Entwicklung beschränkte Plattenkalk nimmt von 400 m im Westen auf vernachlässigbare Werte im Osten ab, reduziert sich also besonders in der Längsrichtung des Troges. Die Mächtigkeitwerte der Kössener Schichten liegen mit Maximalbeträgen von 300 m noch unter denen des Plattenkalkes. Der Dachsteinkalk, der in der geschichteten Ausbildung in den Dachstein-Südwänden selbst nur in 750 m Mächtigkeit erhalten ist (F. KÜMEL in O. GANSS et al., 1954, S. 35), überschreitet in der angrenzenden Riffkalkmasse des Gosaukammes 1000 m und erreicht am Göllriff mit über 1200 m (H. ZANKL, 1969, S. 6) einen ähnlich hohen Betrag. Der Gegensatz allein des norischen Anteiles des Dachsteinkalkes zum Hallstätter Kalk, der im Maximum nur 200 m erreicht, meist aber noch weit darunter liegt, ist sehr auffällig (H. ZANKL, 1967, S. 134).

Die jurassischen Ablagerungen in den Kalkalpen stehen in bezug auf ihre Mächtigkeit gegenüber der Trias weit zurück. Besonders in den südlichen, hochalpinen Abschnitten der mittleren und östlichen Kalkalpen ist der Jura bereits primär geringmächtig, auch lückenhaft ausgebildet oder in der Schwellenfazies kondensiert und für den Gesamtbau dieses Gebirgstiles unbedeutend. In den voralpinen Bereichen hingegen erlangen einzelne Glieder noch ansehnliche Mächtigkeit. So konnte z. B. V. JACOBSHAGEN (1958, S. 223) im Bereich der Allgäudecke (Allgäuer Hauptmulde) und der Lechtaldecke (Holzgauer Mulde) Mächtigkeiten der Allgäuschichten des Lias bis Dogger von maximal 1580 m feststellen, während das zweite Hauptgestein der Jungschichtenzone in Form der über den geringmächtigen untermalmischen Radiolariten lagernden Aptychen-Schichten des höheren Malm bis Tiefneokom in den westlichen Kalkalpen rund 1200 m erreicht (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1964, S. 261). Den jüngeren Unterkreideststeinen sowie den Gosauablagerungen, die bereits auf einzelne Becken beschränkt sind, kommt hinsichtlich ihrer Mächtigkeit im allgemeinen geringe Bedeutung zu. Lokal allerdings blieben in Gosaumulden bis 2000 m dicke Serien erhalten (Neue Welt, Gams). Im Fall des Beckens von Gosau ist eine an die 3000 m mächtige Serie, die in das Alttertiär emporreicht, bewahrt geblieben.

Nach diesem Überblick über die maximalen Mächtigkeiten der einzelnen Schichtglieder oder kleinerer Schichtgruppen der Kalkalpen ist es angebracht, darauf hinzuweisen, daß die Mächtigkeiten der Gesamtschichtfolgen in den einzelnen

Decken der Kalkalpen durchaus nicht allzugroße Werte erreichen, da ja die Maximalwerte der einzelnen Glieder keineswegs übereinander liegen, da der Hauptablagerungsraum des Jura gegenüber jenem der Trias nach Norden verschoben ist usw. Betrachtet man etwa die Mächtigkeiten der gesamten permomesozoischen Serien in den Decken in einem mittleren Querschnitt der Kalkalpen im Meridian des Salzkammergutes (Profiltaf. 9 bei A. TOLLMANN, 1963 a), so ergibt sich hier für das Bajuvarikum eine Stärke von rund 1,5 km, für das Tirolikum 3–3,5 km, für die Hallstätter Zonen nur 1–1,5 km, für die Dachsteindecke rund 2 km. Die Dicke der permomesozoischen Schichtstöße in den einzelnen Decken und damit die Stärke der Deckenkörper schwankt demnach in diesem Abschnitt zwischen 1–3,5 km und steigt auch in den übrigen Teilen der Kalkalpen nicht wesentlich darüber an.

4. Der Chemismus

Angaben über die chemische Zusammensetzung der kalkalpinen mesozoischen Gesteinstypen sind in der Literatur seit alters (z. B. A. ESCHER v. d. LINTH, 1853, S. 22 f.) nur vereinzelt und sehr verstreut aufzufinden. Hier sollen nur einige Hinweise auf bisher bekannte Daten gegeben werden. Die ausführlichste systematische Zusammenstellung der hauptsächlich von W. PRODINGER durchgeführten Analysen (K. FABISCH & W. PRODINGER, 1957, S. 97; W. PRODINGER, 1963, S. A 72 f. etc.) betrifft triadische und jurassische kalkalpine Kalk- und Dolomitgesteine sowie die Haupttypen der kalkalpiner Mergel- und Tonschiefergesteine von den Werfener Schiefen bis zum Paleozän aus der Wiener Umgebung (H. KÜPPER, 1968, S. 28 f.). Aus dem Bundesland Salzburg hat A. KIESLINGER (1964) die Daten über den Chemismus der nutzbaren Gesteine zusammengetragen. Ferner liegen nähere Untersuchungen über den Chemismus des Hauptdolomites vor (P. BITTERLI, 1962, S. 410; O. GANSS, 1954, S. 47; H. WIESENER, 1968, S. 435; O. MARESCH, 1970). Eingehend und vorbildlich wurde der Hallstätter Kalk von J. RIECHE (1971, S. 85–130) geochemisch analysiert. RIECHE hat hierbei den Mineralbestand im säureunlöslichen Rückstand, auf Stylolith-Bestegen, auf Krusten und in Flaserungszonen untersucht, wobei besonders auch das Tonmineral-Phasenverhältnis fixiert wurde; ferner gelangte durch diesen Autor mit weiteren Methoden der Elementbestand des Hallstätter Kalkes einschließlich der Spurenelemente zur Untersuchung und anschließenden Deutung.

Daten über jurassische und jüngere Gesteine finden sich z. B. bei P. BITTERLI (1962, S. 411 ff.), V. JACOBSHAGEN (1965, S. 42), A. HALLAM (1967, S. 202), D. HELMCKE (1969, S. 86, 118 f.) und K. GERMANN (1973, S. 134). In der letztgenannten Arbeit wird auch über das Eisen-Mangan-Verhältnis im Juraradiolarit und über Spurenelemente im Aptychenkalk berichtet.

Auf die in stratigraphischer Hinsicht nicht uninteressante Frage von syngenetischen Vererzungen kalkalpiner Gesteine wird jeweils bei Besprechung der betroffenen Schichtglieder eingegangen – so etwa auf die Vererzung des Buntsandsteins durch Hämatit bis Fahlerz und Pechblende, auf die sideritische Vererzung der Werfener Schiefer, die Fluorit-Imprägnation in der Mitteltrias ab Gutensteiner Kalk, das heute im Detail studierte Auftreten von Buntmetallen im Oberen Wettersteinkalk und

die pyritisch-limonitische Vererzung an der tiefkarnischen Grenzfläche dieses Schichtgliedes zu den Raibler Schichten, schließlich auf die einst lokal wirtschaftlich genutzten Mangan-Eisenoxyd-Vorkommen in den höherjurassischen Serien.

Ebenso finden nutzbare sedimentäre Lagerstätten von Nichterzen in der kalkalpinen Schichtfolge bei der Erörterung der einzelnen zugehörigen Schichtglieder Erwähnung, wie etwa das Steinsalz beim permischen Haselgebirge, Gips und Anhydrit ebendort und beim karnischen Niveau, die Ölschiefer der Seefelder Schichten bei der Hauptdolomitgruppe, Kohle bei den Lunzer Schichten, der Gosau und dem Tertiär, Bauxit bei Besprechung der Basis mancher Gosaubecken etc.

B. Nomenklatur und Signatur

1. Zur Frage der Schichtnamensgebung

Mit der detaillierten Erfassung der kalkalpinen Schichtfolgen in jüngster Zeit hat sich bei lokal beobachtetem Ineinanderschießen von bisher mit getrennten Schichtnamen bezeichneten, zwar altersmäßig, nicht aber lithologisch auffällig getrennten Gesteinspaketen erneut das nomenklatorische Problem eingestellt. Als Beispiel sei etwa die Schichtgruppe des Triasriffkalkes angeführt, der bei nur geringen lithologischen Unterschieden in jeder Stufe der Trias eigene Namen trägt (Steinalmkalk des Anis, Wettersteinkalk des Ladin, Tisovec-Kalk des Jul und Tuval, Dachsteinriffkalk des Nor und Rhät), wobei eine Trennung der Einzelglieder dieser Reihe in erster Linie paläontologisch und nur in untergeordnetem Maß durch lithologische Kriterien erfolgen kann. Ähnliche Beispiele sind zahlreich. Man erinnere sich nur etwa an die Rotkalke des Jura, die im Lias als Adneterkalk, im Dogger als Klauskalk, im Malm als Agathakalk (Acanthicusalk) usw. bezeichnet werden, aber oft ohne lithologische Grenze über große Teile des Jura hinweg durchlaufen. Blicken wir uns weiter um, so sehen wir schließlich, daß wir praktisch für jeden Faziesbereich jeweils einander weitgehend ähnliche Vertreter aus den verschiedenen Triasstufen bzw. mesozoischen Abteilungen namhaft machen könnten, die einmal durch sich zwischenschaltende, verzahnende, andere Sedimenttypen getrennt, in anderen Regionen aber durchlaufend übereinander entwickelt sind. Auf Grund der stratigraphischen Nomenklatur sollte man ja in all diesen Fällen (wie ja auch etwa beim Hallstätter Kalk zum Teil gehandhabt) für die gesamte lithologische Einheit einen einzigen Namen verwenden. Wir kämen auf diese Weise letztlich zu einigen wenigen Begriffen unserer Hauptfaziestypen, würden also dann etwa für die dünnschichtigen, auch wellig-flächigen, häufig Hornstein führenden Triasswellenkalke, die im Anis bis Ladin als Reiflinger Kalk, im tieferen Unterkarn als Göstlinger Kalk, im höheren Karn als Cidariskalk, im Nor bis Rhät als Pötschen- bzw. als Pedatakalk bezeichnet werden, nur einen einzigen Schichtnamen verwenden können (wie ja jüngst in der Zlambachfazies versucht). Auf Grund der stratigraphischen Nomenklaturregeln könnten demnach in den erwähnten und in zahlreichen weiteren Fällen für diese lithofaziellen Einheiten neue Sammelbegriffe geschaffen werden, die bisherigen Teilbezeichnungen müßten fallen. Die Kartierung würde sich natürlich bei einer solchen Vorgangsweise

wesentlich einfacher, allerdings auch unbrauchbarer gestalten, wenn etwa in unseren Beispielen jeweils nur ein Triasriffkalk bzw. ein Jura-Rotkalk erfaßt und unter einem dafür neu geschaffenen stratigraphischen Namen registriert werden würde. Dieses Vorgehen würde einen gewaltigen Rückschritt in bezug auf die ja anzustrebende feinere Gliederung bedeuten, würde für ein derart komplexes System wie die Nordkalkalpen bedeutende Nachteile mit sich bringen. Hier muß daher, wie es die führenden alpinen Stratigraphen auch bisher mit Recht handhaben, auch der Biofazies (und dem paläontologischen Inhalt) Rechnung getragen werden. So bietet sich als Lösung an, die bisherigen Schichtnamen, die ja in erster Linie ohnedies meist lithofaziell begründet sind, beizubehalten. In solchen Fällen, wo lithologisch einander gleichende, aber mit eigenen Namen bezeichnete Schichtgruppen weithin getrennt entwickelt sind und nur in manchen Regionen miteinander verfließen, wird man den biofaziellen und paläontologischen Inhalt mit zur Trennung heranziehen, die bisherige Bezeichnung also in diesen Fällen auch altersmäßig eingrenzen (was keinesfalls gerade an Stufengrenzen bewerkstelligt werden muß, sondern an vielfach weithin verfolgbaren und nur lokal aussetzenden zwischengeschalteten andersartigen Niveaus anknüpfen wird). Ganz in diesem Sinne spricht sich ja bereits J. PIA (1930, S. 19) in seinem für diese Frage fundamentalen Werk aus. Man kann natürlich, wenn erforderlich, auch einen allerdings nicht als stratigraphische Bezeichnung verwendbaren Sammelnamen für alle lithologisch ähnlich aussehenden Einzelglieder verwenden (Rotkalk, Tiefschwellenkalk, Riffkalk usw.). Dabei ist es durchaus wahrscheinlich, daß mit der ja erst voll einsetzenden feinstratigraphischen Untersuchung auch die lithologische Individualität der – bisher vom kartierenden Geologen zum Teil gefühlsmäßig getrennten – Einzelglieder durch Erfassung subtilerer Merkmale zutage gefördert werden wird.

Einige kurze Anmerkungen verdient ferner in diesem Zusammenhang ein in neuerer Zeit vielfach aufgetretener Übelstand: Bei Zweifel in der Zuordnung mancher Schichtglieder in das bisherige stratigraphische und nomenklatorische System ist von manchen Autoren als Ausweg Zuflucht zu provisorischen, stratigraphisch ungültigen Arbeitsbezeichnungen auch in Publikationen genommen worden. Solange dies vereinzelt und auf Grund eines ganz aus der Reihe fallenden Schichttypus geschieht, ist diese Maßnahme wohl vertretbar. Wenn aber in Mode kommt, ganze Schichtfolgen, ganze stratigraphische Säulen auf Grund einer persönlichen Unkenntnis der Schichtglieder oder der klassischen Lokalitäten oder auch zufolge anderer Ursachen mit Hilfsbezeichnungen zu versehen, dann erschwert dieses Vorgehen außerordentlich die solide stratigraphische Arbeit. Auch die gelegentlich hiebei geäußerte Rechtfertigung, ein gut eingeführter Schichtname wie Reiflingerkalk, Steinalmkalk etc. sei durch den unrichtigen Gebrauch in bestimmten Arbeiten entwertet worden, vorbelastet und daher aufzugeben, zielt vollkommen daneben. Selbstgebastelte Ersatzbezeichnungen wie Knollenkalk-Serie, Massenkalk, Bituminöser Bankdolomit, Buntdolomit, Hornsteinplattenkalk etc. – gelegentlich mit zusätzlicher Alters-Einstufung als Teil des ad hoc-Begriffes, die sich oft bereits kurze Zeit später als ungenau oder unrichtig erweist, oder Bezeichnungen wie „Typ A bis E (mit weiteren Zusätzen) der Anisischen Riff-Knollenkalk-Serie“ usw. für wohlbekannte Schichtglieder wie Gutensteiner, Steinalm-, Annaberger, Reiflinger Kalk etc. – sind in vielen Fällen trotz beigefügten, zum Teil mikrofaziell unterbauten Beschreibungen nicht mehr eindeutig in das korrelierende stratigraphische System ein-

zubauen. Man erfährt in solchen Fällen erst durch Prüfung im Gelände, um welche Schichtglieder es sich handelt.

Zur Vermeidung einer babylonischen Verwirrung durch die Entwicklung stets neuer, auf das bisherige stratigraphische Wissensgut nicht Bezug nehmender Privatbezeichnungen muß in Hinkunft auch auf dem Gebiet der Stratigraphie wiederum sowohl den ja in der Naturwissenschaft ganz allgemein gültigen Prioritätsregeln als auch den stratigraphischen Regeln im besonderen Rechnung getragen werden.

Bezüglich der Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur seien einige Anmerkungen vorgebracht. Nach zahlreichen grundlegenden Publikationen von Einzelautoren, von denen aus neuerer Zeit etwa jene von F. van EYSINGA (1970, mit Verzeichnis der einschlägigen Publikationen über stratigraphische Nomenklatur von Einzelpersonen, Gesellschaften und Komitees) hervorgehoben werden soll, sind die wesentlichen erarbeiteten Richtlinien zu diesem Thema im „International Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Usage“ der ISSC (Hrsg. H. HEDBERG, 1972) zusammengefaßt und als grundsätzliche Richtlinien zu verwenden. Im alpinen Bereich sind aber, historisch bedingt, doch einige Zusätze oder Einschränkungen hiezu angebracht, die für den Schweizer Abschnitt bereits von H. BADOUX et al. (1973) als Empfehlungen herausgearbeitet worden sind. Auch unsere stratigraphische Nomenklatur in den Ostalpen mit ihrer langen historischen Entwicklung erfordert einige Anmerkungen zu diesem Thema. So ist etwa darauf aufmerksam zu machen, daß die strengen Regeln zur Aufstellung neuer Formationsnamen (vorgeschriebene Art der Wortbildung, Nennung des Typusprofils, Abgrenzungskriterien, Differenzialdiagnose etc.) nicht dazu führen sollen, klar umrissene, gut eingebürgerte Namen, die in der Wortbildung den neuen nomenklatorischen Regeln nicht entsprechen, einzuziehen. Analog wird ja auch in solchen Fällen in der zoologischen Nomenklatur verfahren. Man wird etwa durchaus Begriffe wie Hauptdolomit, Plattenkalk, Pedataschichten etc. weiterhin gelten lassen und wird bei Neubearbeitung des entsprechenden Schichtgliedes die hiezu fehlenden erforderlichen Bestimmungsstücke (Typusprofil usw.) ergänzend, emendierend, beibringen. Hingegen sollen weniger gebräuchliche, nicht den Regeln entsprechende Ausdrücke durch korrekte Wortbildungen ersetzt werden. Besteht für ein und denselben Begriffsinhalt ein den Anforderungen entsprechender Begriff neben dem ebenfalls gebräuchlichen unkorrekten, so wird man ersteren vorziehen, auch wenn gelegentlich nicht die Priorität gegeben ist (z. B. Reingrabener Schiefer statt Halobien-schiefer, Agathakalk statt Acanthickalk, Ammergauer Schichten statt Aptychenschichten etc.).

Ferner soll noch zur Schreibweise der stratigraphischen Namen Stellung genommen werden, da die alpenländische und damit süddeutsche Wortbildung von jener der norddeutschen abweicht: Die Stärke der deutschen Sprache liegt darin, daß sie im zusammengesetzten Wort Begriffe bilden kann, deren Eigenständigkeit bei getrennter Schreibweise der Bestandteile nicht in dieser Form zum Ausdruck kommt. Im alpin-süddeutschen Bereich besteht dementsprechend der Trend zur Zusammenschreibung stratigraphischer Namen (vgl. Strat. Lexikon, Autriche, O. KÜHN, 1962), im norddeut-

Abb. 4: Beispiel zur Veranschaulichung der Prinzipien der Signaturnormung.

1. Auf natürlicher Basis abgeleitete Symbole zur leichten Lesbarkeit:

z.B.:

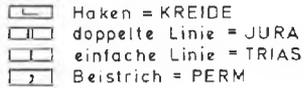


2. Lithologische Normung nach vorhandenen Symbolen:

z.B.: Kalk, Dolomit, usw.

3. Altersprinzipien:

a) Formation:



b) Untergliederung der Formation durch Richtungs-betonung der Zeichen:

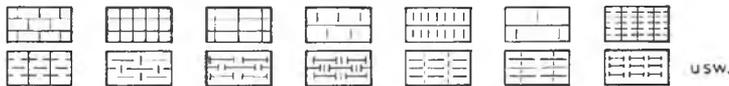
GESTEIN	ALTER	UNTER-	MITTEL-	OBER-	GESTEIN	ALTER	UNTER-	MITTEL-	OBER-
Kalk					Sandstein				
Dolomit					Riffkalk				
Mergel, Ton					Riffdolomit				
Kiesel					Rauhwanne				
Brekzie					Salinar				
Konglomerat					usw.				

4. Einfachheit der Signatur:

besagt z.B.: wellig-schichtiger (Schichtungssymbol) Kalk (senkrechter Strich) der oberen (Spitzen hinauf zeigend) Trias (einfache Linienführung) = Potschenkalk.

besagt z.B.: ungeschichteter (keine Schichtungslinien) Riffkalk (intern. Symbol: liegendes c) des oberen (konvex hinauf weisend) Jura (doppelte Linienführung) = Plassenkalk.

5. Erweiterbarkeit: Zahlreiche Symbole stehen für lithologisch und altersmäßig ähnliche Schichtglieder zur Auswahl zur Verfügung z.B.: Mitteltriaskalk, ebenflächiger Typ (einfache Linien = Trias, nicht richtungsweisend = mittlere Trias):

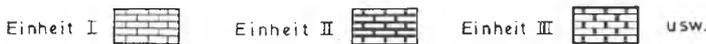


z.B.: Liasbrekzie (Verdopplung = Jura, Brekziendreieck, Spitze gegen unten = unterer Jura):



6. Unterscheidung der verschiedenen tektonischen Einheiten an Hand der gleichen Signatur durch verschiedene Helligkeit:

z.B.: Gutensteinerkalk:



sehen Raum hingegen hat sich gerade die Tendenz zur Getrenntschreibung oder Bindestrich-Koppelung zur besseren Lesbarkeit eingebürgert. Will man möglichst beiden Prinzipien gerecht werden und zugleich zu einer einheitlichen Schreibweise der stratigraphischen Begriffe gelangen, so sollte man – wie im folgenden vorgenommen – jene Gruppe der Formationsnamen bzw. Faziesnamen, deren Lokalitätsbezeichnung eigenschaftswörtlich gebraucht auf -er endet, getrennt schreiben (z. B.: Hallstätter Dolomit, Kalksburger Schichten – nicht allerdings jene zusammengesetzten Begriffe, bei denen der erste Bestandteil bereits primär auf -er endet wie Ötscherfazies, Reitmauerkalk), während alle übrigen Schichtnamen als Begriffe verbunden geschrieben werden (z. B.: Steinalmkalk, Oberseebrekzie, Drossaschichten).

2. Zur Normung der Symbole und Signaturen der kalkalpinen Schichtglieder

a) Symbole kalkalpiner Schichtglieder

Bereits im ersten Band der Kalkalpenmonographie, der die tektonischen Bauformen behandelt, wurde zur Normung der Schichtglieder auf S. 3 ein Abkürzungsschema, analog jenem in der „Ostalpensynthese“ vom Verfasser 1963 a, Taf. 6(–10), einheitlich angewendeter Bezeichnungsprinzipien verwendet. Da im vorliegenden Band nun durchgehend eine straffere Fassung der Schichtnamen vorgenommen wird und dadurch wesentlich mehr differente Schichtglieder nominiert werden, ergibt sich die Notwendigkeit einer präzisen Methodik in der symbolhaften Kurzbezeichnung der Schichtglieder, um bei der großen Zahl an Namen eine aus dem Symbol heraus direkt ablesbare und daher leicht verständliche Art der Abkürzung zu gewährleisten. Daher ist auch ein Hinausgehen über die Skala der Schichtgliedersymbole, wie sie auf der geologischen Spezialkarte von Österreich verwendet wird, notwendig. Hierbei wird nach den im folgenden angegebenen Prinzipien vorgegangen.

1. Als erster Buchstabe (bzw. als erste Buchstabengruppe) wird das Symbol jener Stufe gesetzt, in die der Schwerpunkt des Formationsbegriffes zu liegen kommt (Beispiel: tl – Karn). An zweiter Stelle wird die Abkürzung für die lithologische Entwicklung angeführt, wenn damit das Schichtglied bereits genügend charakterisiert ist (Beispiel: tls – Lunzer Sandstein).

2. Ist dies nicht der Fall, so werden an Stelle der lithologischen Entwicklung ein oder zwei dem Schichtnamen selbst entlehnte markante Buchstaben an zweiter Stelle beigesetzt (Beispiel: tlo – Opponitzer Schichten). Soll noch die Lithologie innerhalb einer solchen Schichtgruppe näher gekennzeichnet werden, so sind zuletzt noch die lithologischen Symbole anzureihen (Beispiel: tlok – Opponitzer Kalk; tlod – Opponitzer Dolomit; tloy – Opponitzer Gips). Der Vorteil einer derartigen, bei einheitlichem Gebrauch ohne Signaturschlüssel lesbaren Schichtbezeichnung liegt besonders bei der Karten- und Profildarstellung auf der Hand. Daher wird in der Folge hier eine Reihe solcher Abkürzungen in Vorschlag gebracht.

Abb. 5 a: Genormte Symbole und Signaturen für die kalkalpinen Schichtglieder.

KREIDE

-  krz Zwiesselalmschichten
-  krn Nierentaler Schichten
-  kr Gosau
-  krk- Gosauriffkalk
-  krk Gosaukalk
-  krm Gosaumergel
-  krs Gosausandstein
-  krc Gosaukonglomerat
-  krb Gosaubrekzie
-  ki Itruvien-schichten
-  kl Losensteiner Schichten
-  kt Tannheimer Schichten
-  kns Roßfeldschichten
-  kn Schrambachschichten

MALM

-  ice Steinmühlkalk
(Malmcephalopodenkalk)
-  imk Mühlbergkalk
-  iha Haselbergkalk
("Diphyakalk")
-  ite Tegernseer Kalk
-  iag Agathakalk
-  iro Rotensteinkalk
-  ip Plassenkalk
-  il Lärchbergschichten
-  itr Tressensteinkalk
-  iba Barmsteinkalk
-  io Oberalmer Schichten
-  ia Ammergauer Schichten
-  iac Hinterrißschichten
-  ih Ruhpoldinger Radiolarit
-  ita Tauglbodenschichten
-  irb Rofanbrekzie

DOGGER

-  idr Reitmauerkalk
(Bositrakalk)
-  idk Klauskalk

DOGGER-Fortsetzung

-  idv Vilser Kalk
-  idb Doggerbrekzie
-  idh Chiemgauer Schichten
(Dogger-Kieselschiefer)
-  idw Waidhofener Schichten
(Bositraschiefer)

LIAS

-  lf Allgäuschichten
-  lsa Sachranger Schiefer
-  lka Kalksburger Schichten
-  lkk Kirchsteinkalk
(Liaskieselkalk)
-  lsb Scheibenbergkalk
(Liashornsteinknollenk.)
-  la Adneter Kalk
-  le Enzesfelder Kalk
-  lce Liascephalopodenkalk
-  lh Hierlatzkalk
-  lbr Liasbrachiopodenkalk
-  lho Hochfellnkalk
-  lb Liasbrekzie
-  lc Liaskonglomerate

RHÄT

-  trk Oberrhätkalk
-  trst Starhembergkalk
-  trp Puchenstubener Schichten
-  trs Schattwalder Schichten
-  tr Kössener Schichten
-  trz Zlambachschichten

NOR (-RHÄT)

-  th Hallstätter Kalk (tiefer reichend)
-  thd Hallstätter Dolomit (=n)
-  thp Pedataschichten
-  thpk Pedatakalk
-  thpd Pedata dolomit
-  thö Pötschenkalk
-  tha Aflenzer Kalk
-  tkh Wandkalk

NOR (-RHÄT)-Fortsetzung

	tk- Dachsteinriffkalk
	tk Dachsteinkalk
	tdk Plattenkalk
	tdt Tierbergkalk
	tdrh Ybbsitzer Rauhwacke
	tdS Keuperschiefer
	tdse Seefeldler Schichten
	td Hauptdolomit, Dachsteindolomit

KARN

	tlrm Mürztaler Schichten (KARN-NOR)
	tl Nordalpine Raibler Schichten
	tlit Tisovec-Kalk
	tlrh Karnische Rauhwacke
	tly Karnischer Gips-Anhydrit
	tld Karnischer Dolomit
	tlk Karnischer Kalk
	tlca Carditaschichten
	tlci Cidariskalk
	tlo Opponitzer Schichten
	tloy Opponitzer Gips-Anhydrit
	tlroh Opponitzer Rauhwacke
	tlod Opponitzer Dolomit
	tlak Opponitzer Kalk
	tlls Lunzer Sandstein
	tllS Reingrabener Schiefer
	tlla Aonschichten

LADIN-CORDEVOL

	twa Arlbergsschichten
	twak Arlbergkalk
	twad Arlbergdolomit
	twp Partnachschichten
	twpk Partnachkalk
	twpd Partnachdolomit
	twm Partnachmergel
	twr Raminger Kalk
	twd Wettersteindolomit, Ramsaudolomit
	twk Wettersteinkalk

ANIS (-CORDEVOL)

	tm Alpiner Muschelkalk
	tmm Maierckmergel
	tmh Schreyeralmkalk
	tmrd Reiflinger Dolomit
	tmr Reiflinger Kalk, Göstlinger Kalk
	tmwd Steinalm- Wettersteindolomit
	tmw Steinalm- Wettersteinkalk
	tmstd Steinalmdolomit
	tmst Steinalmkalk
	tma Annaberger Schichten
	tmak Annaberger Kalk
	tmad Annaberger Dolomit
	tmd Anisischer Dolomit
	tmg Gutensteiner Schichten
	tmgd Gutensteiner Dolomit
	tmgk Gutensteiner Kalk
	tmS Gutensteiner Basisschichten
	tmrh Reichenhaller Schichten (~Rauhwacke, Drossa- schichten)

SKYTH

	t- Werfener Kalk
	t Werfener Schiefer
	tq Werfener Quarzit
	ts Buntsandstein

PERM

	pbe Bellerophonschichten
	py Haselgebirge
	pp Prebichlschichten
	pg Grödener Sandstein
	pmi Mitterberger Schichten
	pf Fellersbachschichten
	ph Hochfilzener Schichten
	pv Alpiner Verrucano

Als zeitliche Überbegriffe für die Schwerpunkte der Alterseinstufung können folgende Symbole verwendet werden:

p = Perm	l = Lias
t = Skyth	id = Dogger
tm = Anis	i = Malm
tw = Ladin und Cordevol	k = Kreide
tl = Jul und Tuval	kn = Neokom
td, tk, th = Nor bzw. Obertrias i. a.	kr = Gosau
tr = Rhät	

Als lithologische Symbole können dienen:

k = Kalk	s = Sandstein
d = Dolomit	h = Hornstein, Radiolarit
rh = Rauhwanke	b = Brekzie
m = Mergel	c = Konglomerat
S = Schiefer, Tonschiefer	y = Gips, Anhydrit

Einen eingehenden Überblick über die symbolhafte Kurzdarstellung der kalkalpinen Schichtglieder unter Berücksichtigung der angeführten Prinzipien gibt Abb. 5 a-b.

b) Signaturnormung kalkalpiner Schichtglieder

Zweck der Normung: In Schichtsäulen, Profilen und auf geologischen Karten, die die Kalkalpen betreffen, werden in der mengenmäßig ja im Vordergrund stehenden Schwarz-Weiß-Darstellung in verschiedenen Arbeiten noch durchaus verschiedenartige Signaturen für die permo-mesozoischen Gesteinstypen dieses Gebirgssystems verwendet. Es muß daher in jedem dieser Fälle zur Lesbarkeit ein eigener Signaturschlüssel beigefügt werden, dessen Studium erst das Lesen der Abbildungen ermöglicht. Während nun in zahlreichen Arbeiten von verschiedenen Autoren der Versuch unternommen worden ist, zu einer einheitlichen lithologischen Schwarz-Weiß-Signatur zu gelangen, und hiezu durchaus brauchbare Vorschläge vorliegen, tritt die große Schwierigkeit bei der Erstellung einer generell anwendbaren, leicht lesbaren und rasch verständlichen einheitlichen Signatur für sämtliche Gesteinstypen der Kalkalpen sogleich dann hervor, wenn außer der Lithologie auch das Alter der Schichtglieder in der Signatur in einprägsamer Form zum Ausdruck kommen soll, ohne daß das Bild mit Zeichen überladen wird. Es ist deshalb in dieser Richtung in der bisherigen Literatur noch kein Hinweis zu einer Lösung des Problems zu finden.

Ein erster Versuch zur Normung sämtlicher mesozoischer Schichtglieder der gesamten Ostalpen ist vom Verfasser bei Erstellung der Schichtsäulenprofile auf den Fazies tafeln zur „Ostalpensynthese“ (1963 a, Taf. 6-10) unternommen worden. Da nun der Schichtbestand der Kalkalpen neu durchgearbeitet worden ist, lohnt es sich, nochmals eine derartige Normung zu überdenken. Im folgenden soll demnach der Vorschlag für eine einheitliche Schwarz-Weiß-Signatur für die Schichtglieder des (kalk-)alpines Mesozoikums vorgelegt werden, in dem sowohl Lithologie als auch Alter Berücksichtigung finden. Bei Einbürgerung wären Profile und Karten um ein Wesentliches leichter

Abb. 5 b: Genormte Symbole und Signaturen für die kalkalpinen Schichtglieder.

lesbar, weil das jeweilige neue Einstellen auf eine spezielle Zeichengebung auf jeder einzelnen Darstellung wegfallen würde.

Prinzipien der Normung: Folgende Prinzipien müssen bei einem derartigen Unterfangen berücksichtigt werden:

1. Jede Zeichengebung soll auf natürlicher Basis erfolgen. Aus für sich selbst sprechenden, wenn möglich dem natürlichen Bild entlehnten einfachen Zeichen sollen die zusammengesetzten Zeichen abgeleitet werden, so daß sie im Idealfall vom Betrachter ohne jegliche Erklärung verstanden werden können (Beispiel: Darstellung von Konglomeraten durch Ringsignatur, von Brekzien durch eckige Brockensignatur etc.). Spezielle lithologische Eigenarten sind auf diese Weise direkt aus der Signatur abzulesen (Beispiel: enge Schichtung durch enge Linierung, weite Schichtung durch weiten Linienabstand, wellige Schichtung durch Wellenlinien, schlechte Schichtung durch unterbrochene Linierung, fehlende Schichtung durch Zeichengebung ohne durchlaufende Linienführung etc.) – vgl. Abb. 4–5.

2. Die vorhandenen lithologischen, gut eingebürgerten Zeichen sollen bevorzugt verwendet werden (Beispiel: vertikaler Strich = Kalk, Schrägstrich = Dolomit etc.) – vgl. Abb. 4.

3. Als Altersprinzipien werden gewählt: Perm – Beistrichsetzung als Symbol für die Dominanz des detritischen Materials, Trias – einfache Linienführung, Jura – doppelte Linienführung, Kreide – Anhängestrich. Die Unterabteilungen Unter-, Mittel- und Oberteil für jede Formation werden durch Richtungsbetonung der Zeichen gegen unten, neutral oder gegen oben dargestellt. Will man noch eine weitere Differenzierung innerhalb dieser Unterabteilung in tieferen, mittleren und höheren Anteil einer dieser Untergruppen vornehmen, so könnte man etwa in der angegebenen Reihenfolge verbundene, getrennte und durch Punkte getrennte Zeichen verwenden bzw. bei einer Untergliederung nur in tieferen und höheren Anteil verbundene oder getrennte Zeichen einsetzen, oder man kann durch Zusatzzeichen diese feinere Untergliederung angeben – vgl. Abb. 4.

4. Die Zeichengebung muß einfach bleiben, um nicht durch Überlastung schlecht lesbar zu werden und außerdem noch auf kleinen Feldern bei geologischen Karten untergebracht werden zu können.

5. Das System muß ein offenes System bleiben, in dem für weitere neu geschaffene Schichtglieder neue Zeichen auf der gleichen Basis entwickelt werden können. Dies ist weitgehend in dem hier vorgeschlagenen System der Fall. Man vergleiche etwa die verschiedenen Möglichkeiten der Darstellung von Mitteltriaskalken etc. – vgl. Abb. 4.

6. Zur Unterscheidung der einzelnen tektonischen, faziellen oder ähnlichen Einheiten auf geologischen Schwarz-Weiß-Karten können Helligkeitsunterschiede verwendet werden, indem die gleichen Signaturen in den verschiedenen Einheiten enger oder weiter gesetzt werden, bzw. die Zeichen mit dickeren oder dünneren Linien gezeichnet werden.

II. DAS PERM

A. Allgemeine Anmerkungen

Bedeutung: Den permischen Ablagerungen kommt im Gesteinsbestand der Nördlichen Kalkalpen wesentlich größere Bedeutung zu, als früher vermutet. Noch E. SPENGLER (1951 a, S. 304) hatte alle permischen Schichtglieder der Kalkalpen ins Skyth eingereiht. Bis in die jüngste Zeit war das permische Alter des Haselgebirges umstritten geblieben, war im Westen der Kalkalpen die Zugehörigkeit der bunten basalen Phyllite zum Alpenen Verrucano noch nicht ins Auge gefaßt und waren auch etwa die Mitterberger und Fellersbach-Schichten bei Mitterberg im Salzburgischen lange nicht in das Perm gestellt worden. Die Gliederung und Einstufung des kalkalpinen Perm war und ist deshalb mit solchen Schwierigkeiten verbunden, da entweder detritische kontinentale oder aber hypersaline Bildungen aus dieser ariden Klimapocche erhalten sind, die weithin fossilifer sind – von der Sporenführung abgesehen. Hinzu kommt bezüglich des Haselgebirges die arge tektonische Verschuppung mit anderen Serien an der Basis der kalkalpinen Decken, die lange Zeit sogar die Erfassung des normalen Verhältnisses zu den Werfener Schieferen erschwert hat.

Hauptgesteinstypen: Man kann im Bereich der Kalkalpen drei Haupttypen permischer Gesteinskomplexe unterscheiden: 1. die grob- bis feindetritischen kontinentalen Ablagerungen vom Typus des Alpenen Verrucano, der am Südrand der westlichen Nordkalkalpen auftritt und lithologisch abgewandelte Äquivalente im Osten bis zum Typus der Prebichlschichten zur Seite hat. 2. Eine schon leicht salinar beeinflusste Ausbildung in Form der Mitterberger und Fellersbach-Schichten im Raum von Mitterberg und schließlich 3. das weit verbreitete Haselgebirge s. l., das wohl in der Hallstätter Zone die größte Mächtigkeit aufweist, aber darüber hinaus weit ins voralpine Gebiet vordringt.

B. Die permischen Schichtglieder

1. Alpiner Verrucano

Begriffsprägung von „Alpiner Verrucano“: A. TOLLMANN, 1962 d, S. 13.

Begriffsentwicklung: Der in den Ostalpen alteingebürgerte Name „Verrucano“ für grob- bis feinklastische kontinentale Serien permischen Alters in den Zentralalpen und in den westlichen Nordkalkalpen darf heute auf Grund der Erkenntnis des obertriadischen Alters des Verrucano an der Typlokalität des Mt. Verruca in den Pisaner Bergen (F. HUENE, 1940, S. 185) in Italien nicht mehr für die lithologisch ähnliche, in den Ostalpen aber wesentlich ältere Serie angewendet werden, wie in letzter

Zeit von vielen Bearbeitern zu Recht betont worden ist. Es wurde daher vom Autor 1962 (Lex. strat., S. 13) für diese alpinen permischen detritischen Serien die Bezeichnung „Alpiner Verrucano“ eingeführt, um einerseits den gut eingebürgerten Namen mitzuverwenden, andererseits eine Unterscheidung vom triadischen Verrucano durchzuführen. Die Bezeichnung ist entgegen der ursprünglichen Mitteilung nicht mit „Verrucano Alpino“ B. ACCORDI (1956, S. 134 f.) ident, da letztgenannter Name ein jüngeres, einzuziehendes Synonym zum Begriff „Waidbrucker Konglomerat“ O. KÜHN (1951, S. 246) darstellt, worunter ja nur ein eng begrenzter, unterer, präporphyrischer detritischer Komplex verstanden worden war – vgl. hierzu A. TOLLMANN (1972 c, S. 84 f.). In dieser revidierten Form ist der Begriff „Alpiner Verrucano“ für die grob- bis feindetritischen, nicht oder schlecht geschichteten, kontinentalen, an der Basis des alpidischen Sedimentationszyklus gebildeten Serien anwendbar, die häufig Einschaltungen von sauren Vulkaniten oder deren detritischen Produkten enthält und altersmäßig auf das dort sonst keine andersartigen Serien (!) umfassende Perm beschränkt ist (vgl. R. DÖSSEGER & R. TRÜMPY, 1972, S. 183 f.).

Lithologische Entwicklung: Diesem altbekannten Begriffsinhalt gehören an der Südbasis der westlichen Kalkalpen in Tirol und Vorarlberg ausgedehnte und mächtige klastische Serien an. Diese Serien umfassen dort nach W. HAMMER (1920, S. 78 ff.), O. AMPFERER (1932, S. 53 f.), R. HUCKRIEDE (1959, S. 411 ff.), R. FELLERER (1966, S. 836 ff.), J. WESTRUP (1970, S. 17 f.) u. a. neben den Grobklastika wie Brekzien und Konglomeraten vor allem Sandsteine, Arkosesandsteine bzw. Quarzite und die ebenfalls leicht metamorphen Tonschiefer in Form von bunten Schiefen und hellen Serizitphylliten. Die damit verbundenen Quarzkonglomerate führen außer Quarz, Quarzit, Phyllit usw. auch Quarzporphyre als Komponenten (J. WESTRUP, 1970, S. 17). Aus dem lithologischen Vergleich mit den übrigen Serien des Alpiner Verrucano wurden von A. TOLLMANN (1972 c, S. 88) auch die allgemein für älter gehaltenen problematischen „Bunten Phyllite“ AMPFERERS (1932, S. 54) bzw. „Silbernen Phyllite“ R. FELLERERS (1966, S. 836) zur Gänze dem Alpiner Verrucano zugeordnet.

Mächtigkeit und Verbreitung: Die tektonisch stark gestörten Serien besitzen wohl einige hundert Meter primärer Mächtigkeit. Eine genaue altersmäßige Fixierung dieses Alpiner Verrucano ist derzeit nicht möglich, es kann das gesamte Perm darin enthalten sein. Vom auflagernden Buntsandstein, einer gut geschichteten aquatischen Bildung, unterscheidet der lithologische Charakter. Die Verbreitung in der geschilderten Form ist auf den Kalkalpen-Südrand in Vorarlberg und im westlichen Teil Tirols beschränkt, gegen Osten wird er durch die lithologisch unterschiedene Hochfilzener Serie abgelöst.

2. Hochfilzener Schichten

Begriffsprägung: nov. nom.

Definition und Differentialdiagnose: Klastische Flachwasserbildung des höheren Jungpaläozoikums, wahrscheinlich des gesamten Perm, die sich aus einem tieferen Basalbrekzienkomplex (Hochfilzener Basalbrekzie) und einem durch Übergang verbundenen höheren Anteil aus einer Tonschiefer-Sandsteinserie mit gelegentlicher Einschaltung von Quarzkonglomeraten (Hochfilzener Hangendserie) zusammen-

setzt. Die Hochfilzener Schichten ruhen über dem gefalteten älteren Paläozoikum diskordant auf und werden vom skythischen Buntsandstein konkordant überlagert.

Die Hochfilzener Schichten unterscheiden sich von den etwa zeitgleichen wohl kontinentalen Bildungen des Alpenen Verrucano weiter im Westen durch ihren Charakter als Flachwasserablagerung, der sie ebenso von der etwa zeitgleichen Schichtgruppe der Fellersbachschichten-Mitterberger Schichten weiter im Osten, die sedimentologische Merkmale einer Beckenentwicklung zeigen, trennt.

Verbreitung: Im Ostteil des Tiroler Kalkalpen-Südrandes, vom Raum Schwaz im Westen bis in den Abschnitt Hochfilzen im Osten, liegt das kalkalpine Mesozoikum mit einer vielfach aus vier lithologischen Komplexen bestehenden, detritischen, wohl permischen Basalserie der Grauwackenzone auf. Die Basalserie konnte in neuerer Zeit trotz Mangels an Fossilien aufgegliedert und in vergleichender Betrachtung eingestuft werden. Das Typusprofil ist dem Abschnitt Schwaz-Hochfilzen zu entnehmen.

Gliederung, Lithologie und altersmäßige Zuordnung: Die Serie gliedert sich in gut entwickelten Profilen in folgende vier Hauptelemente: Basalbrekzie, Rote Tonschieferzone, Quarzkonglomeratgruppe und Sandsteinserie. Hiezu läßt sich im einzelnen folgendes vermerken. 1. Die null bis etliche Zehnermeter mächtige Basalbrekzie führt in ihren 2–20 cm großen Komponenten alle Gesteine der unterlagernden Grauwackenzone aufgearbeitet. Sie ist früher (H. PIRKL, 1961, S. 15 f.: Schwazer Raum) als basaler, skythisch gedachter Transgressionshorizont gedeutet worden, war durch H. BARNICK (1962, S. 296 ff.) auf Grund ihrer im Schwermineralspektrum turmalinfreien Ausbildung von der turmalinreichen höheren Abteilung des Permoskyth scharf getrennt worden und wird heute durch H. MOSTLER (1972 a, S. 156) nicht mehr als Transgressionsbildung, sondern als Lokalschuttansammlung im präpermischen Relief, besonders in den höheren Abschnitten, auch unter Beteiligung aquatischer Ablagerungen, angesehen, und zufolge des Auftretens im Liegenden des permischen sauren Vulkanismus und anderer Merkmale in das Unterrotliegende eingestuft (vgl. Abb. 6). 2. Die roten Tonschiefer darüber gehören ebenfalls noch ins Liegende des Quarzporphyr-Vulkanismus. Sie enthalten geringe Sandsteinlagen, führen charakteristische Magnesitkongkretionen und weisen nach dem gleichen Autor durch ihre Ostracodenfauna, durch Lebensspuren, durch Karbonatlagen etc. auf eine Bildung im schwach salinaren Flachwasser hin. 3. Der nächsthöhere Komplex, die an Quarzgeröllen reichen und Quarzporphyr bereits als Gerölle enthaltenden polymikten Konglomerate werden als Bildung nach der saalischen Phase (Oberrotliegend) aufgefaßt, während die darüber (4.) folgenden Sandsteine und sandigen Tonschiefer wohl noch dem Zechstein zuzurechnen sein werden.

Übergangstypen: J.-M. SCHRAMM (1973, S. 283, Abb. 2) hat jüngst den Übergangsbereich zwischen den Seichtwasserbildungen der Hochfilzener Schichten und der Beckenfazies des feinklastischen Perm im Mitterberger Raum im Abschnitt östlich von Saalfelden beschrieben, der übrigens im gleichen Raum liegt, wo sich im Skyth der Umschwung von der Buntsandstein-Entwicklung des Westens zur Werfener Schiefer-Fazies des Ostens vollzogen hat. Der Gehalt der Hochfilzener Basalbrekzie an Magnesitbrocken als Komponenten ist dort für die jüngst viel diskutierte Frage einer voralpidischen Vererzung der Grauwackenzone von Bedeutung.

3. Fellersbachschichten und Mitterberger Schichten

Begriffsprägung: Fellersbachschichten Th. OHNESORGE teste W. HEISSEL, 1968, S. 230. – Mitterberger Schichten A. TOLLMANN, 1969 c, S. 140.

Stellung: Die Fellersbachschichten („Violette Serie“) im Liegenden und die Mitterberger Schichten (wie die grünen Schichten von Mitterberg, die ursprünglich als „Grüne Werfener Schichten“ von W. HEISSEL, 1954, S. 338, erwähnt worden waren, bei

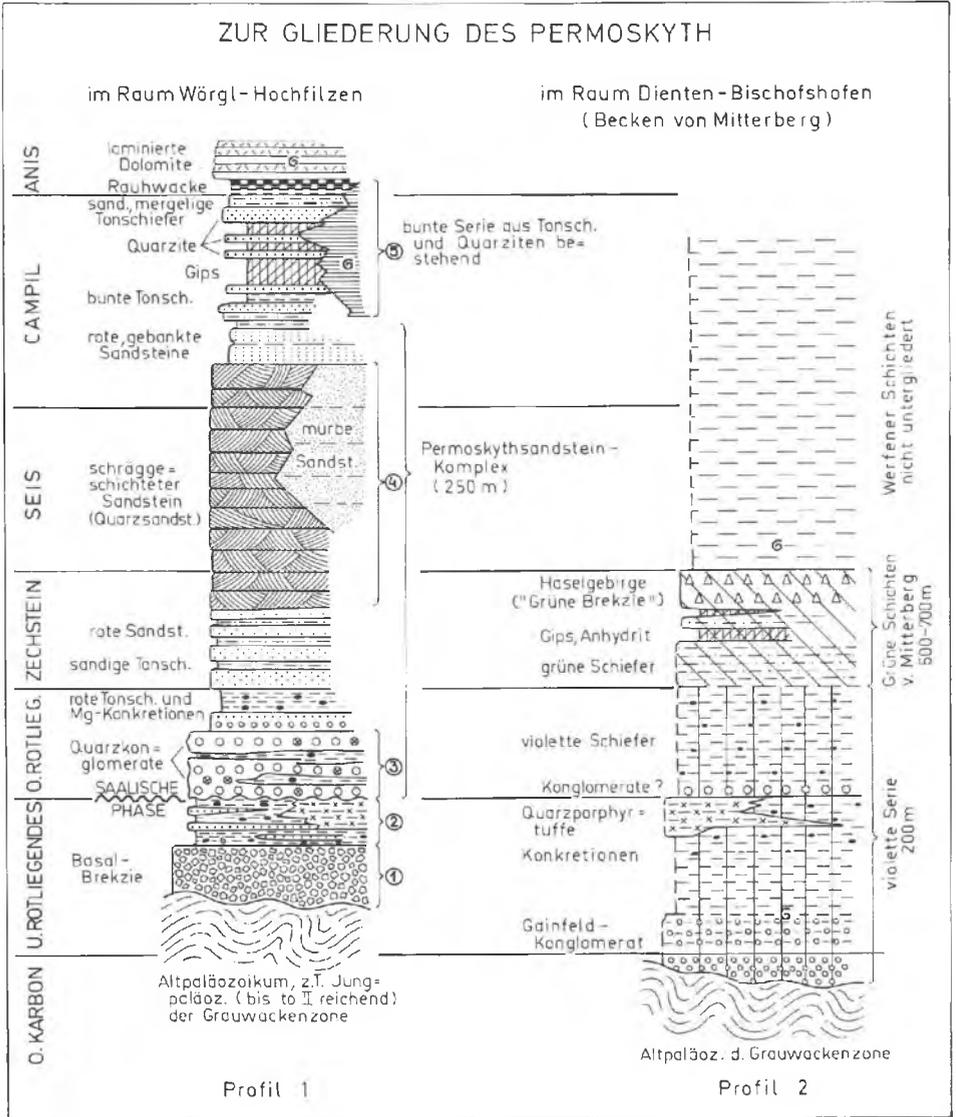


Abb. 6: Die Gliederung des Permoskyth zwischen Wörgl und Hochfilzen nach H. MOSTLER, 1972 a, S. 153, Abb. 1.

A. TOLLMANN, 1969 c, S. 140, bezeichnet worden sind) im Hangenden bilden zusammen die Basis der mesozoischen kalkalpinen Südrand-Schichtfolge im Raum Dienten-Mitterberg-Bischofshofen und repräsentieren nach bisheriger Erfahrung das Perm dieses Abschnittes. Es handelt sich dabei um eine Serie, die gleichsam zwischen Alpinem Verrucano und Haselgebirge vermittelt.

Lithologie und Alter: Im Mitterberger Gebiet folgt über den gefalteten altpaläozoischen Schichten der Grauwackenzone transgressiv auflagernd das oberkarbone Gainfeldkonglomerat und darüber zunächst eine 200 m mächtige violette Serie (**Fellersbachschichten**) aus rötlichen bis violetten Quarziten bis Konglomeraten und violetten sandigen Schiefeln (G. GABL, 1964, S. 8; J. BERNHARD, 1965, S. 9, Abb. 3), in denen Dolomit- und Magnesit-Knollen (Konkretionen) einen Hinweis auf leicht saline Fazies geben. Zahlreiche neue Beobachtungen über die lithologische Entwicklung der „violetten Serie“ hat jüngst F. PAUSWEG (1973, S. 143 ff.) mitgeteilt: So z. B. die leichte Gradierung mancher Quarzite, verästelte Grabgänge und Fraßgang-ähnliche Lebensspuren im Quarzit, was zusammen mit weiteren Merkmalen einen leichten flyschoiden Einschlag im Sediment erkennen läßt. An kohlige Substanz in dunklen Schieferlagen innerhalb der Fellersbachschichten ist ein nicht unbedeutender Urangehalt gebunden. Gymnospermen-Holzreste in dieser Serie (G. GABL, 1964, S. 9) geben paläozoisches Alter an. Die innerhalb der Fellersbachschichten eingeschalteten Quarzporphyrtuff-Spuren liefern einen Hinweis auf die Einstufung der Serie in das Rotliegende (H. MOSTLER, 1972, S. 158) – vgl. Abb. 6 (F. PAUSWEG, 1973, S. 138, hält hingegen ein karbonisches Alter für wahrscheinlicher).

Durch Übergang mit dieser Serie verbunden, aber von den Werfener Schiefeln im Hangenden scharf getrennt, folgt darüber die 600 bis 700 m mächtige Abfolge der **Mitterberger Schichten**, die aus grünen und dunkelgrauen Quarziten, Geröllquarziten, Brekzien und Tonschiefern besteht. Die grüne Mitterberger Brekzie, wie man den brekziösen hangenden Komplex der Mitterberger Schichten bezeichnen könnte, ist den als Haselgebirge angesprochenen Typen von Annaberg in der Werfener Schuppenzone analog (G. GABL, 1964, S. 6). Die sedimentäre Einschaltung von zwei Anhydrit-Gips-Bänken gibt auch den Mitterberger Schichten eine saline Note und läßt demnach die „grüne Serie“ (unter Berücksichtigung des oberpermischen Alters des Haselgebirges) als Bildung des Zechsteins und nicht als Skyth oder als Paläozoikum älteren Datums betrachten.

Verbreitung: Die regionale Ausdehnung der Schichtgruppe im Salzburgischen, wo die von Dienten über Mitterberg nach Bischofshofen hinüberziehenden Mitterberger Schichten auch noch in isolierten Spänen weit im Süden in der Grauwackenzone bei Wagrein vorkommen, hat W. HEISSEL (1964, S. 339; 1968, S. 229) beschrieben. Eine vergleichbare saline Rekurrenz in Form von grünen Schiefeln mit Gips tritt übrigens im westlichen anschließenden Gebiet nochmals bei Leogang und Kitzbühel in den Hochfilzener Schichten auf (H. MOSTLER, 1968 e; 1972 a).

4. Grödener Sandstein

Begriffsprägung: F. v. RICHTHOFEN, 1860, S. 47.

Kalkalpine Vorkommen: Als kalkalpines Äquivalent des südalpinen Grödener Sandsteins können die sogenannten „Werfener Schiefer“-Einschaltungen

im Hallstätter Salzberg gelten, die ausschließlich Sporen des oberen Perm enthalten (W. KLAUS, 1972, S. 33).

5. Prebichlschichten

Begriffsprägung: R. SCHWINNER, 1929, S. 216.

Stellung: Eine den basalen Bildungen der Hochfilzener Serie in manchem analoge permische Basisbildung trifft man am Südrand der östlichen Kalkalpen wiederum an, wo die sogenannten Prebichlschichten mit stark schwankender Mächtigkeit den alpidischen Sedimentationszyklus im Liegenden der Werfener Schichten eröffnen.

Lithologie: Das reichhaltigste Profil liegt mit prächtiger primärer Diskordanz über dem Altpaläozoikum der Grauwackenzone am Polster östlich vom Prebichlpaß bei Eisenerz und läßt nach D. SOMMER (1969 a, S. 85; 1972, S. 119 ff.) eine Gliederung der Prebichlschichten vom Liegenden zum Hangenden in ein Kalkkonglomerat bzw. eine Kalkbrekzie („Basiskonglomerat“ aus lokalem Schutt der Grauwackenzone), ein Quarzkonglomerat („Prebichlkonglomerat“), rötlich-violetten Sandstein und Tonschiefer zu, wobei der Übergang in die Werfener Schichten aus diesen Tonschiefern sich allmählich vollzieht. Die Gerölle des Quarzkonglomerates bestehen beim Prebichl aus gebleichtem Hornstein. In den hangenden Sandsteinen ist im reichlich hämatithaltigen Schwermineralspektrum Turmalin nicht vertreten.

Detaillierte sedimentologische Untersuchungen der Prebichlschichten im Ostteil der Kalkalpen im Abschnitt Gollrader Bucht-Neuberg-Hirschswang durch W. BAUMGARTNER (1974) und L. WEBER (1974) haben gezeigt, daß nur der untere Abschnitt dieser Schichtgruppe eine terrestrische Bildung darstellt, während der über den tonigen und feinsandigen Partien des Mittelteiles folgende Oberabschnitt durch Rippelmarken und feinrhythmische Sandsteine als aquatische Bildung mit zurücktretender Grobschüttung gekennzeichnet ist.

Auf Grund von Illit-Untersuchungen erreicht übrigens in den Prebichlschichten dieses Raumes die alpidische Metamorphose bereits die Grünschieferfazies (W. BAUMGARTNER, 1974, S. 32). Die höhere Metamorphose hat hier gegenüber den roten, rotbraunen und grauen Farbtönen der auflagernden Werfener Schiefer grauviolette Farben in den Prebichlschichten hervorgerufen. Eine derartige Farbe ist durch einen mit der Metamorphosezunahme steigenden Einbau von TiO_2 im färbenden Hämatit bedingt.

In bezug auf die in den Prebichlschichten weit verbreitete Eisenkarbonatvererzung haben die Untersuchungen der letztgenannten Autoren im Ostabschnitt gezeigt, daß die Vererzung lagerförmig im Grenzbereich zwischen terrestrischen und aquatischen Bildungen eingeschaltet ist, und daß auf Grund zahlreicher Merkmale eine sedimentäre Vererzung abgeleitet werden kann.

Zur Frage der Erzführung ist aber aus dem Bereich um Prebichl zwischen Erzberg und Polster (Kartierungsübungen, Geol. Inst. Wien, 1973) hinzuzufügen, daß einerseits durch Eisenkarbonate vererzte paläozoische Kalke als Komponenten in den basalen Brekzien der Prebichlschichten auftreten, andererseits lokal eine alpidische ankeritische Vererzung wolkig quer in die Prebichlschichten epigenetisch emporgreift.

Alter: Auf Grund der Position im Liegenden des skythischen Werfener Schiefers bei allmählichem Übergang in der Grenzzone ist ein permisches Alter der ja fossilleeren

Prebichlschichten anzunehmen. Die von H. P. CORNELIUS (1951, S. 8 f.) zur Stützung des permischen Alters angeführten Quarzporphyrgerölle eines permischen Vulkanismus sind in neuerer Zeit nicht bestätigt worden.

Verbreitung: Die Prebichlschichten bilden mit rasch wechselnden Mächtigkeiten den basalen Transgressionshorizont des alpidischen Zyklus der Kalkalpen über den Gesteinen der Grauwackenzone im Ostteil des steirisch-niederösterreichischen Anteiles ab Wiener Becken-Rand. Über die Fortsetzung der Prebichlschichten westlich vom Prebichl bis in den Raum um Admont-Liezen berichtete jüngst E. CLAR (1972, S. 123 ff.).

6. Haselgebirge

Begriffsherkunft aus der Bergmannsprache. In die geologische Literatur ähnlich wie „Lebergebirge“ etc. mindestens bereits von L. v. BUCH, 1802, S. 157 – nicht erst von Ch. KEFERSTEIN, 1821 a, S. 36 –, eingeführt.

Bedeutung: Dem Haselgebirge kommt als Träger der alpinen Salzlagerstätten nicht nur in geologischer und tektonischer Hinsicht (Gleithorizont an der Basis der kalkhochalpinen Decken), sondern auch in bergbaulicher Sicht und – durch den einst so bedeutenden Wert dieses Bergproduktes damit verbunden – auch in kulturgeschichtlicher Hinsicht eine eminente Bedeutung zu, da die Blüte der Hallstätter Kultur an der klassischen Lokalität eng mit dem prähistorischen Salzbergbau verbunden ist. Der Begriff „Haselgebirge“ wird allgemein zu Recht als vorgeologische Prägung gedeutet und auf den verballhornten bergmännischen Ausdruck „Hallgebirge“ für Salzgebirge zurückgeführt.

Begriffsfassung: Unter „Haselgebirge s.l.“ versteht man, wie W. MEDWENITSCH (1968, S. 129 f.) ausgeführt hat, „die gesamte Schichtfolge der alpinen Salzlagerstätten, geschützt vor Auslaugung durch einen Tonmantel ausgelaugten Haselgebirges („Lebergebirge“). Diese Gesamtschichtfolge der alpinen Salzlagerstätten besteht aus Gips, Anhydrit, Salzton, Steinsalz („Kerngebirge“) und dem Haselgebirge s. str.; letzteres ist nun eine Brekzie, die in der Grundmasse Steinsalz mit fein zertrümmertem Ton, Anhydrit und Gips, in den Einschlüssen vor allem Salzton oder auch untergeordnet Gips-Anhydrit-Komponenten zeigt.“

Lithologie und Stratigraphie: Die stratigraphische Aufgliederung des tektonisch extrem gestörten Haselgebirges, das vielfach den Gleithorizont an der Basis der hochalpinen Decken bildet, gelang in vierzigjähriger Arbeit O. SCHAUBERGER durch sorgfältige Kartierung aller österreichischen Salzberge, ausgehend von Hallstatt. Nach dieser Gliederung (1949; 1955; 1956), die auf Farbmerkmalen und mineralogischen Eigenheiten der Serie beruht, läßt sich folgende Gruppierung vornehmen:

Hangend

4. Grausalzgebirge: reich an grauem Salz mit grauen und roten Tonbrocken.
3. Rotsalzgebirge: reich an rotem Salz und schwarzem Salzton; höchster Gehalt an K- und Mg-Nebensalzen.
2. Grüntongebirge: rötliches Salz mit grünem Salzton.
1. Buntes Haselgebirge (Salztongebirge: rötlich-weißes Salz und grüner und roter Salzton; darin primär eingelagert die permischen Melaphyre und Tuffe.

Liegend



Abb. 7: Eng gefältelter Gips aus dem permischen Haselgebirge der tiefjuvavischen Hallstätter Zone NE vom Loßeck beim Gosaukamm, Salzburg.

In lithologischer Hinsicht bezeichnet O. SCHAUBERGER die Steinsalzzüge (90 bis 100 Prozent NaCl) als „Kernstriche“, die salzreichen (75 bis 90 Prozent), feinkristallinen weißen, gelblichen, rötlichen, auch dunklen Partien als „Kerngebirge“, die mit sekundären Salzbildungen (millimeterdünnes weißes Blättersalz) verkittete Salztonbrekzie als „Blättersalzgebirge“. Die oben gegebene Gliederung konnte in vollständiger Form im Hallstätter, Halleiner und Berchtesgadener Salzberg gefunden werden, sonst ist sie reduziert. Im Haller Salzberg in Tirol dominiert eine sandige Abart des Grüntongebirges, das sogenannte „Hallergebirge“; im Ischler und Ausseer Salzberg herrscht das Rotsalzgebirge („Ausseer Gebirge“) – O. SCHAUBERGER, 1949, S. 56. Der tonige Rückstand des ausgelaugten Haselgebirges wird als „Lebergebirge“ bezeichnet. Die für tektonisch stark beanspruchtes toniges Haselgebirge verwendete Bezeichnung „Glanzschiefer“ stellt keinen stratigraphischen Begriff dar, da auch andere Gesteine (Zlambachmergel, Liasfleckmergel usw.) in Glanzschiefer verwandelt werden können (vgl. E. SPENGLER, 1919 a, S. 339 f.). Zahlreiche Abschnitte der Haselgebirgszone enthalten mächtige Gipslagerstätten, über denen die Salzführung reduziert ist oder fehlt (Golling, Abtenauer Becken, Wienern-Gössl/Grundlsee, Mitterndorfer Gebiet usf. bis Pfnennigbach/Schneeberg im Juvavikum und alle Vorkommen im Tirolikum) – Abb. 7.

Als Einschaltungen in den permischen Gips- und Anhydritlagerstätten sind die seit alters bekannten (vgl. C. v. JOHN, 1899, S. 254 f.) Diabase, Melaphyre und Tuffe des syngenetischen Vulkanismus hervorzuheben, die in Hallstatt genau untersucht sind (E. ZIRKL, 1957). Solche Melaphyre sind in den Anhydrit- und Gipslagerstätten ab Golling im Westen bis zum Kalkalpenostrand (Pfennigbach/Schneeberg – B. PLÖCHINGER, 1967, S. 17) nachgewiesen. Sie treten besonders in den Hallstätter Zonen auf (z. B. im Abbau Wienern bei Gößl am Grundlsee: Melaphyre und Tuffe – W. SCHÖLLNBERGER, 1974, S. 103 f.; Sulzkaralm SW vom Dachstein etc.). Diabase und Diabasporphyrite sind aber auch im Tirolikum aus dem Haselgebirge bekannt. So etwa von der Basis der Reisalpendecke südlich von Annaberg – vgl. A. TOLLMANN, 1966 a, S. 111. Die bei O. AMPFERER (1918, S. 51 ff.) aus den östlichen Kalkalpen angeführten, teils aus Vulkaniten bestehenden exotischen Schollen stammen teils aus dem Haselgebirge, teils sind sie als Schubfazies der Grauwackenzone anzusehen. H. P. CORNELIUS (1941, S. 89) gab eine Zusammenstellung der Literatur über die Melaphyre der Kalkalpen-Basalschichten, von ihm zum Großteil noch fälschlicherweise als skythisch betrachtet. Über die Frage eines Werfener Diabas-Vulkanismus vgl. das Kapitel über die skythische Stufe (S. 62).

Weitere Einschaltungen in den Gipsstöcken bilden schwarze, geschichtete Dolomite, die dem südalpinen Bellerophon-Dolomit entsprechen – so z. B. im Gipsbergbau Wienern am Grundlsee (A. TOLLMANN, 1960, S. 69; 1964, S. 285) – Abb. 8. Schließlich ist noch der Gehalt des Haselgebirges an Methangasen erwähnenswert, die bei Bohrungen und Stollenvortrieben gelegentlich zum Ausbruch kommen (z. B. Ausseer Salzberg, W. MEDWENITSCH, 1958, S. 173; Schneepalpenstollen, F. BAUER, 1969, Taf. 1).

Die Mächtigkeit des Haselgebirges s.l. soll nach W. MEDWENITSCH (1958, S. 149) im Extremfall 1000 m erreichen. Sie ist allerdings durch die starke tektonische Anschoppung bzw. andererseits Reduktion sehr schwer abschätzbar. Jüngst durchgeführte Bohrungen im Lammertal bei Abtenau haben 360 m graugrünes Haselgebirge, bei Ischl 505 m mächtiges Salinar, im Windischgarstener Becken eine insgesamt 430 m mächtige saline Folge vorgefunden. Größere Mächtigkeiten wurden bei der jüngsten Bohrung 1 km östlich von Reichenhall angetroffen. Ähnlich wie das Haselgebirge selbst zeigen die darin enthaltenen Salzlager stockförmiges Aussehen: Die Mächtigkeiten dieser Salzstöcke schwanken bei den genutzten Lagerstätten zwischen 200 m und 500 m (H. VETTERS, 1937, S. 159).

Genese: Das Haselgebirge mit seinen Gips- und Salzlagerstätten verdankt der weiteren Eindampfung eines hypersalinen Meeres, das Zuflüsse aus dem Südosten empfing, seine Entstehung. Nach wie vor umstritten ist die Bildung der brekziösen Struktur im Haselgebirge. Während W. MEDWENITSCH (1949, S. 46) und H. MAYRHOFER (1955, S. 766) an eine tektonische Entstehung der Brekzien denken, nimmt O. SCHAUBERGER (1955, S. 746) auf Grund von horizontmäßiger Einschaltung von Tuffen unter anderem eine sedimentäre Entstehung der Brekzien durch submarines Abgleiten von Sedimentmaterial an, so daß dieser Brekzientypus als Einschüttungsbrekzie und als Auflösungsbrekzie zu bezeichnen wäre. Diese Entstehung gilt besonders für Grüntongebirge und Buntes Haselgebirge, während im Rotsalzgebirge auch nach O. SCHAUBERGER tektonische Brekzien durch fluidaltektonische Aufarbeitung von ur-

sprünglich wechsellagernden Schichten entstanden sind, und in der Randzone, im „Grenzgebirge“, tektonische Reibungsbrekzien auftreten können. Durch die heutige Kenntnis der weiten Verbreitung von subaquatisch durch Gleitung entstandene intraformationale Brekzien auch in anderen sedimentären Serien des alpinen Zyklus ist diese Darstellung von O. SCHAUBERGER durchaus zu befürworten.

Alter: Nach langer Diskussion hat sich heute endlich die Auffassung vom ausschließlich oberpermischen Alter des Haselgebirges durchgesetzt (vgl. S. 11 f.). Zuvor und bei manchen Autoren bis in die jüngste Zeit war ja auf Grund des Auftretens von Gips im Hangenden der Werfener Schichten in manchen Kalkalpen-Südrand-Profilen das Haselgebirge zunächst als ausschließlich oberskythisch gedeutet worden (E. SPENGLER, 1951, S. 305; G. ROSENBERG, 1959, Taf. 17; K. BÜCHNER, 1974, S. 77) bzw. nach der Darstellung von W. MEDWENITSCH (1949, S. 42) und nach den oberpermischen Pollenfunden des Bellerophoniveaus von W. KLAUS (seit 1953, S. 168) als permisch bis oberskythisch gehalten worden. Früher waren E. SEIDL (1927, S. 356) und L. KOBER (1929, S. 43 f.), in neuerer Zeit schließlich der Verfasser mit neuen Argumenten (1960 b, S. 69; 1964 c, S. 285) nachhaltig für ausschließlich oberpermisches Alter des Haselgebirges (Bellerophoniveau) eingetreten. Zuletzt hat sich auch W. KLAUS (1969, S. 1) dieser Meinung angeschlossen, da nun auch der letzte Rest der altersmäßig problematischen „Werfener Schiefer-Einlagerungen“ im Hallstätter Salzberg nicht skythische (W. KLAUS, 1955, S. 782, S. 785: „*Pityosporites hallstattensis* n.sp.“), sondern ober-

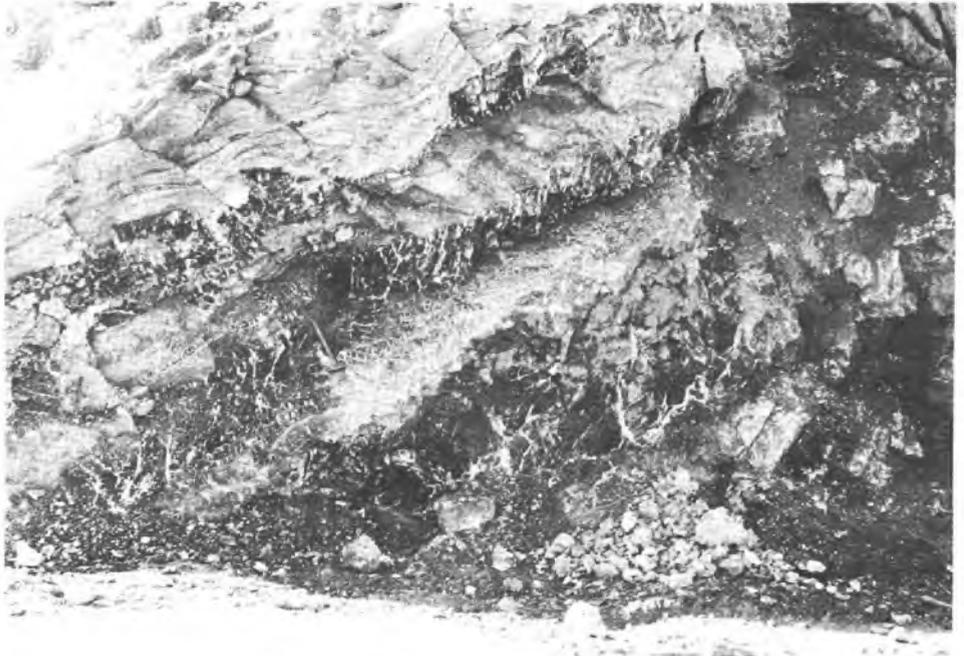


Abb. 8: (Bellerophon-)Dolomitlagen im Haselgebirggips. Tagbau Wiernern am Grundlsee, Hallstätter Zone.

permische Sporen geliefert hat (vgl. W. KLAUS, 1963, S. 352, 1965 b, S. 291, Abb. 1) und ferner mit der Schwefelisotopenmethode, die in Hallstatt angewendet worden war (W. HOLSER & R. KAPLAN, 1966), das permische Alter bestätigt worden ist (W. KLAUS, 1972, S. 33; H. ZAPPE, 1973, S. 172). Die Annahme eines Alters von Oberskyth-basales Anis für den Oberteil des alpinen Haselgebirges auf Grund einer Sporenflora aus der tektonischen Randzone des stinkdolomitischen Grauen Kerngebirges von Hallstatt (W. KLAUS, 1965, S. A 66) zum Nebengestein ist demnach hinfällig, der tonige Dolomit, der die Sporen geliefert hat, wird seine Stellung einer tektonischen Einschuppung in der Grenzzone verdanken. Ebenso ist die Auffassung eines rhätischen Alters des Haller Salzberges in Tirol, die kurzfristig auf Grund einer rhätischen Sporenflora aus dem Nebengestein („Grüner Salzton“ W. KLAUS, 1953, S. 171) vertreten worden war, revidiert worden: Die etwa zu dieser Zeit geäußerte Meinung von W. HEISSEL (1952, S. 228) vom rhätisch-liassischen Alter des Haselgebirges in Hallein, Ischl, Hallstatt und Aussee ist bald wiederum fallengelassen worden. Eine Zusammenstellung von sporenstratigraphisch in den alpinen salinaren Schichten geeigneten Pollenarten ist von W. KLAUS (1964, S. 119 f.) vorgenommen worden, wobei Oberperm, Unter-, Mittel- und Obertrias auch auf dieser Basis getrennt werden können. Eine reiche, als oberpermisch eingestufte Sporenflora hat auch das Haselgebirge im Grünbachgraben südlich von Salzburg geliefert (B. PLÖCHINGER, 1963 a, S. 66).

V e r b r e i t u n g : Mit Ausnahme vom Salzberg Hall in Tirol, der der tirolischen Inntaldecke angehört, liegen alle großen Salzberge der Kalkalpen in der Hallstätter Zone – Abb. 9. Die Salzführung ist zwar nicht auf diese Region beschränkt, man kennt z. B. bis an den Stirnrand des Tirolikums der östlichen Kalkalpen Salzgehalt im Haselgebirge (Salzquellen bei Salzabad, 1,5 km NE Kleinzell in der Reisalpendecke in Niederösterreich), aber die Mächtigkeit ist im Voralpin stets unbedeutend. Permische Gipslagerstätten hingegen sind außer den erwähnten Vorkommen in der Hallstätter Zone – wobei die tektonische Stellung der großen Lagerstätte Pfennigbach/Schneeberg noch strittig ist (Hohe Wand-Decke oder Schneebergdecke – B. PLÖCHINGER, 1967, S. 15) – auch in bedeutendem Ausmaß in den Kalkvoralpen anzutreffen, wo es eine große Anzahl von Gipsabbauen gab, so z. B. in der Reisalpendecke bei Annaberg, in der Unterbergdecke bei Trübenbach am Ötscher oder in der Göllerdecke in Preinsfeld SW Heiligenkreuz (noch im Abbau – B. PLÖCHINGER, 1974, S. 104) und in der Hinterbrühl bei Mödling. Haselgebirge ist in den Kalkalpen nur auf den Mittel- und Ostabschnitt östlich von Lofer beschränkt, im Westen wird in dieser Zeit Alpiner Verrucano gebildet. In der Haselgebirgsregion aber hat sich, paläogeographisch betrachtet, eine flache Landzunge mit geringen terrestrischen Bildungen, die Prebichlschwelle, die den heutigen Südrand der Kalkalpen begleitet, zwischen das voralpine, nördlichere Salinarbecken (voralpiner Haselgebirgstrog) und dem einst südlich der Prebichlschwelle gelegenen juvavischen Haselgebirgsalinar eingeschaltet (A. TOLLMANN, 1964, S. 288 f.). Beispiele für das Salinar der voralpinen Decken sind an der eben zitierten Stelle angeführt. Darüber hinaus ist das zum Teil gipsreiche Haselgebirge im südjuvavischen Hallstätter Kanal der Werfener Schuppenzone Salzburgs SW vom Tenneck, im Blühnbachtal, Imlautal, im Höllgraben etc. hervorzuheben. Die eigenartige tektonische Situation am östlichen Kalkalpensüdrand, wo über dem mit Prebichlschichten auf der Grauwackenzone transgredierenden Tirolikum, das kein Haselgebirge führt, Haselgebirge an der Basis der

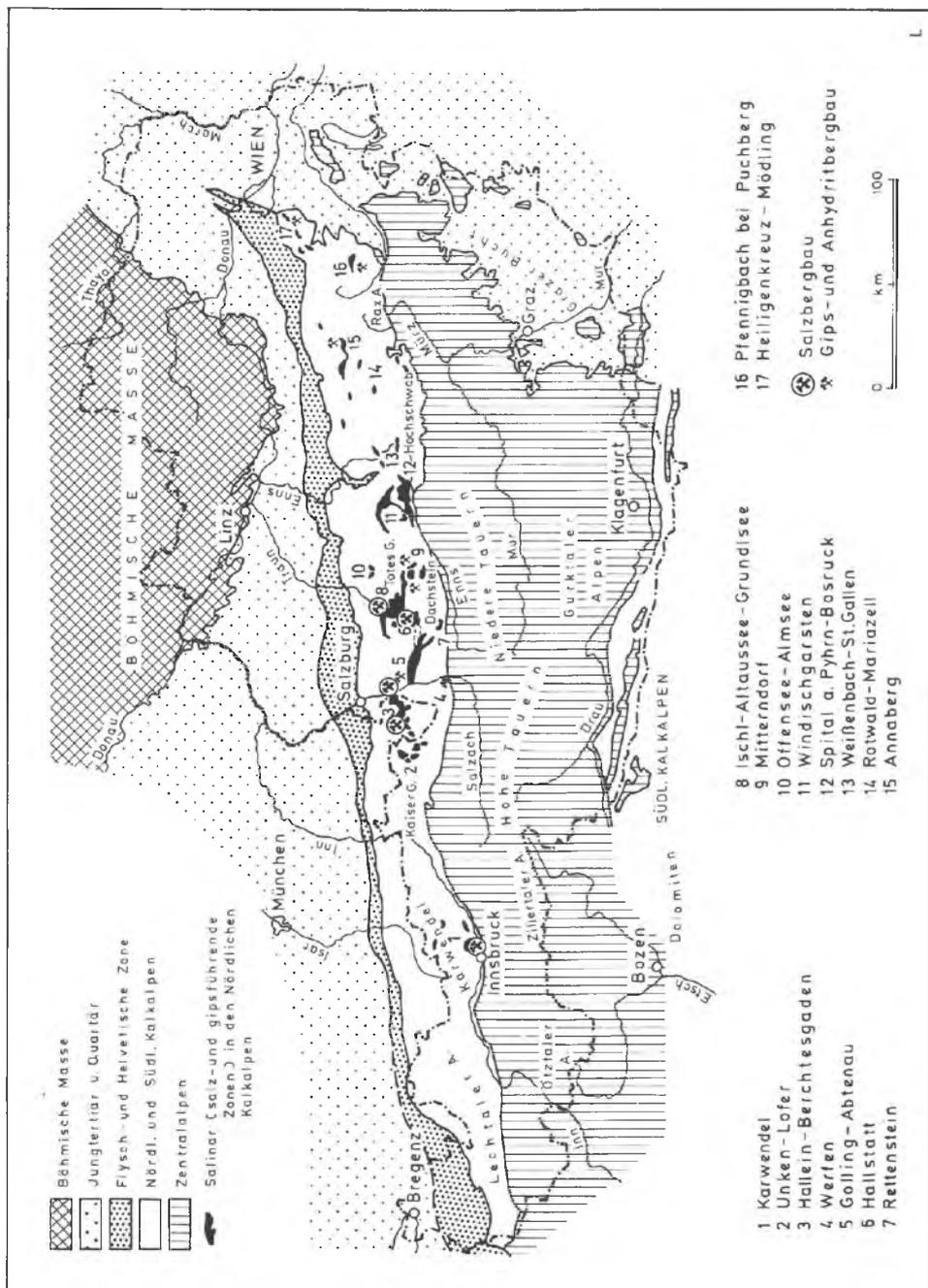


Abb. 9: Die Verbreitung des Haselgebirges in den Nordkalkalpen nach O. SCHAUERGER, 1955, S. 737, Abb. 1, ergänzt.

überschobenen hochalpinen Decken wie Hohe Wand-Mürzalpen-Decke und Schneebergdecke auflagert, hat in der Vergangenheit wesentlich dazu beigetragen, daß das Haselgebirge, das gelegentlich bei tektonischen Reduktionen direkt im Hangenden der Werfener Schiefer – in ähnlicher Position wie am Rettenstein unter der Dachsteindecke – auftritt, ins Oberskyth gestellt worden ist. Auch am Nordrand der Mürzalpendecke erscheinen vielerorts mächtige Gipslager im Haselgebirge, so z. B. in der Dürrader-Deckscholle nördlich der Hochschwabgruppe. Für die Bestätigung der oben dargelegten Auffassung der primären Unterlagerung des Haselgebirges unter den Werfener Schiefen sind aber vielerorts in der Hallstätter Zone noch relativ ungestörte Profile erhalten (Dürrnberg bei Hallein, Hallstatt, Ischl, Mitterndorfer Becken), wo die Werfener Schiefer, im Seis und Campil fossilbelegt, über Haselgebirge aufruhem. Eine zweite Fehlerquelle in der bisherigen Einstufung des Haselgebirges bildete ferner das lokale Auftreten von geringmächtigen Gipshorizonten im Oberskyth der westlichen Kalkalpen (vgl. S. 55), die aber lithologisch nicht mit dem Haselgebirge vergleichbar sind, sondern einen der zahlreichen triadischen Gipshorizonte (vgl. S. 21) darstellen.

7. Bellerophonschichten

Anmerkung bezüglich Bellerophonschichten in den Nördlichen Kalkalpen: Spurenhafte Äquivalente von Grödener Schichten (Hallstatt) und von Bellerophon-dolomit (Wienern am Grundlsee) wurden S. 39 und 43 bereits erwähnt – Abb. 10.



Abb. 10: (Bellerophon-)Dolomitlage im Gips des Tagbaues Wienern am Grundlsee, Steiermark.

Ebenfalls als oberpermische Äquivalente des südalpinen Bellerophonkalkes wurden von H. MOHR (1960, S. 127) die Flaserkalken des Florianikogels bei Ternitz in Niederösterreich erachtet. B. PLÖCHINGER (1967, S. 19) aber konnte darin zurecht tiefanische Kalke im Hangenden der Reichenhaller Kalke und Rauhwacken erkennen. Es bleiben am Südrand dieses östlichen Abschnittes nur die Prebichlschichten als Vertretung des Perm übrig.

III. TRIAS

A. Allgemeine Anmerkungen

Für die langwierige und schwierige Erforschung der mediterranen Trias bieten die Nördlichen Kalkalpen neben den Dolomiten das klassische Objekt. Nach den großen Erkenntnissen der ersten Erforschungsperiode bis zu Beginn unseres Jahrhunderts, durch welche die grundlegende Gliederung, die fazielle Differenzierung und der Leitwert bestimmter Elemente der Makrofauna festgelegt worden war, hat sich im letzten Jahrzehnt auf Grund der weltweiten Revision der Ammonitenfaunen, vor allem aber auch auf Grund der Einbeziehung stratigraphisch wertvoller Mikrofossilien – allen voran Conodonten – wohl die kräftigste Umgruppierung in der Zonierung dieser Formation ergeben, die noch nicht abgeschlossen ist. Da auf die Frage der Grenzziehung zwischen den Stufen und die interne Zonierung jeweils bei der Besprechung der einzelnen Stufen eingegangen wird, kann hier unter Hinweis auf die Übersicht Taf. 1 eine nochmalige zusammenfassende Besprechung unterbleiben. Zur Illustration der in der Trias nach heutiger Gliederung als Zonenfossilien dienenden Ammoniten sind die namengebenden Arten auf Abb. 11–13 zusammengestellt.

Absolute Altersangaben auf Grund radiometrischer Daten über den Beginn (220 bis 238 Millionen Jahre) und das Ende (190 bis 200 Millionen Jahre) der Triasformation wurden von E. TOZER (1964, S. 208) vorgelegt. In der gleichzeitig veröffentlichten Zeitskala von W. B. HARLAND et al. (1964, S. 261) lauten die entsprechenden Zahlen für Beginn und Ende der Trias 225 ± 5 bzw. 180 ± 5 Millionen Jahre.

Die allgemeinen Züge der kalkalpinen Trias in Bezug auf die fazielle Differenzierung in Teilfaziesbereiche wird im Abschnitt „Fazieszonen“ (S. 482 ff.) dargestellt. Die Mächtigkeiten und die damit in Verbindung stehende Rolle der Trias als Hauptbaustein in der Karbonatserie der Kalkalpen ist S. 23 ff. zusammenfassend erläutert. Vulkanismus tritt in der kalkalpinen Trias weitgehend zurück, obgleich in neuerer Zeit mehr und mehr mitteltriadische Tuffithorizonte erfaßt werden konnten.

Der Versuch einer detaillierten Parallelisierung zwischen alpiner und außeralpiner Trias, einst von J. PIA (1930, S. 92 ff.) in sorgfältiger Weise unternommen, ist unter Einbeziehung der neuen Erkenntnisse über Ammonitenstratigraphie, über andere Makrofaunengruppen, besonders aber über Conodonten, Ostracoden und weitere Mikrofaunenelemente von H. KOZUR (1973 a, S. 390 ff.) wieder aufgenommen worden, wobei nach dieser vorläufigen Mitteilung die Anisbasis im germanischen Bereich etwas tiefer als bisher anzusetzen wäre (Obergrenze des fränkischen Chirotheriensandsteins), die Ladinbasis der Basis des Mittleren Hauptmuschelkalkes entspräche und die Karn-Untergrenze (Cordevol-Untergrenze) zwischen Lettenkeuper (liegend) und unterem Gipskeuper (hangend) gesetzt wird. Nach H. MOSTLER & B. SCHEU-

RING (1974, S. 2, 32) allerdings liegt die letztgenannte Grenze tiefer, der Gipskeuper reicht auf Grund dieses palynologisch unterbauten Vergleiches noch in das Langobard hinein (vgl. S. 132).

Eine zusammenfassende Kurzdarstellung über die Mikrofazies der alpinen Trias hat jüngst E. FLÜGEL (1973 a, b), eine Übersicht über die Neuergebnisse der Triasstratigraphie der Ostalpen haben H. ZAPPE (1973) und der Verfasser (1973 a) gegeben. Die letzten Übersichten über die stratigraphische Bedeutung verschiedener Mikrofossilgruppen der Trias stammen von W. KLAUS, H. KOZUR und H. MOSTLER im Band 21 (1972) der Mitteilungen der Ges. Geol. Bergbaustudenten, erschienen 1973. Der soeben von H. ZAPPE (1974 a) herausgegebene Symposiumsband über die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias verdient besonders hervorgehoben zu werden.

Graphische Übersichten über den stratigraphischen Wert verschiedener (Mikro-)Fossilgruppen innerhalb größerer Abschnitte der Trias enthalten folgende, bei Besprechung der einzelnen Stufen eingefügte Abbildungen, auf die hier stellvertretend hingewiesen wird: Sporen – Abb. 56; Dasycladaceen – Abb. 48; Foraminiferen – Abb. 59, 87, 166–168, 170; Conodonten – Abb. 91–92; Ostracoden – Abb. 69, 146, 163, 164; Schwebcrinoiden – Abb. 60, 61, 165; Holothurien – Abb. 34, 35; norisch-rhätische Riffbildner – Abb. 115, 116.

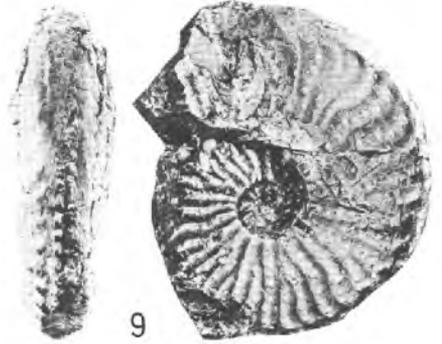
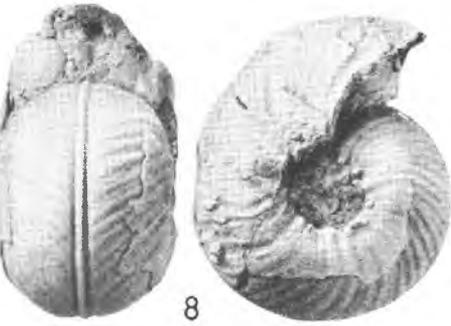
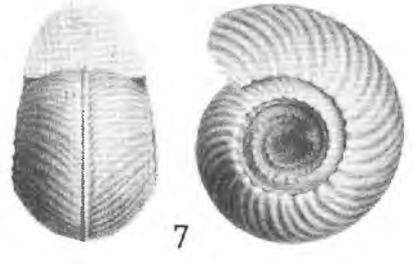
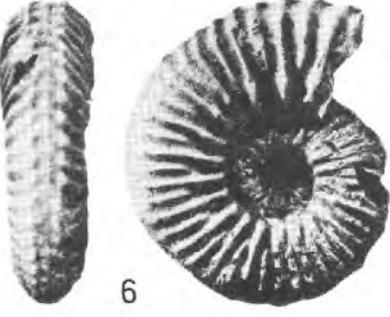
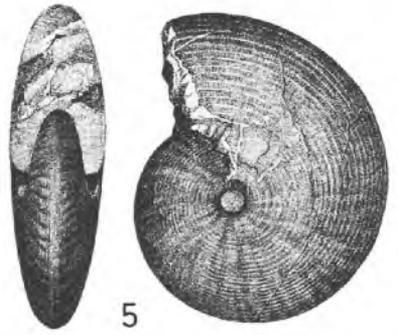
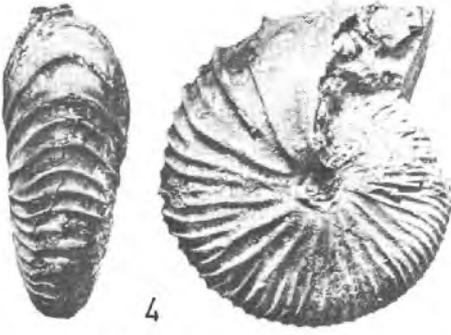
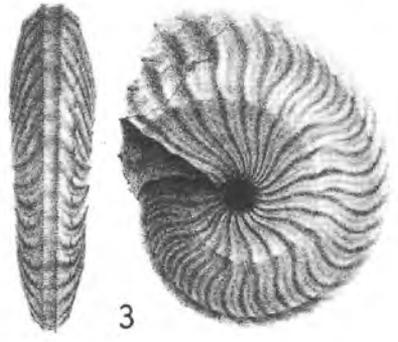
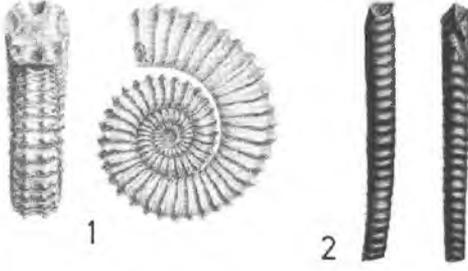
B. Skythische Stufe (Werfenien)

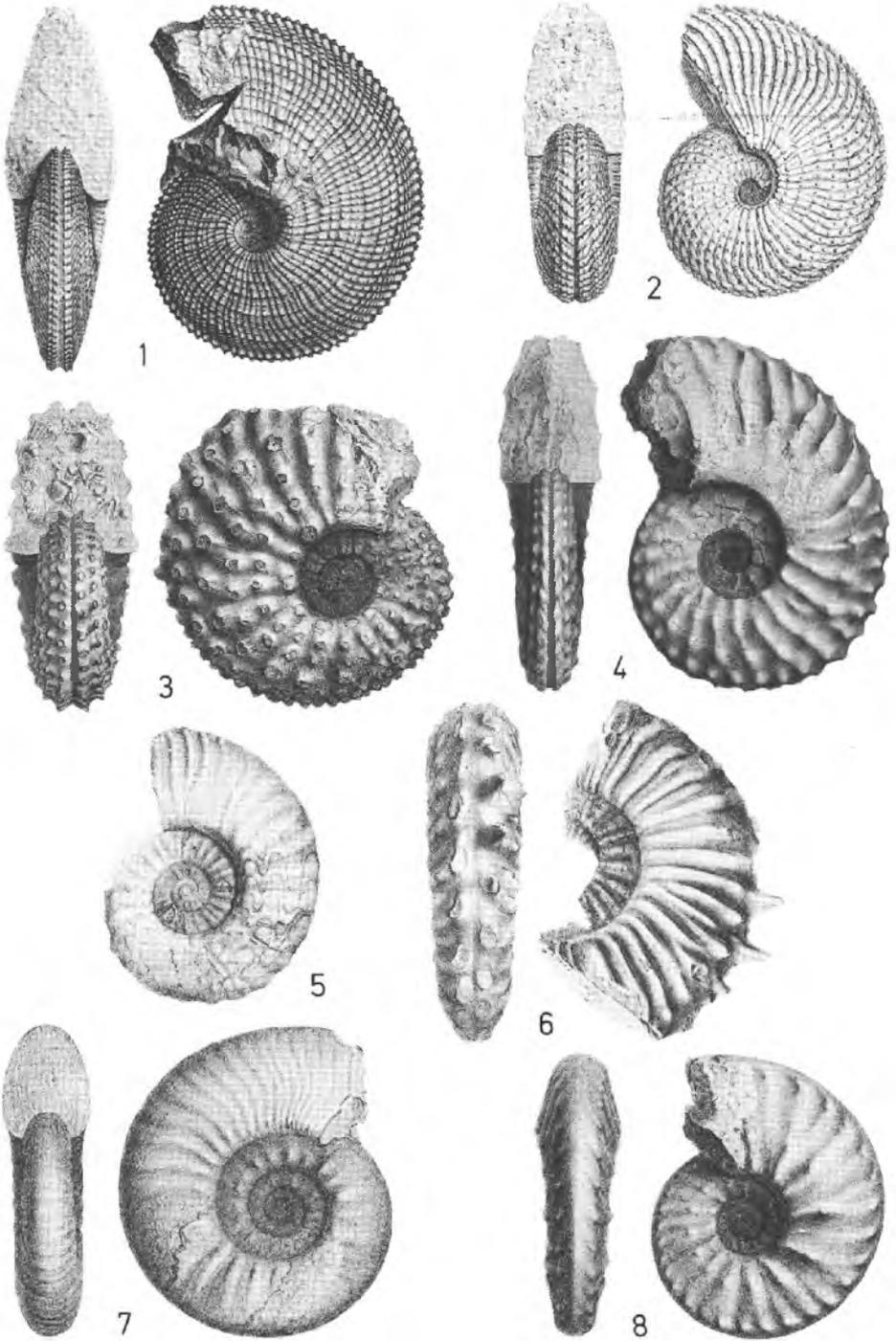
Allgemeines

Stufennamen: Die Bezeichnung „Skyth“ („Skythische Serie“) für die untere Trias geht auf E. MOJSISOVICS et al. (1895, S. 1278) zurück. Diese vielfach gerade in den Kalkalpen gebräuchliche Stufenbezeichnung erscheint gegenüber dem daneben ebenfalls verwendeten, wesentlich älteren Namen (1830, siehe oben) „Werfen“ nach der Typlokalität der marin entwickelten Werfener Schiefer in Salzburg ungünstiger, da es sich gezeigt hat, daß die Typusgegend des Skyth in den Bogda-Bergen in Astrachan kontinentale Ausbildung aufweist. Trotzdem wird der gut eingebürgerte Name Skyth weiterhin vielfach gebraucht.

Die Untergliederung des Skyth in den Nördlichen Kalkalpen erfolgt in Anlehnung an die von F. v. RICHTHOFEN (1860, S. 49 f.) in den Dolomiten eingeführte Zweiteilung in Scis (tiefer) und Campil (höher). Die Übertragung dieser Zweigliederung auf die Kalkalpen hat E. BÖSE (1898, S. 474, 542 ff.) vorgenommen.

Abb. 11: Ammoniten als Zonenfossilien der Trias. 1. Teil: Obertrias-Zonenammoniten. Größenangaben bei den einzelnen Figuren. Abbildungen nach E. v. MOJSISOVICS, 1893; C. DIENER, 1921 c, und E. TOZER, 1967. — Fig. 1: *Choristoceras marshi* HAUER, Oberrhät, größter Originaldurchmesser $d = 28$ mm; Fig. 2: *Rhabdoceras suessi* HAUER, Unterrhät (Sevat), Länge = 44 bzw. 43 mm; Fig. 3: *Cyrtopleurites bicrenatus* (HAUER), Obernor (Alaun), $d = 59$ mm; Fig. 4: *Juvavites magnus* McLEARN, oberes Unternor, $d = 84$ mm; Fig. 5: *Malayites paulckeii* (DIENER), mittleres Unternor, $d = 78$ mm; Fig. 6: *Mojsisovicités kerri* (McLEARN), unteres Unternor, $d = 24$ mm; Fig. 7: *Tropites subbullatus* (HAUER), höheres Tuval, $d = 82$ mm; Fig. 8: *Tropites dilleri* SMITH, unteres Tuval, $d = 48$ mm; Fig. 9: *Sirenites nanseni* TOZER, oberes Jul, $d = 56$ mm.





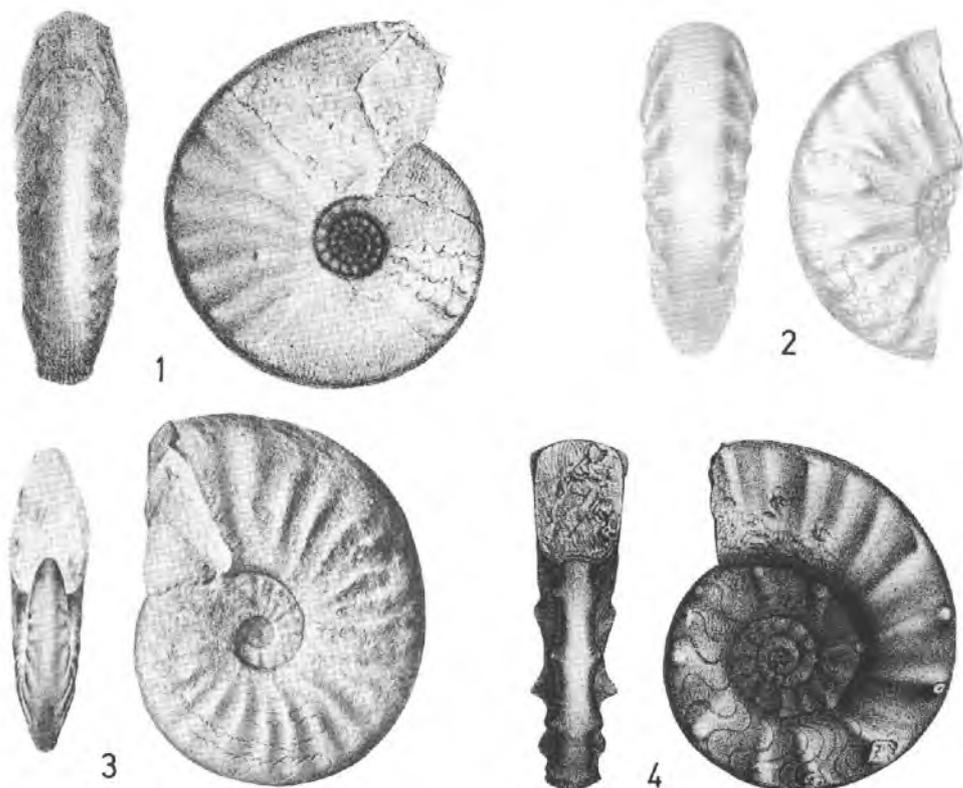


Abb. 13: Trias-Zoncnammoniten, Fortsetzung. 3. Teil: Tiefe Mitteltrias und Skyth. Nach E. v. Mojsisovics, 1882, und G. v. ARTHABER, 1914. Fig. 1: *Paraceratites binodosus* (HAUER), Pelson, Durchmesser $d = 54$ mm; Fig. 2: *Anagymnotoceras ismidicus* (ARTH.), Bithyn, $d = 70$ mm; Fig. 3: *Nicomedites osmani* (TOULA), Äge, $d = 63$ bzw. 81 mm; Fig. 4: *Tirolites cassianus* (QUENSTEDT), Campil, $d = 42$ mm.

Abb. 12: Trias-Zonenammoniten, Fortsetzung. 2. Teil: Basale Obertrias bis tiefe Mitteltrias. Nach E. v. Mojsisovics, 1882 und 1893. — Fig. 1: *Trachyceras aonoides* Mojs., unteres Jul, größter Durchmesser $d = 66$ mm; Fig. 2: *Trachyceras aon* (MÜNSTER), Cordevol, $d = 46$ mm; Fig. 3: *Protrachyceras archelaus* (LAUBE), Langobard, $d = 68$ mm; Fig. 4: *Protrachyceras curionii* (Mojs.), oberes Fassan, $d = 158$ mm; Fig. 5—6: *Protrachyceras reitzi* (BOECKH), unteres Fassan (Fig. 5: Steinkern, $d = 53$ mm, Fig. 6: Fragment von Wohnkammerexemplar, $d = 67$ mm); Fig. 7: *Aplococeras avisianus* (Mojs.), oberes Illyr, $d = 40$ mm; Fig. 8: *Paraceratites trinodosus* (Mojs.), unteres Illyr, $d = 45$ mm.

Die weitgehende stratigraphische Untergliederung des Skyth, in der mediterranen Trias und in Nordamerika besonders durch Ammoniten (fünf Unterstufen, elf Ammonitenzonen, vgl. z. B. E. TOZER, 1971, S. 1014, Tab. 1) und durch Conodonten (sechs Conodontenzonen – vgl. H. KOZUR & H. MOSTLER, 1973 b, S. 781 ff.) vorangetrieben, ist in den Kalkalpen zufolge der an geeigneten Fossilien wie Ammoniten oder Conodonten freien detritischen Schichtfolge des tieferen Hauptabschnittes des Skyth nicht anwendbar gewesen. Daher mag es hier genügen, in bezug auf die intensive Diskussion der Frage nach feinerer Untergliederung des Skyth in anderen Regionen der Erde auf einige wesentliche einschlägige neue Arbeiten zu verweisen: L. KIPARISSOWA & Ju. POPOW, 1959, S. 842 ff.; V. KOLLAROVA-A., 1961, S. 238 ff.; E. TOZER, 1965 b, Tab. 1; 1967, S. 13 ff.; 1971, S. 1013 f.; N. SILBERLING & E. TOZER, 1968, S. 8 ff.; M. WAWILOW & W. LOSOWSKI, 1970, S. 93 ff.; H. KOZUR, 1973 a, S. 371 ff.; 1973 d, S. 7 ff.; R. ASSERETO et al., 1973, S. 187 f.; L. KRYSZYN, 1974 b, Abb. 5. Es erscheint angebracht, darauf hinzuweisen, daß nach E. TOZER (1974, S. 199) und L. KRYSZYN (1974 b, S. 45) die Werfener Schichten nicht in das oberste Skyth reichen, sondern daß der tiefe, fossilarme Teil der bisher stets zur Gänze als anisisch eingestuftes Gutensteiner Schichten nach dem vergleichenden Studium der skythischen Ammonitenfaunen noch dem Skyth angehören wird.

Im Gegensatz zum Perm, in welchem teils kontinentale, teils saline Bildungen abgelagert worden waren, kamen im Skyth zwei Haupttypen von marinen Ablagerungen zur Ausbildung: Der Buntsandstein im Westen und die Werfener Schichten im Mittel- und Ostteil der Kalkalpen. Die Faziesgrenze zwischen den beiden Serien liegt etwa an der Landesgrenze Tirol-Salzburg. Der Ersatz der einen Fazies durch die andere erfolgt allmählich, indem bereits im Westen Werfener Schiefer in geringem Umfang über dem Buntsandstein auftreten (vgl. Darstellung des Schwazer Abschnittes bei H. PRÜGL, 1961, S. 21), im Osten aber die Werfener Schichten auf Kosten des dort auch noch in Resten erhaltenen Buntsandsteins an Bedeutung gewinnen. Dabei bleibt aber im gesamten kalkvor-alpinen Raum – soweit nicht tektonisch abgesichert – Quarzit als Äquivalent des Buntsandsteins unter den Werfener Schiefen in verschiedenem Ausmaß erhalten, besonders mächtig noch am Südrand der Kalkalpen in der Werfener- und Admonter Schuppenzone. Nur in der juvavischen Region des mittleren und östlichen Kalkalpenabschnittes herrscht unter Ausfall der Quarzite die Werfener Schiefer- und Werfener Kalkausbildung (oberes Skyth) vollkommen.

1. Alpiner Buntsandstein

N a m e : Als Bezeichnung für den im Westteil der Kalkalpen die Werfener Schiefer vertretenden Buntsandstein sollte zur Charakterisierung des lithologisch vom germanischen Buntsandstein (von dem der Name in den Alpen übernommen worden ist) abweichenden alpinen Typus der Begriff „Alpiner Buntsandstein“ verwendet werden – wie etwa bei O. KÜHN im Lex. strat. (1962, S. 74). Diese Unterscheidung geht auf C. W. GÜMBEL (1858, geognost. Kt. Bayern; 1860, S. 15; 1861, S. 154 ff.) zurück, der die Bezeichnungen „Buntsandstein der Alpen“ bzw. „Alpenbuntsandstein“ verwendete.

V o r k o m m e n : Das Hauptvorkommen des Buntsandsteins mit bedeutender Mächtigkeit liegt am Südrand der westlichen Kalkalpen im Hangenden des Alpinen

Verrucano oder der alpidischen basalen Konglomeratserie. Nur geringe Reste von Buntsandstein sind an der Basis der Decken und Schuppen im Nordrandbereich und im Inneren der Vorarlberger, Nordtiroler und Bayrischen Kalkalpen zufolge der bedeutenden tektonischen Basalabscherung erhalten geblieben. So trifft man in diesen nördlichen Abschnitten am Iseler ESE Hindelang und am Roßkopf östlich der Osterach im Allgäu, im Geigersteinbereich östlich von Lenggrieß, am Kreuzbergköpfl östlich von Tegernsee, an der Hochstaufenstirn und in wenigen anderen Abschnitten noch Reste von Buntsandstein.

Lithologie: In lithologischer Hinsicht handelt es sich beim Buntsandstein um bunte, besonders rote, violettrote, auch graue, braune, grünliche und fast weiße Quarzsandsteine mit geringem Feldspatgehalt und Muskovitstreu auf den Schichtflächen. Das meist gut geschichtete Gestein zeigt Ton- und Mergellagen an Bankungsgrenzen sowie Tonbutzen im Inneren der Sandsteinbänke. Untergeordnet treten massige Quarzsandsteine im Buntsandsteinniveau auf, Interferenzrippeln in keilförmigen Feinmaterialeinschaltungen zeigend (nördlich von Ellmau am Kaiser – G. EISBACHER, 1963, S. 134).

Die **Untergrenze** des Buntsandsteins zwischen Alpinem Verrucano bzw. den Basalbrekzien und dem Sandstein-Schieferton-Quarzbrekzienkomplex ist meist nicht scharf und nur selten übergangslos entwickelt (H. BARNICK, 1962, S. 313). Durch Fehlen von Fossilien ist auch die altersmäßige Abgrenzung gegen das Perm hin noch problematisch. Eine Trennung des Permoskyth in Hauptkomplexe ist, wie erwähnt, anhand des Fehlens von Turmalin im Schwermineralspektrum des Brekzienkomplexes im Liegenden und zufolge des Reichtums an diesem Mineral im Hangendsandstein im Raum Brixlegg und Hochfilzen versucht worden (H. BARNICK, 1962, S. 296 ff.). In neuerer Zeit kommen für die Altersdatierung weitere Überlegungen über markante lithologische Eigenheiten wie etwa das Auftreten von sauren Tuffiten im permischen Anteil etc. hinzu, worüber S. 37 bei Besprechung des Perm referiert worden ist. Ob die Untergrenze des Buntsandsteins mit der Perm-Skyth-Grenze zusammenfällt, oder ob sie etwas tiefer noch innerhalb des oberen Perm zu liegen kommt, konnte bisher fossilmäßig nicht belegt werden.

Nahe der **Obergrenze** stellen sich mancherorts im Buntsandstein bunte tonige Einschaltungen, Gipslagen und ganz im Hangenden auch Dolomitsandsteinlagen ein, so z. B. im östlichen Karwendel und im Raum Schwaz-Wörgl, sowie nördlich von Ellmau, wo der rote Schieferton Magnesitknollen enthält. Diese bunten (roten, grünen, gelblichen), auch grauen und schwarzen Glieder der Sandstein-Ton-Wechselfolge wurden zufolge der typischen Werfener Fauna in diesem Bereich im Ostabschnitt gelegentlich bereits als Werfener Schichten bezeichnet (H. PIRKL, 1961, S. 21). Gips im Hangenden des Buntsandsteins erscheint nach R. KLEBELSBERG (1935, S. 39) südlich von Schloß Lichtwerth bei Brixlegg, ferner im Karwendel und im Stanzertal östlich vom Arlberg.

In bezug auf die **Vererzung** des Buntsandsteins, der in Tirol vor allem Hämatit, Siderit, Pyrit, Kupferkies und Fahlerz führt (vgl. Zusammenstellung R. KLEBELSBERG, 1935), ist das jüngst erfaßte Auftreten von Pechblende, oft gemeinsam mit Pyrit, Markasit und Kupferkies, in einem bisher 10 km langen Streifen südlich von Fieberbrunn-Hochfilzen von Interesse, da die Uran-Thorium-Anreicherungen der syndiagenetisch-chemisch angelagerten, an Pflanzenreste im Buntsandstein gebundenen Pechblende durch lokale Urananreicherung von 1 Prozent, maximal 2 Prozent, die erste in Österreich nachgewie-

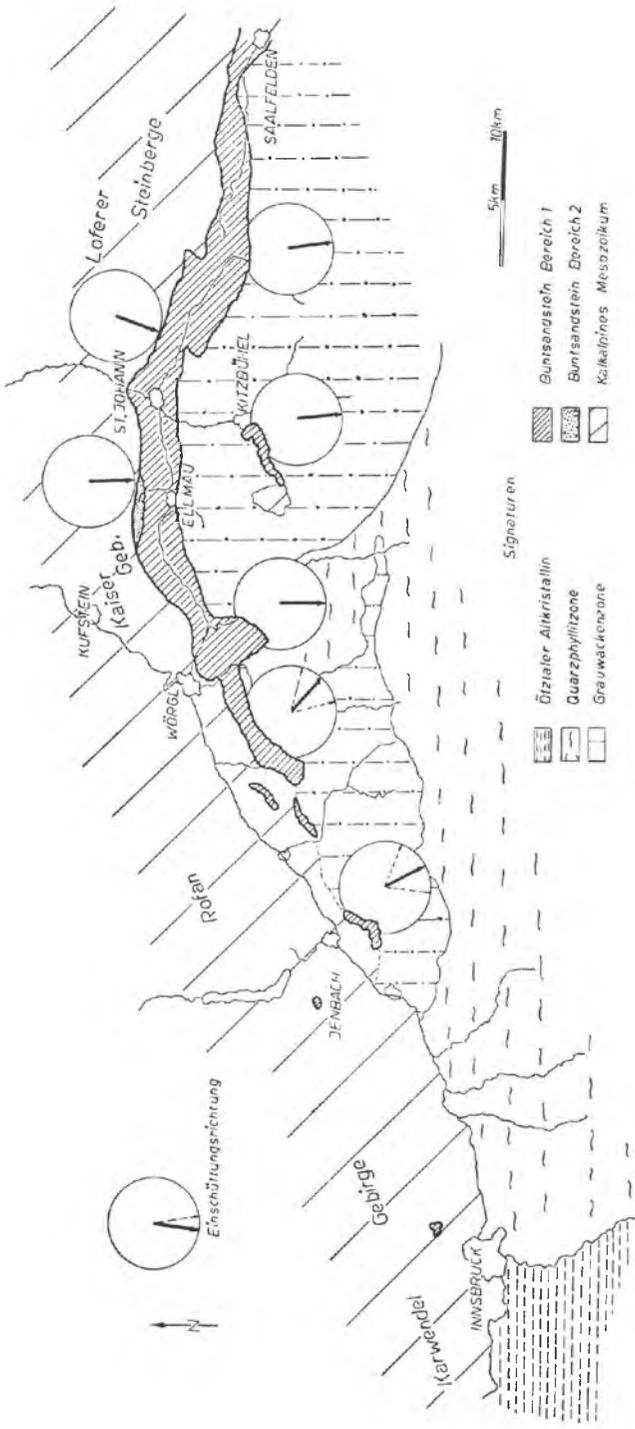


Abb. 14: Die Schüttungsrichtung im alpinen Buntsandstein Tirols nach G. EISBACHER, 1963, Abb. 5, S. 139.

sene Uranlagerstätte, allerdings sehr geringen regionalen Ausmaßes darstellte (O. SCHULZ & W. LUKAS, 1970, S. 214 f.).

Zur *Genese* des Buntsandsteins im Raum Innsbruck–Saalfelden führt G. EISBACHER (1963, S. 138 ff.) aus, daß es sich um marine Bildungen geringer Wassertiefe handelt: Der geschichtete Typus enthält Rippelmarken mit konstanter Orientierung, zeigt eine weithin reichende gute Dünnschichtung, eine mehrfache Umlagerung der Bestandteile zufolge der guten Rundung aller Körner einschließlich des Zirkons. Die geringe Wassertiefe ergibt sich aus den Interferenz- und Oszillations-Rippeln und aus den Trockenrissen in den Tonbelägen der Schichtflächen, die ein kurzfristiges Trockenfallen anzeigen.

Das *Herkunftsgebiet* des alpinen Buntsandsteins muß ein quarzreiches Kristallin gewesen sein, wie unter anderem aus dem hohen Anteil quarzitischer Gesteinsfragmente im Buntsandstein hervorgeht. Das Material muß einen weiten Transport erlitten haben, wie die sehr einheitliche Zusammensetzung anzeigt. Auch ein Vergleich der Schwermineral-Assoziation aus den Nordrandvorkommen (östlich von Lenggrieß, östlich vom Tegernsee) mit jenen von Brixlegg und Ellmau zeigt keine Änderung (W. SCHNITZLER, 1969, S. 254 und Abb. 5): Zirkon und Turmalingehalte dominieren, Rutil tritt hinzu, im SE erscheint Chlorit und Glimmer. Die Zusammensetzung ist wesentlich einförmiger als jene des deutschen Buntsandsteins. Für den Abschnitt Schwaz–Saalfelden hat sich eine Schüttungsrichtung aus Norden bis Nordwesten erkennen lassen (G. EISBACHER, 1963, S. 139) – vgl. Abb. 14. Eine generelle Überprüfung der Schüttungsrichtung im Gesamttraum ist noch ausständig.

Die *Mächtigkeit* des Buntsandsteins in der Südrandregion beträgt einige hundert Meter. H. PIRKL schätzt sie (1961, S. 21) im Abschnitt Schwaz–Wörgl auf 330 m bis 550 m unter Einschluß des Werfener Schiefer-Niveaus an der Obergrenze.

2. Werfener Schichten

Begriffsprägung: A. LILL v. LILIENBACH, 1830, S. 157 (vgl. H. BRONN, 1832, S. 151).

Anmerkung über Gliederung, Vorkommen, Mächtigkeit und Bildungsbedingungen: Die Werfener Schichten liegen in vollständig entwickelten Profilen im Normalfall in drei verschiedenen, eine altersmäßige Abfolge bildenden Gliedern vor: Den Werfener Quarziten an der Basis, den Werfener Schiefeln als Hauptmasse im mittleren Teil und den geringmächtigen Werfener Kalken an der Obergrenze der Serie. Basisquarzite und Hangendkalke können vielfach fehlen. In regionaler Hinsicht setzen die Werfener Schichten über dem Buntsandstein gegen Osten hin, wie erwähnt, schon im Abschnitt Schwaz–Wörgl zögernd ein – wenn man hier nicht vom Alpinen Röt sprechen will –, östlich der Linie Lofer–Leogang herrschen sie im Skyth vor.

Die *Mächtigkeit* der Werfener Schichten, die die Bildungsbedingungen eines seichten Meeres erkennen lassen, soll lokal 300 m erreichen (W. DEL-NEGRO, 1960, S. 15) bzw. 500 m noch überschreiten (W. DEL-NEGRO, 1950, S. 37; E. SPENGLER, 1951, S. 305). Gerade in den Hauptzonen ihrer Entfaltung (Werfener Schuppenzone) sind sie durch Schuppung stark angeschopt.

a) Werfener Quarzite

Daß die Werfener Quarzite das normale Liegende der Werfener Schiefer bilden, zeigen z. B. die Profile im Werfener-Annaberger Schuppenland. Mächtige Quarzite erscheinen dort etwa im Liegenden des Rettenstein südlich vom Dachsteinmassiv (E. SPENGLER, 1954, S. 70). Dort handelt es sich um weiße bis hellgrüne, feinkörnige, gut geschichtete, einige hundert Meter mächtige Quarzite mit Glimmerbestegen. Ähnlich große Bedeutung besitzen sie in der Admonter Schuppenzone (Pleschbergquarzit) analoger Stellung. Mit den Mitterberger Schichten im Liegenden sind sie in der Werfener Schuppenzone durch Übergänge verbunden, auch in der Admonter Schuppenzone sind solche permischen schiefrigen Quarzite an der Basis der skythischen Quarzitmasse zu erwarten. Der gut geschichteten Werfener Quarziterie wird als Äquivalent des Buntsandsteins skythisches Alter zukommen. Werfener Quarzitschollen treten untergeordnet auch noch im Inneren der östlichen Kalkvorpalen unter den Werfener Schiefen auf, und zwar



Abb. 15: Werfener Schiefer des Kalkalpen-Südrandes. Bockklüftwände 3 km WSW Hochkönig, Salzburg. Phot. F. BAUER.

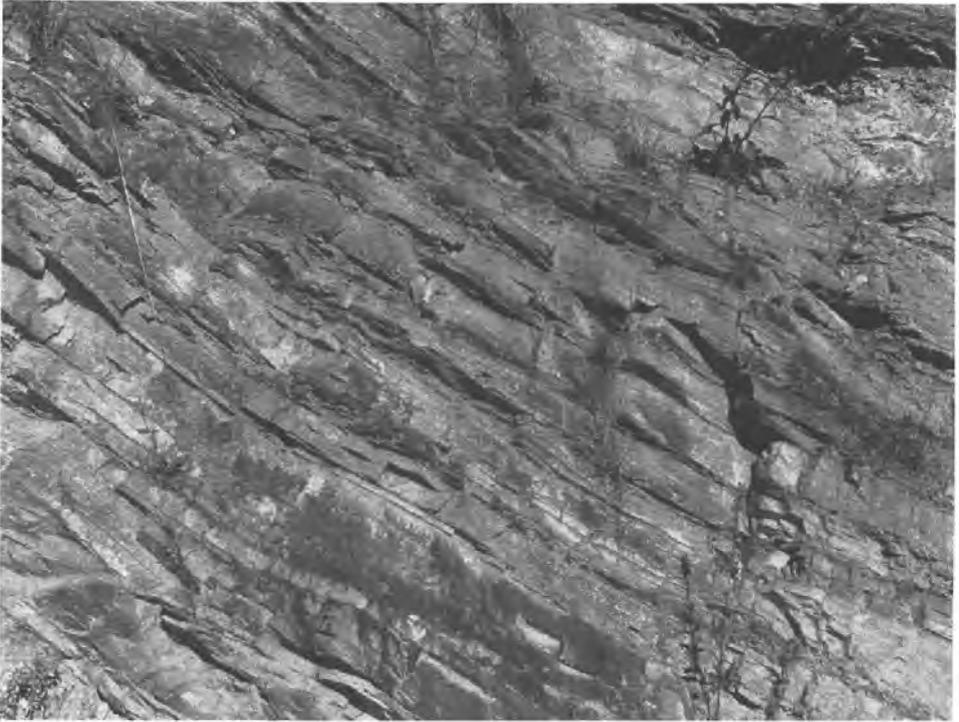


Abb. 16: Quarzitische Werfener Schiefer im Anschnitt der Salzach-Bundesstraße zwischen Werfen und Bischofshofen, Salzburg.

bis zum Vorderrand der nördlichsten tirolischen Decken (G. HERTWECK, 1961, S. 10). Der lithologische Habitus dieser dort immer nur in Resten auftretenden Quarzite differiert im einzelnen: Helle, auch feldspatreiche Quarz-Grobsandsteine mit Quarzgeröllen und gelegentlich grünen Tonschieferkomponenten treten auf. An der Basis der Reisalpen-decke östlich vom Annaberger Fenster stellen sich unter den Werfener Schichten der Bruckhofer Schuppe die größten Typen, harte Sandsteine mit faustgroßen Quarzgeröllen ein. G. WESSELY (1967, S. 46) hat in diesen tektonisch stets isolierten Quarzitschollen der voralpinen Decken eher aufgeschürfte obertriadische Keuperquarzite eines pienidischen, die Kalkalpen unterlagernden Untergrundes sehen wollen, was bei den angetroffenen Gesteinstypen unwahrscheinlich ist. Ein direkter Altersbeweis ist allerdings noch nicht erbracht worden. Über das Auftreten von Werfener Hangendquarziten vgl. übernächsten Absatz.

b) Werfener Schiefer

Sie sind das Hauptglied und vielerorts in den östlichen Kalkalpen auch das einzige herrschende Schichtglied des Skyth. Die roten, violetten, grünen oder grauen, bräunlich oder gelblich verwitternden, glimmerreichen Tonschiefer, Tonsteine und schiefrigen Sandsteine sind durchwegs gut geschichtete marine Seichtwasserbildungen – Abb. 15. In der

Typlokalität Werfen selbst schieben sich die sandig-quarzitischen Glieder mehr in den Vordergrund – Abb. 16. Eine eingehende Beschreibung der Werfener Schichten des Ostteiles der Werfener Schuppenzone gab jüngst R. ROSSNER (1972, S. 7 ff.).

Gelegentlich treten besonders im Tirolikum auch helle Quarzsandsteine in enger Wechsellagerung in den oberen Partien der Werfener Schiefer auf (z. B. Ötscher-Nordostsockel). Solche „Werfener Hangendquarzite“ haben auch H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952, S. 150) aus dem Bereich der Lammereinheit beschrieben. Eine durchgehende Gliederung der Werfener Schichten, um die sich auf Grund der Färbung und Lithologie seit D. STUR (1871, S. 209) bis B. PLÖCHINGER zahlreiche Autoren bemüht haben, ist noch nicht erarbeitet worden.

Der Entstehungsraum der Werfener Schiefer ist auf Grund zahlreicher Sedimentstrukturen wie Oszillationsrippeln, Schrägschichtung und auf Grund der geringen Reife des Sedimentes nach R. ROSSNER (l. c.) als mariner Flachsee- bis Litoralbereich angesehen worden. Neben der Werfener Schuppenzone bietet besonders das Lammertal nördlich des Tennengebirges reichlich Sedimentstrukturen im Werfener Schiefer; auch Wickelfaltung u. a. tritt hier auf.

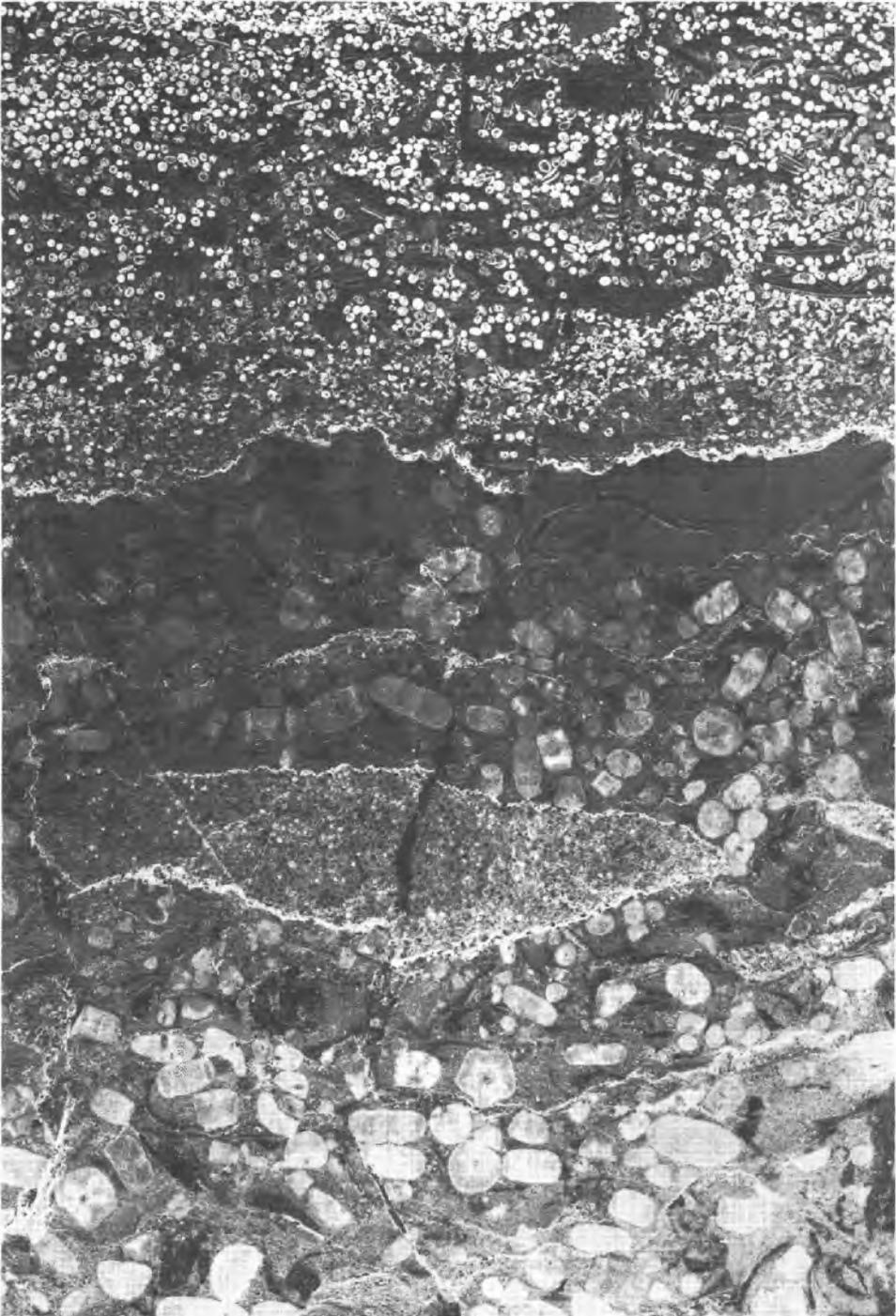
Auf der Südseite der Kalkalpen ist in den Werfener Schichten eine sideritische Vererzung weit verbreitet, die früher vielfach abgebaut worden ist. Neben Siderit treten Ankerit, Baryt und eine Reihe von Kiesen auf. Diese Vererzung ist einerseits lagerförmig, andererseits in quergreifenden Gängen angelegt.

c) Werfener Kalk

Der Begriff Werfener Kalk, bei A. TOLLMANN (1964 c, S. 293; 1966 a, S. 112) als Kurzform für die früher übliche Bezeichnung „kalkige Entwicklung der oberen Werfener Schichten“ eingeführt, ist als selbständiges Schichtglied durch A. BITTNER (1886 a, S. 388 ff.) in den Nördlichen Kalkalpen unter der Bezeichnung „Myophorienkalk“ im Sinne der entsprechenden südalpinen Bezeichnung von R. LEPSIUS (1878, S. 43) erfaßt worden.

Die Hauptverbreitung der Werfener Kalke liegt in den Kalkhochalpen. BITTNER (l. c.) führt dieses Schichtglied von der Lammereinheit im Westen (Lammertal, Annaberg) bis zur Mürzalphendecke (Haller Maucrn, Admont, Kaiserschild, Fölz, Neuberg) im Osten an. Im Schneeberggebiet hat E. SPENGLER (1927, S. 205) zum ersten Mal den Werfener Kalk erfaßt und durch Fossilien belegt, im Salzkammergut ist er besonders im Mitterndorfer Gebiet fossilreich entfaltet (A. TOLLMANN, 1960 b, S. 60, 71). In der Berchtesgadener Entwicklung hat er jüngst durch W. BARTH (1968, S. 126) eine eingehende Analyse erfahren. In den östlichen Kalkvoralpen schließlich tritt der Werfener Kalk zwar nur untergeordnet, aber doch weit verbreitet auf, als klassisches Beispiel sei Gutenstein (A. BITTNER, 1886 a, S. 388), als typisches das Ötscherland (A. TOLLMANN, 1960 a, S. 112) genannt.

Abb. 17: Crinoidenreicher Werfener Kalk des Obercampil von der Forststraße Frein-Hochbodenkogel, Mürztaler Alpen, Steiermark. 5fache Vergrößerung. Negativphoto R. LEIN. Das Bild zeigt das Seichterwerden des Ablagerungsmilieus: Über dem unterlagernden Mergelkalk folgt ein in etwa 15–30 m Tiefe gebildeter Crinoidenkalk-Horizont, über welchem in karstförmige Hohlräume eindringend (Trockenlegung?) ein Oolith sehr geringer Bildungstiefe aufsetzt.



Position und Lithologie: Die Werfener Kalke entwickeln sich im höheren Campil allmählich aus den liegenden Werfener Schiefen in Mächtigkeiten von maximal rund 30 m heraus.

Die Kalke zeigen frisch scheckig-blaugraue und violette, in verwittertem Zustand braune Farbtöne. Sie können feinkristallin entwickelt sein und enthalten stets einen gewissen Feinsandgehalt als Verunreinigung. In der Hallstätter Zone findet man reinere, plattig-wellig-schichtige, Mergelflatschen-hältige Kalke, die eine beträchtliche Fossilführung aufweisen (siehe unten). Oolithe sind in diesen Kalken häufig (vgl. K. BÜCHNER, 1974, S. 78) – Abb. 17.

d) **Eruptivgesteine** wurden wiederholt aus Werfener Schichten beschrieben, am umfassendsten durch H. P. CORNELIUS (1936, S. 197 ff.; 1941, S. 89; 1952, S. 35 f.) aus den östlichen Kalkalpen. Bei vielen dort erwähnten basischen Eruptiva ist aber die Bindung an permisches Haselgebirge inzwischen sichergestellt worden, der Quarzporphyrtuff auf der Südseite der Rax wird schon von CORNELIUS (1952, S. 36) als permischer, eingeschuppter Span gewertet, der Serpentin von Unterhöflein in der Schneebergdecke und begleitende Serpentinsschollen reichen andererseits noch in die über den Werfener Schichten folgende Reichenhaller Rauhwaacke (B. PLÖCHINGER, 1967, S. 16 f.). Auch in Fällen der Frittung des Nebengesteins vom Diabas ist zufolge von Lesesteinvorkommen keine sichere Altersgleichheit zu den Werfener Schichten gegeben (Karlgraben in den Mürtzaler Alpen) bzw. ist die Zuordnung dieser Lesesteine zum Haselgebirge oder den Werfener Schichten unsicher (Leckkogel-Südwestfuß südlich vom Gosaukamm – H. ZAPFE, 1934, S. 106; W. SCHLAGER, 1967 b, S. 210). Die früher wiederholt geäußerte Auffassung vom skythischen Alter dieser Diabase beruhte auf der damals ausnahmslos herrschenden, inzwischen aufgegebenen Meinung, daß auch das eventuell damit angegriffene Haselgebirge einen oberskythischen Bestandteil der Werfener Schichten darstelle.

Alter und Makrofauna: Während die basalen Quarzite bisher als fossillere gelten und nur zufolge der Parallelisierung mit dem Buntsandstein eingestuft werden können, führen die Schiefer, ferner die mit diesen wechsellagernden Quarzite, besonders aber die Werfener Kalke, marine Faunen, die eine Trennung der lithologisch nicht unterschiedenen beiden südalpinen Unterstufen, Seis und Campil, ermöglichen.

Folgende Arbeiten seien aus der Vielzahl der Publikationen, die sich mit dem Fossilinhalt des Skyth der Nordkalkalpen beschäftigen, erwähnt: G. v. ARTHABER, 1906, S. 355 ff.; W. BARTH, 1968, S. 124 ff.; A. BITTNER, 1882 (1886), S. 13 ff.; 1901, S. 559 ff.; C. DIENER, 1952 a; E. EHRLICH, 1944; F. v. HAUER, 1865 a; K. LEUCHS, 1927, S. 14; E. v. MOJSISOVICS, 1882, S. 317; G. ROSENBERG, 1959 a, Taf. 16; E. SPENGLER, 1927 d, S. 205; D. STUR, 1871, S. 212. Für die Bestimmung der skythischen kalkalpinen Faunen aber waren gleichermaßen Faunen in den Dolomiten, im Bakonywald, im außercalpinen Gebiet etc. von Bedeutung. Für eine Zusammenstellung all dieser Publikationen ist hier nicht Platz, es seien als wesentlichste Arbeiten hievon jene von F. FRECH (1911; 1912 a; 1912 b), P. LEONARDI (1935) und P. WICKENBURG (1908) genannt – die moderne Monographie über die Dolomiten von P. LEONARDI (1968, S. 107 ff., 983 ff.) gibt erschöpfende Auskunft über die weitere, hier nicht zur Sprache gekommene Literatur.

Das Unterskyth (Seis) ist besonders in der Hallstätter Zone (Miesenbachtal, Salzkammergut usw.) und am Kalkalpensüdrand (W Gollrad, NW Aflenz, NW Eisenerz

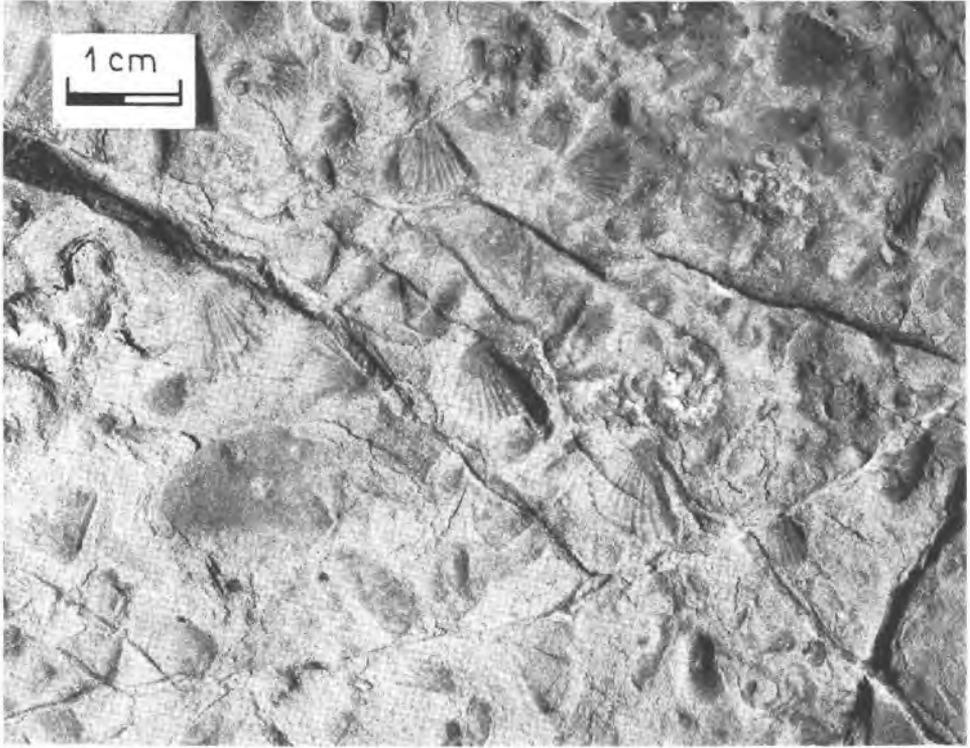


Abb. 18: Typisches Muschelpflaster aus meist schlecht erhaltenen Bivalven im Werfener Kalk des Obercampil mit *Costatoria costata* (ZENKER) aus der Lammerscholle, Hinterkellau bei Golling, Salzburg.

usw.) durch *Claraia clarai* (EMMR.) charakterisiert sowie durch die allerdings noch ins Campil emporsteigende *Anodontophora fassaensis* (WISSMANN) in der Werfener Schiefer-Fazies gekennzeichnet. Vereinzelt Angaben (J. PIA, 1937, S. 18; K. ICHIKAWA, 1958, S. 139 ff.), daß *Claraia clarai* (EMMR.) auch noch in das Campil reiche, treffen nach L. KRYSZYN (mündlich) nicht zu. Diese unterskythische Leitform ist nach KRYSZYN wahrscheinlich sogar nur auf das tiefere Skyth beschränkt. Nach R. ASSERETO et al. (1973, S. 189) ist die *Claraia clarai*-Gruppe scheinbar weltweit auf die Ophicerazone des oberen Griesbachien im Unterskyth beschränkt.

Für das Campil, und zwar die Schiefer-, besonders aber die Kalkfazies, sind *Natiria costata* MÜNSTER, *Holopella gracilior* (SCHAUR.), *Turbo rectecostatus* HAUER, eine Reihe von Arten von *Gervilleia*, *Chlamys*, ferner *Eumorphotis telleri* (BITTNER), *Hoernesia socialis* (SCHLOTH.) und *Costatoria costata* (ZENKER) bezeichnend – Abb. 18. Letztgenannte Art steigt noch ins bisherige unterste Anis empor (G. ROSENBERG, 1958, S. 296; A. TOLLMANN, 1968 b, S. 33). Auf die Erwähnung der im Unter- und Oberskyth vorhandenen Arten wie *Eumorphotis venetiana* (HAUER), *Myophoria laevigata* GOLDF., *Lingula tenuissima* BRONN etc. sei hier verzichtet. In den Werfener Kalken des Obercampil erscheinen ferner gelegentlich massenhaft Crinoiden (Abb. 17) und, besonders

in der Hallstätter Zone und Berchtesgadener Fazies, noch Ammonitenarten der Gattung *Tirolites* – bes. *T. cassianus* (QUENST.) – und *Dinarites* – bes. *D. muchianus* (HAUER). In dem an die Südalpen angenäherten Rest der oberostalpinen Trias in den St. Pauler Bergen in Kärnten nimmt der Reichtum der Ammoniten im Oberskyth, sogar in sandiger Fazies, erwartungsgemäß zu, wie jüngst M. CHAIR & F. THIEDIG (1973, S. 61) durch die Entdeckung von *Dinarites laevis* (TOMMASI), *D. muchianus* (HAUER), *D. dalmatinus* (HAUER) und *Tirolites* sp. gezeigt haben. Auch die Art *Tirolites* (*Carniolites*) ex gr. *carniolicus* MOJS., die W. BARTH (1968, S. 124) aus vermeintlichen Unteren Werfener Schichten der Hochkalter-Gruppe erwähnt hat, spricht nach L. KRYSZYN (1974 b, S. 42) für oberstes Skyth (Spath, Olenek), welches sich nach diesem Autor in die tiefere *Tirolites cassianus*-Zone, die höhere *Tirolites carniolicus*-Zone und in einen obersten, noch in den basalen Teilen der Gutensteiner Kalke steckenden Anteil gliedert.

Die sehr arme Mikrofauna der Werfener Kalke (W. BARTH, 1968, S. 127; L. KOEHN-Z., 1969, S. 13 etc.) enthält in den Schliffen meist die skythischen Leitforaminiferen *Meandrospira pusilla* (HO) – jüngerer Synonym dazu: *Meandrospira iulia* (PREMOLI-SILVA) – Abb. 19 – und *Rectocornuspira kalbhorii* BRÖNNIMANN et al., ferner die vom Skyth bis in die Obertrias reichenden Foraminiferen *Arenovidalina chialingchianensis* HO und *A. amylovoluta* HO.

Die von G. STAESCHE (1964, S. 291) in den Südtiroler Dolomiten aufgestellte Conodontengliederung des Skyth wurde von H. MOSTLER (1968 b, S. 63) in bezug auf die Werfener Kalke des höheren Campil der Nordkalkalpen altersmäßig mit Erfolg getestet. Nähere Untersuchungen stehen aus. Man kann aus den Erfahrungen im übrigen Mediterrangebiet (vgl. H. BENDER, 1967, S. 486, Tab. 2) gerade für den Zeitraum der Untertrias eine sehr genaue Gliederung mit Hilfe der Conodonten erwarten. Als charakteristische Conodontenform der austroalpinen Faunenprovinz wird im

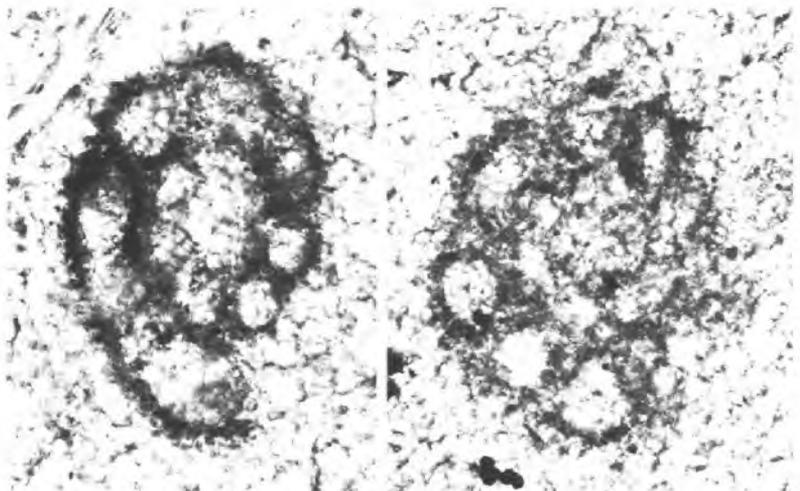


Abb. 19: *Meandrospira pusilla* (HO), eine kleinwüchsige Leitforaminifere des Skyth im Schliff aus dem sandigen Werfener Kalk des Obercampil der Bürgeralpenstraße bei Aflenz. Größter Durchmesser $d = 0,2$ mm.

Skyth *Spathognathodus* hervorgehoben, während die Gattung *Gondolella* hier damals nicht existieren konnte (H. KOZUR, 1971 a, S. 109 f.; H. KOZUR & H. MOSTLER, 1971, S. 6). Für die Erhaltung von Sporen sind die bunten Werfener Schiefer ungünstig, obgleich aus südalpinen oberen Werfener Schichten Leitformen des Skyth bekannt geworden sind (W. KLAUS, 1964, S. 120).

C. Anisische Stufe

Allgemeines

Gliederung: Die anisische Stufe wird in aufsteigender Reihenfolge in die Unterstufen Aege(an), Bithyn(ian), Pelson(ian) und Illyr(ian) gegliedert, wobei die beiden erstgenannten Unterstufen zum Unteranis, die beiden letzteren zum Oberanis zusammengefaßt werden oder das Pelson als Mittelanis abgetrennt wird.

Die Basis für die Aufstellung der anisischen Stufe bildeten für W. WAAGEN & C. DIENER (in E. v. MOJSISOVICS et al., 1895, S. 1279) die *Ceratites binodosus*- und *C. trinodosus*-Zone. Im Jahre 1906, S. 262, hat G. v. ARTHABER das Anis noch um die Gracilis-Schichten (das „Hydasp“ anderer Autoren) nach unten erweitert. Daß die Bezeichnung Hydasp für diesen unteren Teil des Anis ungeeignet ist, hat L. SPATH (1934) gezeigt, da die Typlokalität dieser Unterstufe in der Salt Range in Pakistan in die Untertrias einzureihen wäre. Es hat daher R. ASSERETO (1974) eine neue Unterstufen-Gliederung des Unteranis vorgenommen und auf Grund von Profilen auf Chios und in Anatolien das Aegean (*Paracrochordiceras*-*Japonites*-Schichten) im Liegenden und das Bithyn(ian) mit der Osmani- (tiefer) und der Ismidicus-Zone (höher) im Hangenden aufgestellt. Die eingehende Begründung hierfür, die Begründung für die weitere Einbeziehung dieser Stufen in das Anis entgegen H. SUMMESBERGER & L. WAGNER (1972, S. 535 f.) sowie die Überlegungen zugunsten einer Zweigliederung des Anis gegenüber der Trennung von Unter-, Mittel- und Oberanis in Nordamerika (E. TOZER, 1967, S. 22 ff.; 1974, S. 196) sind in der erwähnten Arbeit von R. ASSERETO enthalten.

Einen historischen Überblick über die Entwicklung der Unterstufengliederung des Anis in der älteren Fassung hat G. ROSENBERG (1958 a, S. 295 ff.) gegeben.

Die Obergrenze des Anis wird heute ganz allgemein, auch auf Grund des Florenschnittes (vgl. E. OTT, 1973, Taf. 1) – Abb. 47, im Gegensatz zur Auffassung von H. KOZUR (1973 d, S. 10) über und nicht unter die Avisianuszone gelegt.

Anmerkung zum Begriff „Alpiner Muschelkalk“: Mit der Aufgliederung des Begriffes „Alpenkalk“ in der Mitte des vorigen Jahrhunderts in seine Hauptbestandteile und mit der Erfassung des triadischen Anteils wird zugleich zum ersten Mal der aus der germanischen Entwicklung stammende Begriff „Muschelkalk“ für die mittlere Trias der Kalkalpen auf gesicherter Basis durch A. v. MORLOT (1848, S. 335 f.) angewendet, nachdem die Vertretung des Muschelkalkes in den Nördlichen Kalkalpen schon zuvor vermutet (A. BOUÉ, Sep. S. 22 ff.) und 1824 in den venetianischen Südalpen paläontologisch nachgewiesen worden war. Die vorherrschende Karbonat-Entwicklung setzt ja in der Trias mit einer Vielzahl von kalkigen und dolomitischen Schichtgliedern mit der anisischen Stufe im jetzt gebräuchlichen Sinne ein. Als Sammelbegriff

für anisische, bei manchen Autoren aber für anisische und ladinische Gesteine der Nördlichen Kalkalpen wird auch heute noch gelegentlich die Bezeichnung „Alpiner Muschelkalk“ verwendet, eine Bezeichnung, die in Anlehnung an den deutschen Begriff des Muschelkalkes für eine ganze Reihe ganz verschiedener mitteltriadischer alpiner Schichtglieder angewendet worden ist: Um die Verschiedenartigkeit des Gebrauches in der klassischen Literatur zu zeigen, sei die Meinung einiger weniger bezeichnender Autoren angeführt: E. v. MOJSISOVICs et al. (1895, S. 1279) mit einer Einschränkung des Begriffes auf die anisischen Schichtglieder, D. STUR (1871, S. 271) sowie A. BITTNER (1894 a, S. 376, 378) mit der Anwendung auf Anis und Ladin und J. PIA (1930, S. 95) mit Beschränkung auf jene mitteltriadischen alpinen Schichtglieder, die faziell den germanischen Äquivalenten ähnlich sind. Diese zeitlichen und lithologischen Differenzen in der Begriffsfassung für „Alpinen Muschelkalk“ bleiben auch in unserem Jahrhundert bestehen (vgl. G. ARTHABER, 1906, S. 261). P. SCHMIDT-THOMÉ (1964, S. 252) trennt z. B. sogar noch Reichenhaller Schichten und Gutensteiner Kalk vom Alpinen Muschelkalk ab. In neuerer Zeit werden auch die mitteltriadischen Schichtglieder bis einschließlich zum Reiflinger Kalk empor, nicht aber mehr der Wettersteinkalk dazugestellt (vgl. M. SARNTHEIN, 1965, S. 133), wodurch in den westlichen Kalkalpen im wesentlichen Anis, in den östlichen aber im Bereich der Lunzer Fazies auch noch das ganze Ladin und das tiefere Unterkarn einbezogen werden würden. Die Bezeichnung Alpiner Muschelkalk ist demnach nach wie vor eine unscharfe, uneinheitlich verwendete Sammelbezeichnung. Mit Recht haben daher schon G. v. ARTHABER (1906, S. 261) und O. KÜHN (1962, S. 305) mit Nachdruck gefordert, den Namen ganz aufzulassen. Es ist heute nach Klärung der Charakteristik der Einzeltypen der mitteltriadischen Gesteinsreihen besser und unmißverständlicher, im Einzelfall die dem Gestein zukommende Schichtbezeichnung zu verwenden. Auf die soeben erschienene ausführliche Diskussion des Begriffes „Alpiner Muschelkalk“ bei T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER (1974 b, S. 11 ff.) sei abschließend verwiesen.

Der Gesamtbestand des kalkalpinen Anis umfaßt folgende Haupttypen an Schichtgliedern: 1. Reichenhaller Schichten als basalstes Glied einschließlich der Reichenhaller Rauhwacke, Gutensteiner Basisschichten und Drossaschichten; 2. Gutensteiner Schichten als Leitschichtglied vom Unteranis bis zum unteren Oberanis, lokal durch Annaberger Kalk bzw. -Dolomit vertreten; 3. Steinalmkalk und -dolomit als gleichaltrige fazielle Vertretung des Gutensteiner Kalkes, meist dessen höheren Anteil ersetzend (vgl. Abb. 27 für den Ostteil der Kalkvorlpen). 4. Reiflinger Kalk mit den Sondertypen Schreyeralmkalk (5.) und Schusterbergkalk sowie den Meiereckmergeln (6.) als höheranisischer Hauptkomplex. Der Reiflinger Kalk reicht häufig noch über diese Stufe in die höhere Mitteltrias und ins tiefe Karn (Cordevol) empor.

In welchem Umfang hievon die Reichenhaller und Gutensteiner Schichten noch in das oberste Skyth im Sinne von L. KRYSŤYN (1974 b, S. 44 f.) zurückreichen, ist derzeit noch nicht bestimmbar.

1. Reichenhaller Schichten

Begriffsprägung: Reichenhaller Kalk E. v. MOJSISOVICs, 1868 c, S. 225: „Kalksteine von Reichenhall“; 1869, S. 94: „Reichenhaller Kalk“; non (Lex. strat.) C. W. GÜMBEL, 1861, S. 173. – Reichenhaller Dolomit E. BÖSE, 1898 b, S. 702. – Reichen-

haller Schichten O. AMPFERER & W. HAMMER, 1899, S. 303. – Reichenhaller Rauwacke F. F. HAHN, 1913, S. 297.

Begriffsfassung und Position: Die Reichenhaller Schichten stellen die basale Schichtgruppe der karbonatischen Trias dar und sind in den Nordtiroler Kalkalpen am mächtigsten und am gliederreichsten entwickelt. Hier ist die Eigenständigkeit dieser rauwackig-sandig-kalkig-dolomitischen Serie im Liegenden der rein kalkigen Folge von Gutensteiner Kalken klar entwickelt, die Trennung ist aber auch in den östlichen Kalkalpen berechtigt, wo die Reichenhaller Schichten im Liegenden der mächtigen Gutensteiner Schichten weitgehend zurücktreten. Trotz gleicher Faunenelemente in diesen



Abb. 20: Gastropodenhorizont im laminierten Reichenhaller Kalk vom Kreuzbichl bei Reichenhall. Der Schliff enthält Gastropoden, Bivalven und Radiolarien.

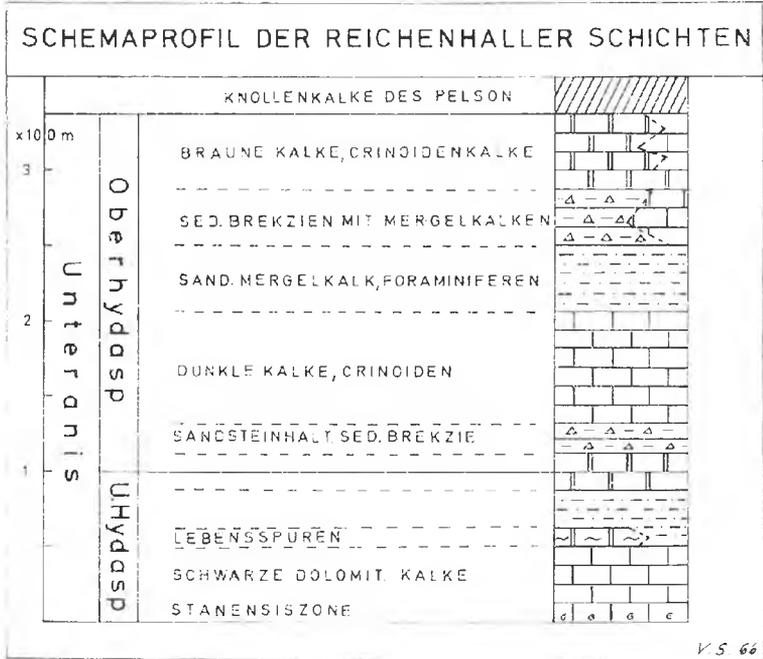


Abb. 21: Schematisches Profil der Reichenhaller Schichten im östlichen Karwendelgebirge in Tirol nach V. SCHENK, 1967, S. 466.

erwähnten Serien („Reichenhaller Fauna im Gutensteiner Kalk von Gutenstein“ – A. BITTNER, 1897, S. 201) ist die lithofaziell begründete Trennung der beiden Formationsglieder angebracht, wie auch schon bei E. BÖSE (1898 a, S. 545–557), G. v. ARTHABER (1906, S. 263), R. v. KLEBELSBERG (1934, S. 42 ff.) u. a. gehandhabt.

Lithologie: Die Reichenhaller Schichten, dem Oberskyth bis Unteranis zuzuordnen, setzen sich aus dunklen, dünnschichtigen Kalken, schwarzen dolomitischen Kalken mit Fluoritgehalt, Wurstelkalkbänken, sandigen Mergelkalken, hellem, zum Teil kalkigem Dolomit, dunklen crinoidenhaltigen Kalken, vor allem aber aus mächtigen Rauhwaeken zusammen – Abb. 20. Ferner stellen sich geringmächtige Lagen von Sandstein, Brekzien, auch von Gips – von den westlichen Kalkalpen bis zum Ostrand dieses Gebirgszuges (B. PLÖCHINGER, 1967, S. 4) ein. Die Rauhwaeke ist verschiedenartig bezeichnet worden: Reichenhaller, Saalfeldener, Gutensteiner und Werfener Rauhwaeke und der jüngst verwendete Begriff Reichenhaller Brekzie sind Synonyme. Trotz stark wechselnder Abfolge im einzelnen hat V. SCHENK (1967, S. 466) ein Schemaprofil durch die mächtige Reichenhaller Serie des östlichen Karwendelgebirges erstellt (Abb. 21), das die Dominanz der Rauhwaeke im Hangendanteil dieses Profils zeigt. Die später in Rauhwaeke verwandelten Brekzien der Reichenhaller Schichten im Karwendel werden im Gegensatz zu früheren Bearbeitern, die eine ausschließlich tektonische Gestaltung der rauhwaekigen Brekzien ins Auge gefaßt haben, von V. SCHENK (1967, S. 468) als eine im wesentlichen sedimentäre Bildung gedeutet. E. KRAUTER (1971, S. 5) schließt sich

grundsätzlich dieser Meinung an. Als Obergrenze des Komplexes der Reichenhaller Schichten wird in den Tiroler Kalkalpen ein crinoidenreicher Kalkhorizont angesetzt. Von M. SARNTHEIN (1965, S. 125) ist dieser Crinoidenkalkhorizont allerdings bereits zur Basis des darüber folgenden „Alpinen Muschelkalkes“ gerechnet worden. Grundsätzlich ähnlich ist die Schichtfolge der Reichenhaller Serie westlich des Karwendelgebietes, wie H. MILLER (1965, S. 189 ff.) aus den Mieminger Bergen berichtete: Im Liegenden dominieren kalkige Dolomite und Kalke, im Hangendteil die Rauhacken mit Brekzien und Sandsteinregressionshorizonten in den obersten 10 bis 50 m. Auch hier ist die Crinoidenlage mit *Dadocrinus gracilis* (BUCH) nahe der Obergrenze charakteristisch. In weiten Teilen der mittleren und östlichen Kalkalpen aber sind die Reichenhaller Schichten fast nur durch die mächtige, ocker, grau oder schwarz gefärbte Reichenhaller Rauhacke vertreten, die aus einem schwach gipshaltigen Dolomit unter tektonischer Beanspruchung entstanden ist (vgl. L. LEINE, 1971, mit Lit.).

Genese der Reichenhaller Rauhacke: Zur alten Diskussion, ob die Reichenhaller und Saalfeldener Rauhacken der Kalkalpen sowie der Einheiten der Zentralalpen tektonische Zonen oder ein stratigraphisches Niveau darstellen, kann heute mit aller Entschiedenheit festgestellt werden, daß diese Rauhacken einen außerordentlich bezeichnenden Horizont zwischen skythischen Werfener Schieferen oder den untertriadischen zentralalpiner Semmering-Lantschfeld-Quarziten und ihrer Röttschieferbegleitung einerseits und der anisischen Karbonatfolge andererseits darstellen, so daß an der stratigraphischen Position im Skyth/Anis-Grenzbereich nicht gezweifelt werden kann. Vom Pennin angefangen bis zum Ostalpin ist dieses Niveau heute erfaßt. Drei Gesichtspunkte aber muß man hierbei berücksichtigen, um nicht abermals in die alte Auffassung der tektonischen Deutung (H. SUMMESBERGER & L. WAGNER, 1971, S. 353) zu verfallen: Daß einerseits dieser stratigraphisch angelegte Horizont stets tektonisch überarbeitet worden ist und lokal bis zum Aussehen einer tektonischen Brekzie mit Rauhackebindemittel umgestaltet worden sein kann, daß er andererseits nicht in allen Profilen auftreten muß und daß schließlich im Bereich der Ostalpen auch tektonische Rauhacken an Störungen und auch stratigraphische Rauhacken in höheren Niveaus, besonders im Karn etc., in Erscheinung treten können.

Massengesteine in den Reichenhaller Schichten: Als Besonderheit sei das Vorkommen eines in solchen Rauhacken und in Werfener Schieferen steckenden, auch bereits durch Gerölle in der Rauhackenserie vertretenen Serpentin von Höflein in der Schneebergdecke erwähnt (B. PLÖCHINGER, 1967, S. 15—18). Aus den Reichenhaller Schichten des Karwendelgebirges ist ein Augit durch G. MUTSCHLECHNER (1954, S. 393) bekannt geworden.

Die Mächtigkeit der Reichenhaller Schichten erreicht in ihrem Hauptverbreitungsgebiet im Westen im Mieminger Gebirge 220 m, im östlichen Karwendel sogar 480 m, wobei hier vielleicht tektonische Anschoppung mitspielt.

Fauna und Alter: Obgleich eine exakte Abgrenzung gegen das Skyth hin bisher unmöglich erschien, ist mit dem Auftreten der Fauna der Stanensiszone mit *Neritaria stanensis* (PICHLER), *Costatoria costata* (ZENKER), *Gervilleia mytiloides* SCHLOTHEIM, *G. modiola* FRECH usw. bereits im basalsten Horizont (V. SCHENK, 1967, S. 467) als Alter für die Gesamtserie bisher Unter- bis Oberhydasp im alten Sinne angesetzt worden. Daß aber noch oberstes Skyth darin enthalten ist, hat L. KRYSZYN

(1974 b, S. 45) ausgeführt. Die Mikrofauna ist arm, Radiolarien scheinen in den Kalken auf.

1 a) Drossaschichten

Begriffsprägung: Der Begriff wurde unter der Bezeichnung „Couches de Punt la Drossa“ von F. HIRSCH (1966, S. 9) eingeführt und bei A. TOLLMANN (1968 b, S. 31) in obigem Sinne gekürzt gefaßt.

Ausbildung: Die Drossaschichten, die sich im Übergangsbereich zwischen dem Buntsandsteinkomplex und der karbonatischen Mitteltrias einstellen, bestehen aus einer Serie von Dolomit, Rauhwaacke und Schiefen mit Einschaltungen von Sandsteinlagen. Sie sind als eine fazielle Variante der Reichenhaller Schichten anzusehen, die durch wiederholte Rekurrenzen von sandig-siltigen Lagen in Buntsandsteinfazies gekennzeichnet ist. Als Untergrenze dient das Einsetzen der Karbonatsedimentation über dem Buntsandstein, als Obergrenze das letzte Auftreten von Faziesgliedern der Buntsandsteingruppe oder von Rauhwaacke (M. KOBEL, 1969, S. 28) – vgl. Abb. 40.

Vorkommen: Das Typusprofil liegt in den mittelostalpinen Engadiner Dolomiten, der Verbreitungsbereich reicht in den Nördlichen Kalkalpen vom Rhätikon über das Arlberggebiet gegen Osten. Östlich vom Arlberg wird eine Abgrenzung der Drossaschichten von den Reichenhaller Schichten schwierig, da letztere auch noch bei mächtiger und typischer Entwicklung vereinzelt in den obersten Partien Sandsteinlagen führen können (H. MILLER, 1965, S. 190: Mieminger Gebirge). Vor dem Jahre 1966 wurden die Drossaschichten zum Teil als Reichenhaller Schichten, zum Teil als Campiler Schichten bezeichnet.

Das Bildungsmilieu der Drossaschichten war ein sehr seichtes, zum guten Teil hyperhalines Meer, in dem flache Inseln aus Alpinem Verrucano und Buntsandstein als Detritusliefergebiet aufragten.

Fauna und Alter: Nach F. HIRSCH enthalten die Drossaschichten unter anderem *Costatoria costata* (ZENKER) und *Modiola boehmi* SKUPHOS, im Rhätikon *Dadocrinus*. Als Alter ist oberstes Skyth bis tieferes Unteranis anzunehmen.

1 b) Gutensteiner Basisschichten

Begriffsprägung als „Gutensteinerkalk-Basisschichten“ durch H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952, S. 151; Namenskürzung auf „Gutensteiner Basisschichten“ durch A. TOLLMANN, 1958 c, S. 82.

Lithologie: Die reichlich Tonschiefer führende Ausbildung der Reichenhaller Schichten ist in den mittleren und östlichen Kalkalpen sowie in den Zentralalpen gelegentlich auch als Gutensteiner Basisschichten bezeichnet worden. Sehr dünn-schichtige bis gebänderte dunkle, angeblich auch kieselige Kalke, Tonschiefer, Schiefer und schwarze rauhwaackige Dolomitlagen setzen diese Serie zusammen (Abb. 22).

Verbreitung: Dieses Schichtglied ist sowohl vom voralpinen Bereich (Reisalpendecke westlich von Annaberg – A. TOLLMANN, 1966 a, S. 114) als auch vom hochalpinen Gebiet (Schneebergdecke – B. PLÖCHINGER, 1967, S. 20; Lammereinheit – H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952, S. 151 ff.) des Mittel- bis Ostabschnittes der Kalkalpen erwähnt worden. Die Mächtigkeit dieser tiefstänischen Schichten ist meist gering.



Abb. 22: Die Gutensteiner Basisschichten aus Tonschiefern und dünnsschichtigen dunklen Kalken im Lammertal westlich von Vogtlau, Salzburg.

2. Gutensteiner Schichten

Begriffsprägung: „Gutensteiner Kalk“ F. v. HAUER, 1853, S. 716 (Name), S. 722 (Beschreibung).

Schichtbezeichnung: In bezug auf die Abgrenzung der Gutensteiner Schichten herrschten in der Literatur beträchtliche Differenzen. Sie waren dadurch bedingt, daß sich nur ein Teil der Autoren (z. B. J. PIA, 1930, S. 137) an die Originaldefinition von Gutensteinerkalk bei F. HAUER (1853, S. 722) bzw. unter Abgliederung des Werfener Schichtanteiles bei D. STUR (1858, S. 337) gehalten hat, ein anderer Teil aber darüber hinaus praktisch alle übrigen geschichteten, gebankten und ungebankten dunklen und helleren anisichen Kalke und Dolomite verschiedener Mikrofazies, ausgenommen nur die Reiflinger Kalke, unter einem derart außerordentlich erweiterten Gutensteiner Begriff subsummiert hat. Auch bei der Neubeschreibung des Typusprofiles der Gutensteiner Kalke durch E. FLÜGEL & M. KIRCHMAYER (1962) wurden verschiedene Gesteine unter dem Begriff Gutensteiner Kalk erfaßt – vgl. H. SUMMESBERGER, 1966 b, S. 87 f. und A. TOLLMANN, 1966 a, S. 116. Erst eine erneute Aufnahme des Gutensteiner Kalk-Profiles an der Typlokalität durch H. SUMMESBERGER & L. WAGNER (1971, Taf. 1) gibt die genaue Position des Steinbruches Paßbrücke im Mitteltriasprofil – Abb. 23. Zahlreiche Autoren, die den Begriff Gutensteiner Kalk gegenüber der Originaldefinition wesentlich zu weit gefaßt hatten, betonten selbst, daß die typischen („eigentlichen“) Gutensteiner Kalke nur auf die schwarzen, bituminösen, dünn-schichtigen, ebenflächigen oder schwach gewellten Kalktypen begrenzt seien (z. B. E. SPENGLER, 1931 a, S. 18, 20; H. P. CORNELIUS, 1951, S. 14) – Abb. 24. Eine enge Begriffsfassung hingegen nahm etwa O. KÜHN (1962, S. 186) im stratigraphischen Lexikon vor.

Am gründlichsten hat sich mit der Frage des Gutensteiner Kalkes jüngst L. WAGNER (1970, S. 124 ff.) im klassischen Gebiet der östlichen Kalkvoralpen auseinandergesetzt. Danach sind unter Gutensteiner Kalk schwarze, graue, dunkel- und auch hellbraune, vorwiegend ebenflächige, dünn-schichtige, bituminöse Kalke mit charakteristischer Mikrofazies (siehe unten) und Fauna zu verstehen, die im Raum der östlichen Kalkvoralpen vom Skyth-Anisgrenzbereich zum Oberrand der Binodosus-Zone (nach der Revision von R. ASSERETO, 1971, S. 23 ff.), also bis Ende des Mittelanis reichen. Sie können von den daneben hier auftretenden Steinalmkalken faziell in allen Etagen dieser Zeitspanne – vom basalsten Anteil abgesehen – ersetzt werden – Abb. 25. Daß der Gutensteiner Kalk, wenn er nicht zu eng gefaßt wird, mit noch immer dünn-schichtigen, nur dunkelbraun statt schwarz gefärbten Typen bis zum Ende des Mittelanis (Binodosus-Zone) emporreicht, zeigen viele voralpine Profile, unter anderem auch das Großreiflinger Profil, in welchem ja die klassische Ammonitenfundstelle des Rahnbauernkogels im so definierten Gutensteiner Kalk dieses Niveaus liegt (siehe S. 79) – Abb. 51.

Will man in diesem Sinne und auch im Sinne von O. KÜHN den Begriff Gutensteiner Kalk nur auf die dünn-schichtigen Typen beschränkt wissen, so kann man die dick-bankigen bis fast massigen, lithologisch sonst analogen Typen unter der Bezeichnung Annaberger Kalk abtrennen, wobei allerdings aus diesem vom Verfasser 1966 a,

Abb. 23: Das Mitteltriasprofil von Gutenstein (links) und vom Trafel, 7 km NNW Gutenstein in Niederösterreich nach H. SUMMESBERGER & L. WAGNER, 1971, Taf. 1.

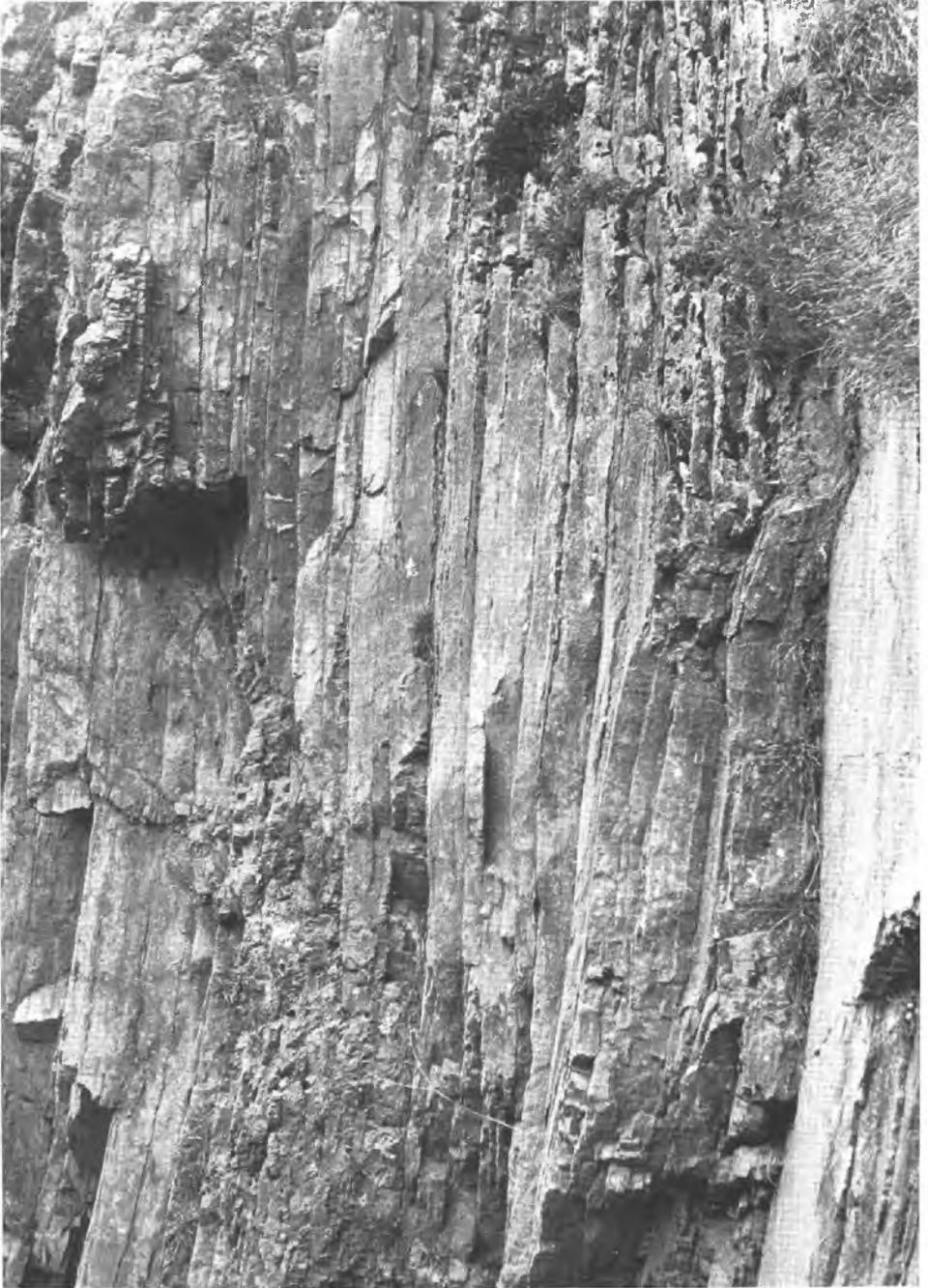


Abb. 24: Die steilstehenden Gutensteiner Kalke von Gutenstein, Niederösterreich. Es herrschen durchaus dunkle, dünn-schichtige Kalktypen.

S. 118 ff., aufgestellten Begriff heute die Steinalmkalktypen im Sinne von L. WAGNER (1970) ausgegliedert werden müssen. Vom Reiflinger Kalk unterscheidet sich der ebenflächige bis schwach wellig-schichtige Gutensteiner Kalk durch Fehlen echter Knollenkalkbänke, Knollenlagen und Schlickgeröllhorizonte, durch den Bitumengehalt, durch das Fehlen der Hornsteinknollen und durch seine bestimmte Mikrofazies.

Lithologie und Mikrofazies: An der Typlokalität bei Gutenstein konnten vier charakteristische Mikrofaziestypen unterschieden werden (L. WAGNER, 1970, S. 115; H. SUMMESBERGER & L. WAGNER, 1971, S. 349), die eng miteinander verknüpft vorkommen können: Mikrite mit sekundären Ooiden und Sphären (vgl. hierzu F. KUBANEK, 1969, S. 55 ff.), Mikrite mit Radiolarien und Spongiennadeln, Sparite mit Biogenen und Intraklasten, reine Biosparite mit Crinoidenlagen. Eine innere Feinschichtung, Wühlspuren und Fäkalpellets sind nicht selten – Abb. 26. Während Hornsteinknollen fehlen, sind gelegentlich lagenweise auftretende Hornsteinkügelchen, wie seit alters erwähnt, charakteristisch. Von E. FLÜGEL & M. KIRCHMAYER (1963, S. 122) waren diese Hornsteinkügelchen als verkieselte Kalkoide aufgefaßt worden, während L. WAGNER (1970, S. 114 f.) und H. SUMMESBERGER & L. WAGNER (1971, S. 349) diese Auffassung widerlegten und die lagenweise Anreicherung durch Eindringen von Kieselgel nach der Sedimentation ohne Beteiligung von Ooiden erklärten. Neben den genannten Typen treten auch die sogenannten „Wurstelkalkbänke“ im Verband des Gutensteiner Kalkes auf, dünn-schichtige, oft bituminöse, blaugraue Kalk mit ocker gefärbter, gewellter Oberfläche und Mergelzwischenlagen, die durch wurstförmige, gekrümmte Marken von Schlammwühlern auf den Schichtflächen, den sogenannten „Rhizocorallien“ (H. MILLER, 1962, S. 9; M. SARNTHEIN, 1965, S. 126; M. KOBEL, 1968, S. 44 mit Lit.; F. KUBANEK, 1969, S. 44 ff.) gekennzeichnet sind – vgl. Abb. 40. Sie entstanden

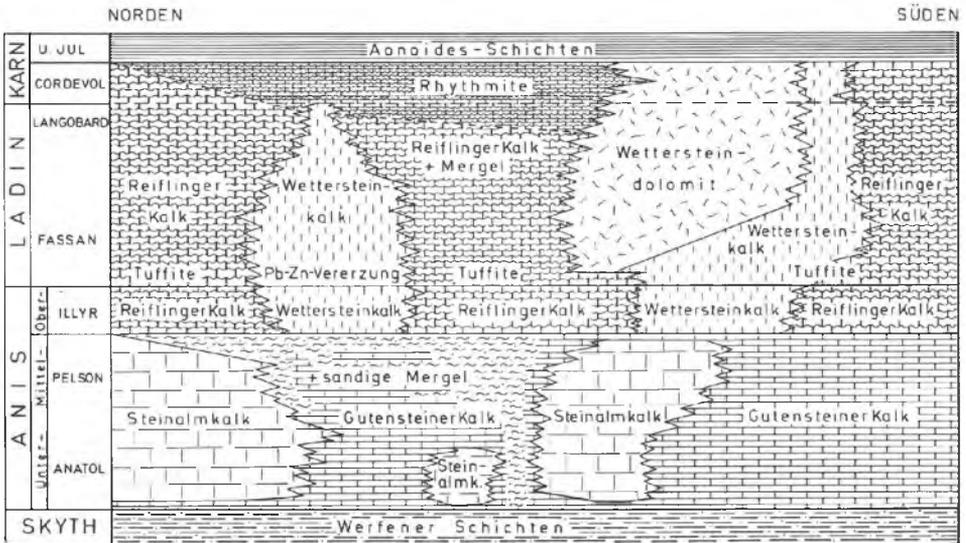


Abb. 25: Die Schichtglieder der Mitteltrias in den östlichen Kalkvoralpen nach L. WAGNER, 1970, Fig. 11. Text ergänzt.



in ruhigem Meerwasser mit zum Teil reduzierendem Milieu und führen gelegentlich *Dadocrinus gracilis* (BUCH). Die Wechselfolge solcher Wurstelkalke und Kalkarenite in Tirol entspricht dem „Gastropodenhorizont“ von A. ROTHPLETZ (1888, S. 415).

Auf die vielfältigen *V e r e r z u n g e n* im Alpinen Muschelkalk Tirols hat R. v. KLEBELSBERG (1935, S. 44) durch eine präzise Zusammenstellung der Vorkommen aufmerksam gemacht. Hervorgehoben soll auch werden, daß die Flußspatvorkommen in den Nördlichen Kalkalpen und darüber hinaus in den Ostalpen auf die Kalke der Mitteltrias, namentlich auf den Gutensteiner Kalk und den höchsten, ins Karn reichenden Anteil des Wettersteinkalkes beschränkt sind, so daß daraus und aus der übrigen Paragenese H.-J. SCHNEIDER (1954, S. 9 ff.) auf die sedimentäre Entstehung dieses Flußspates schließt. An genannter Stelle wird eine komplette Übersicht über die Literatur der kalkalpinen Flußspatvorkommen gegeben.

Die *A b l a g e r u n g s b e d i n g u n g e n* der beiden Hauptfaziestypen des Gutensteiner Kalkes differieren etwas: Die Algen-Biosparite wurden in sehr geringer Tiefe in bewegtem Wasser gebildet, die Mikrite werden als etwas tiefere Bildungen betrachtet, wobei die sporadisch auftretenden Ooide ursprünglich als Einschwemmungen angesehen worden sind (E. FLÜGEL & M. KIRCHMAYER, 1963, S. 131), später aber deren Ooidnatur und damit Faziesaussagekraft widerlegt wurde (H. SUMMESBERGER et al., 1971, S. 350). Das Bildungsmilieu weist auf normalen Salzgehalt und auf ein flaches, sauerstoffarmes Wasser. Die Typen des Gutensteiner Kalkes des mittleren bis basalen Oberanris mit sandig-glimmerigen Mergellagen gelangten in etwas tieferer See zur Ablagerung (L. WAGNER, 1970, S. 173).

Die *M ä c h t i g k e i t* des Gutensteiner Kalkes, dessen Verbreitung weit über die Alpen hinausreicht, beträgt in den voralpinen Bereichen im Osten etwa 100 bis 150 m. An der Typlokalität bei Gutenstein liegt sie darunter, der Betrag von 150 m wird z. B. im Liegenden der Reiflinger Kalke bei Großreifling erreicht, ein Maximum mit über 240 m ist am Nesselberg in den Tormauern im Ötscherland gegeben (L. WAGNER, 1970, Taf. 19). Beträge um 100 m werden auch vom Westen, z. B. im Tirolikum der Inntaldecke bei Innsbruck gemeldet (94 m bis 138 m nach M. SARNTHEIN, 1965, S. 126). In der Hallstätter und Berchtesgadener Fazies sind die Mächtigkeitswerte wesentlich niedriger.

V a r i e t ä t e n der Gutensteiner Schichten: Mit dem Gutensteiner Kalk verbunden tritt im östlichen Kalkvoralpengebiet schwarzer, geschichteter *G u t e n s t e i n e r* *D o l o m i t* auf, der in geringer Mächtigkeit im Zehnermeterbereich das normale Liegende des Kalkes bilden kann und so einen Anklang an die Reichenhaller Entwicklung darstellt. Eine den an Wurstelkalken reichen Gutensteiner Schichten zwischengeschaltete Dolomitsondertype ist aus dem Rhätikon unter der Bezeichnung *B ü r s e r* *D o l o m i t* bekannt und in Vorarlberg verbreitet – vgl. Abb. 40. Es handelt sich um einen lamellenartig dünn intermittierend spätig und weiß gebänderten, grauen, kieseligen Streifen- und Flammendolomit mit der Typlokalität von Bürs westlich von Bludenz (F. BERNAUER, 1933, S. 319 ff.; F. HIRSCH, 1966, S. 12 f.; M. KOBEL, 1969, S. 38). Als *F u r t h e r* *K a l k* wurde von A. TOLLMANN (1966 a, S. 120) eine schwach

Abb. 26: Feinschichtiger, laminiertes Typ des Gutensteiner Kalkes vom Helenental bei Baden, Niederösterreich. Negativphoto R. LEIN; Originalhöhe 23 mm.

dolomitische Varietät des Gutensteiner Kalkes mit Messerstichstruktur bzw. hoher Porosität bezeichnet.

Ein *Diabas*-Vorkommen mit Kontaktmetamorphose im Gutensteiner Kalk ist nördlich der Sauwand, 2 km südlich von Mariazell bekannt geworden (L. HAUSER, 1942), das demnach anisisches oder jüngeres Alter besitzt.

Altersmäßig umfaßt der Gutensteiner Kalk in der weiteren Fassung in den östlichen Kalkalpen vorwiegend die Zeit vom obersten Skyth (KRYSZYN, 1974 b) bis zum Ende des Mittelanis (Pelson) im Sinne der ursprünglichen Gliederung. Eine Trennung der tieferen pelsonischen *Ceratites binodosus*-Zone E. v. MOJSISOVICS, 1879, S. 44; 1880, S. 697) von der höheren *Ceratites trinodosus*-Zone des früheren Horizontes mit *Flexoptychites studeri* (HAUER) = *Flexoptychites flexuosus* (MOJSISOVICS) ist möglich. Diese Gliederung besteht nach der Überprüfung durch R. ASSERETO (1971, S. 25) entgegen manchen anders lautenden Meinungen durchaus zu Recht. Dabei wird die Binodosus-Zone dem Pelson im Sinne von J. PIA, 1930, S. 97, gleichgesetzt. Bei Saalfelden ist aber noch ein Gutensteiner Kalk des tiefsten Illyr (basales Oberanis) nachgewiesen (vgl. S. 79) – Abb. 28.

Makrofauna: Die Faunen aus den basalen Partien des Gutensteiner Kalkes – etwa die berühmte Fauna von Gutenstein (A. BITTNER, 1882, S. 32; 1897, S. 202; E. FLÜGEL & M. KIRCHMAYER, 1963, S. 108) – mit *Neritaria stanensis* (PICHLER), *Natica gregaria* (SCHLOTHEIM), *Holopella gracilior* (SCHAUROTH), *Costatoria costata* (ZENKER), *Modiola triquetra* (SEEBÖCK), *Dadocrinus gracilis* (BUCH) etc. wurden als Hinweis auf tiefanisches Alter dieser Partien des schwarzen Gutensteiner Kalkes gewertet. Neuerdings wird auch ein oberstskythischer Anteil ins Auge gefaßt (vgl. S. 64).

Relativ häufige Makrofossilien des Gutensteiner Kalkes sind Crinoiden, unter denen nach bisheriger Meinung *Dadocrinus gracilis* (BUCH) im alpinen Raum für Hydasp bis Pelson bezeichnend galt und in Kombination mit *Encrinurus* als Indikator für Oberst-Hydasp bis Pelson galt (E. GASCHÉ, 1939, S. 87), während *Entrochus silesiacus* BEYRICH als bezeichnende Illyr-Art betrachtet wurde. H. SUMMESBERGER & L. WAGNER (1972, S. 531) gaben das Zusammenvorkommen der genannten Arten in ein und demselben Horizont des Gutensteiner Kalkes an. Auch im zentralalpinen Anis von Thörl in der Steiermark war zuvor schon ein solches Zusammenvorkommen beobachtet worden (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1967, S. 26 f.).

Ähnlich mag vielleicht der stratigraphische Wert von *Piarorhynchia trinodosi* (BITTNER) geringer als erwartet sein, da nach L. WAGNER (1970, S. 134 ff.) die Faunen in den Gutensteiner Kalken unter dem Steinalmkalk und ebenso darüber neben *Aulacothyris angusta* (SCHLOTH.), „*Spiriferina*“ cf. *fragilis* (SCHLOTH.), *Koeveskallina koesvalliensis* (SUSS), *Mentzelia mentzeli* (DUNK.) und *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.) auch *Piarorhynchia trinodosi* (BITTNER) führt. Das Zusammenvorkommen der Zonenfossilien für Pelson – *Decurtella decurtata* (GIRARD) und für Unterillyr – *Piarorhynchia trinodosi* (BITTNER) wird analog wie bei F. TOULA (1905, S. 265) von Kaltenleutgeben und bei U. FRANZ (1966, S. 8) aus den Chiemgauer Alpen nun auch aus dem Gutensteiner Kalk von Niederösterreich gemeldet (L. WAGNER, 1970, S. 134, 147).

Eine eingehende Übersicht über die *Brachiopoden* des Alpinen Muschelkalkes hat A. BITTNER (1890, S. 36 ff.; 1892, S. 1 f.) gegeben. Besonders reich an Brachiopoden ist der mittlere Abschnitt des Anis, das *Pelson*, das im Gutensteiner Kalk berühmte

Faunen, etwa im Karwendel (O. AMPFERER, 1899, S. 305 f. etc.) und am Kasberg in Oberösterreich (M. KIRCHMAYER, 1956, S. 16, mit Zitat über E. GASCHÉ) geliefert hat.

Als wichtige Fossilfundpunkte in den obersten Partien des Gutensteiner Kalkes (und nicht, wie meist fälschlich angegeben, des Reiflinger Kalkes) sind die klassischen, ammonitenreichen Lokalitäten bei Großreifling an der Enns anzuführen, besonders der *Rahnbauernkogel* 700 m ENE Großreifling mit einer reichen Fauna, vorwiegend mit Arten von *Balatonites*, *Acrochordiceras*, *Norites* und *Beyrichites*, und der *Tiefengraben* 2,1 km ENE Großreifling mit *Paraceratites trinodosus* (HAUER), *P. cimexanus* (MOJS.) etc. G. ARTHABER (1906, S. 271 f.) hat ja bereits 85 Cephalopodenarten aus dieser klassischen Lokalität beschrieben, weitere Fossilangaben hiezu aus neuerer Zeit finden wir bei D. GESSNER (1966, S. 701 f.), L. WAGNER (1970, S. 18, 21 f.), R. ASSERETO (1971, S. 24) und H. SUMMESBERGER & L. WAGNER (1972, S. 526). Das Niveau des Rahnbauernkogels (Fossilpunkt 30 m SE des Gipfels dieser Höhe noch heute ammonitenreich freiliegend – bitte schonen!) – wurde im Lauf der Zeit als Hydasp? (G. ARTHABER, 1826, S. 195; J. PIA, 1930, S. 165), Pelson bis Unterillyr (E. GASCHÉ, 1938, S. 215 f.) oder als Unter/Oberillyr-Grenzniveau (G. ROSENBERG, 1952, Tab.) bezeichnet. R. ASSERETO (1971, S. 24) hat sowohl Rahnbauernkogel als auch Tiefengraben in die Binodosus-Zone (Pelson) eingestuft, wobei der Rahnbauernkogel stratigraphisch tiefer liegt (Niveau 1) als der Tiefengraben (Niveau 3). Diese Klärung durch R. ASSERETO war erst möglich geworden, nachdem er die bisherige Binodosus- und Trinodosus-Zone in den Südalpen in vier Niveaus aufgegliedert hatte, unter denen die unteren drei weiterhin unter der Bezeichnung „Binodosus-Zone“ zusammengefaßt wurden (vgl. H. ZAPPE, 1971, S. 581 f.).

Weitere Funde von Ammoniten, und zwar von *Balatonites cf. balatonicus* MOJS. aus dem Gutensteiner Kalk, wurden von E. GASCHÉ (1938, S. 209) aus dem Hauergraben NW von Grünau in Oberösterreich gemeldet. Da die erwähnte Art im Niveau des Tiefengrabens bei Großreifling im Pelson auftritt, ist auch das Grünauer Vorkommen entgegen E. GASCHÉ in das mittlere Anis und nicht in das Hydasp zu stellen, das bisher in den Nördlichen Kalkalpen nicht durch Ammoniten belegt werden konnte.

Unter den übrigen Fossilfundpunkten aus dem Gutensteiner Kalk sei nur noch jener im schwarzen Kalk des Illyr zwischen Steinalmkalk und Reiflinger Kalk bei der Clessinsperre 2,7 km NNE Saalfelden in Salzburg genannt, der eine sehr ähnliche Position zu jener der Fundstelle „Rahnbauernkogel“ aufweist. Diese reiche, ammonitenführende Fauna des Gutensteiner Kalkes aus dem basalen Oberanis der Clessinsperre mit 164 Arten, darunter 51 Arten von Ammonoidea, ist von F. BROILI (1927 b) und R. SCHNETZER (1934) beschrieben worden, ihre Stellung von K. LEUCHS (1947, S. 446 f.) diskutiert worden, die Position ist im Profil von L. WAGNER (1970, Taf. 18) neu aufgenommen – Abb. 28, die Einstufung durch R. ASSERETO (1971, S. 23) zugleich mit der Fauna von Reutte in Tirol in sein Anisniveau 4, Trinodosus-Zone, durchgeführt worden. Demnach reichen Gutensteiner Kalke maximal bis in das basale Illyr empor.

Mikrofauna: In der relativ armen Mikrofauna der Gutensteiner Kalke stellen Foraminiferen noch das wichtigste Element dar. Leitformen des Anis sind darin *Pilamina densa* PANTIĆ und *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY & PANTIĆ – Abb. 27. Ansonsten überwiegen sandschalige Gattungen wie *Ammobaculites*, *Textularia*, *Lituotuba* etc. über kalkschalige Arten, unter denen die aufgewachsenen Formen von *Calcitornella*

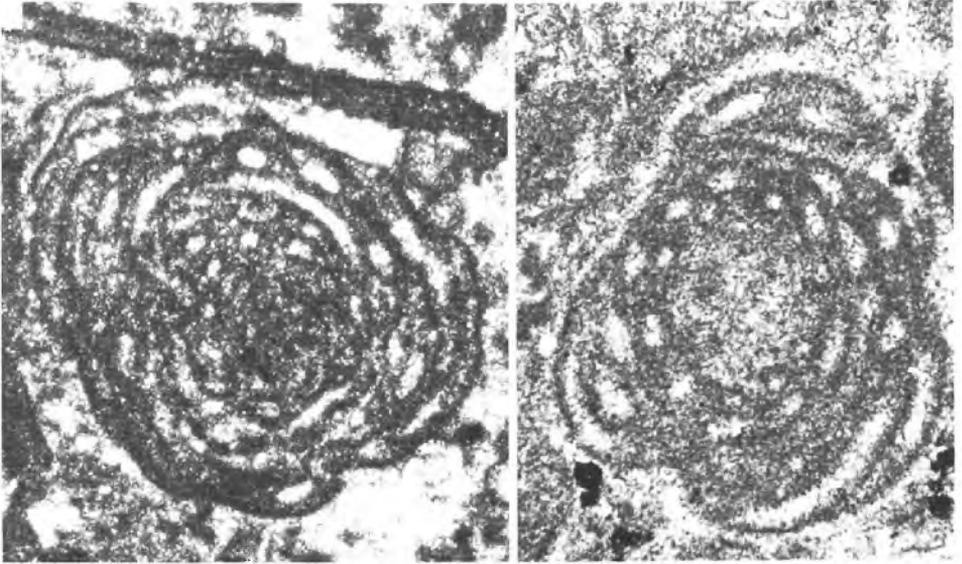


Abb. 27: Die für Anis leitende Foraminifere *Pilammina densa* PANTIĆ aus dem Muschelkalk — vergleichsweise von „Mon Repos“ in den Kleinen Karpaten. Größter Durchmesser knapp unter 1 mm.

Bedeutung erlangen (L. KOEHN-Z., 1969, S. 14). Nicht selten ist ferner die allerdings die gesamte Trias hindurch persistierende Kalkschalerform *Nodosaria ordinata* TRIFONOVA. Spongiennadeln sind im Gutensteiner Kalk (z. B. des Großreiflinger Raumes – vgl. H. SUMMESBERGER & L. WAGNER, 1972, Profiltafel) lokal sehr häufig, so daß es bis zur Spiculitbildung kommt. H. MOSTLER (1971 c, S. 5 und Taf. 1–3; 1973 a) gibt ein erstes Kieselschwammnadel-Maximum in der alpinen Trias im Pelson (des Rahnbauernkogels) an, und bildet eine Reihe von Kieselspiculae von Großreifling ab. Scolecodonten, die als Indikatoren für Flachwasser gelten, sind im höher-anisischen Anteil hier ebenfalls vorhanden (H. KOZUR, 1973, S. 764 ff.). Conodonten treten im Gutensteiner Kalk sehr selten auf. Aus jenem der Balatonitenschicht des Rahnbauernkogels bestimmte D. GESSNER (1966, Taf. 7) etliche Arten, von denen durch H. KOZUR & H. MOSTLER (1970, S. 445; 1972 a, S. 20) die Formart *Neobindeodella aequiramosa* neu aufgestellt worden ist.

2 a. Annaberger Kalk und Dolomit

Begriffsprägung: A. TOLLMANN, 1966 a, S. 118.

Eine lithologisch abtrennbare Sonderausbildung der Gutensteiner Kalke s. l. stellt die dickbankige, als Annaberger Kalk bezeichnete Variante dar, auch bituminös, aber mit etwas hellerem Farbton hervortretend. Beschränkt man unter Ausklammerung der Steinalmkalke den Namen auf diese Sonderform der Gutensteiner Kalke, so kann man damit einen Typus fassen, der bisher unter verschiedensten Bezeichnungen in der Literatur auftrat, z. B. als „mittelanischer Brachiopodenkalk“ bei

R. v. KLEBELSBERG (1934, S. 45) und P. SCHMIDT-THOMÉ (1964, S. 252), als „hornsteinfreier Bankkalk“ bei H. MILLER (1965, S. 194) etc.

Die Fauna dieser Kalke umfaßt vor allem Brachiopoden (der Decurtata-Zone des Pelson). Als Beispiel sei auf die Brachiopodenfauna vom Wildanger bei Hall in Tirol verwiesen (O. AMPFERER, 1899, S. 305 f.). An Mikroelementen sind die Foraminiferen *Glomospirella* und *Pilamina* nicht selten. Ferner tritt eine Reihe von Holothurienarten darin auf (H. MOSTLER, 1970 a, S. 342 ff.: Ungarstein im Schwechattal bei Baden, vgl. B. PLÖCHINGER, 1970, S. 14; 1974, S. 114).

Die Mächtigkeit des Annaberger Kalkes erreicht in den westlichen Kalkalpen rund 100 m, im Ostabschnitt 40 m (B. PLÖCHINGER, 1974, S. 62) und mehr.

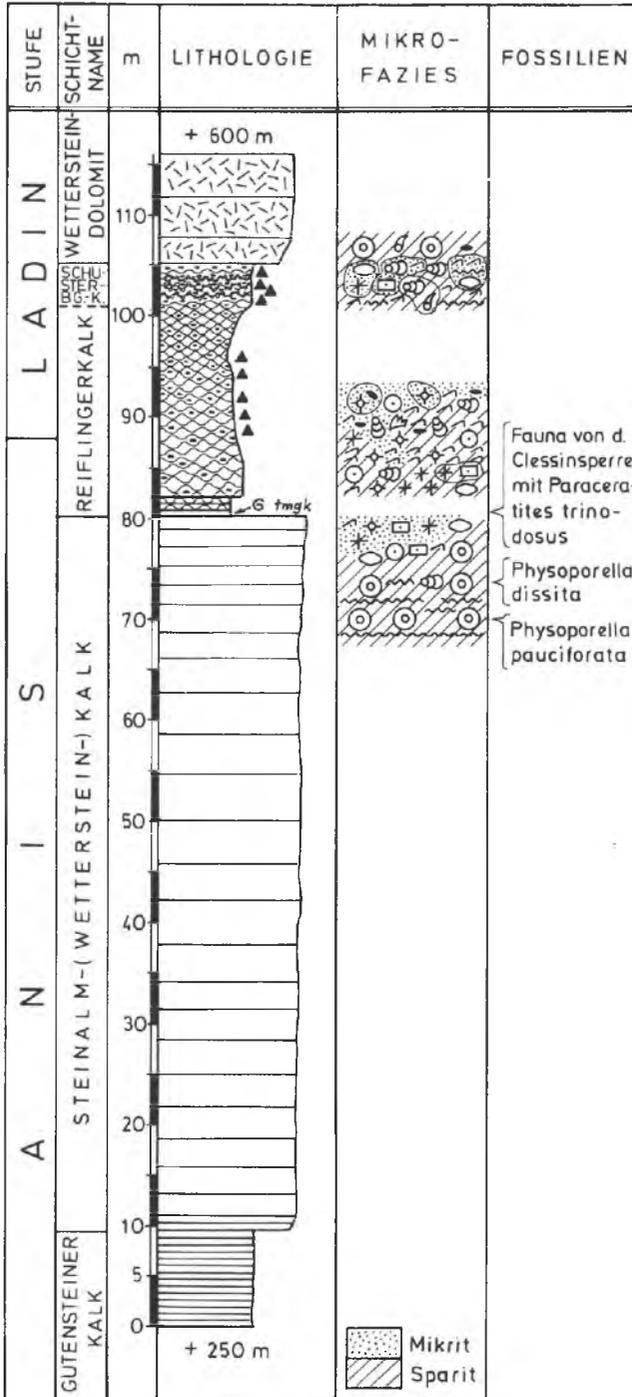
3. Steinalmkalk und -dolomit

Begriffsprägung: J. PIA, 1930, S. 17.

Lithologie und Nomenklatur: Der Steinalmkalk stellt einen weißen, hellgrauen oder hellbraunen, zum Teil dolomitischen, partienweise aber auch dunkelgrauen, dm- bis 2-m-dick gebankten, algenführenden Kalk des Anis dar, der in mikrofazieller Hinsicht aus einem Algenparit mit mikritischen Partien aufgebaut ist. Die Typlokalität dieser Kalke, die von J. PIA (1924, S. 45) beschrieben und (1930, S. 17) als Steinalmkalk bezeichnet worden sind, liegt in der deutlichen Wandstufe, die von der Steinalm gegen Westen unter die Clessinsperre, 2,7 km NNE Saalfelden in Salzburg herabzieht. Der Begriff ging in der Literatur unter Erweiterung des stratigraphischen Umfangs gegenüber der Typlokalität für die anisische Form des Wettersteinkalkes ein. Man faßt darunter heute allgemein die grobbankigen bis massigen, an Dasycladaceen reichen, hellen Kalke der unteren Mitteltrias zusammen.

Da in manchen Gebieten der so gefaßte Steinalmkalk kartierungsmäßig kaum vom Wettersteinkalk abtrennbar war, haben sich einige Autoren für die Wiederauffassung des Begriffes ausgesprochen (E. SPENGLER, 1931 a, S. 30; H. SUMMESBERGER, 1966 a, S. 74), während J. PIA (1930, S. 16) für solche nicht trennbare anisische und ladinische Diploporenkalke den Namen Steinalm-Wettersteinkalk s. l. verwendete. Heute aber besteht durch die Revision der Algenflora (siehe unten) durch F. OTT durchaus die Möglichkeit, den anisischen Anteil auch kartierungsmäßig zu erfassen und den PIASCHEN Begriff Steinalmkalk anzuwenden.

Nach Neuuntersuchung der Mitteltrias der östlichen Kalkvoralpen – Abb. 25 – sowie der Typlokalität des Steinalmkalkes in Salzburg – Abb. 28 – hat sich L. WAGNER (1970, S. 126 ff.) für eine Fassung des Begriffes Steinalmkalk ausgesprochen, in der neben den hellen Typen auch die dunklen, gebankten, algenhaltigen Kalke enthalten sind, die den Gutensteiner Kalk faziell vertreten und in den östlichen Kalkvoralpen nur auf das Liegende des mehrfach makrofossilbelegten *Trinodosus*-Niveaus – also auf Unter- bis Mittelanis – beschränkt sind. Unter diesen so umrissenen Begriff „Steinalmkalk“ fällt demnach auch der aus dem ursprünglich zu weit gefaßten Begriff „Annaberger Kalk“ ausgegliederte Anteil an Algenkalken, so daß letztgenanntes Schichtglied nur auf die dickbankige Varietät des Gutensteiner Kalkes eingeschränkt wird. Man soll aber nicht im Sinne von L. WAGNER die Bezeichnung Steinalmkalk nur für die mittel- und unteranisische Algenkalke im Liegenden des *Trinodosus*-Niveaus anwenden, da sonst die ins



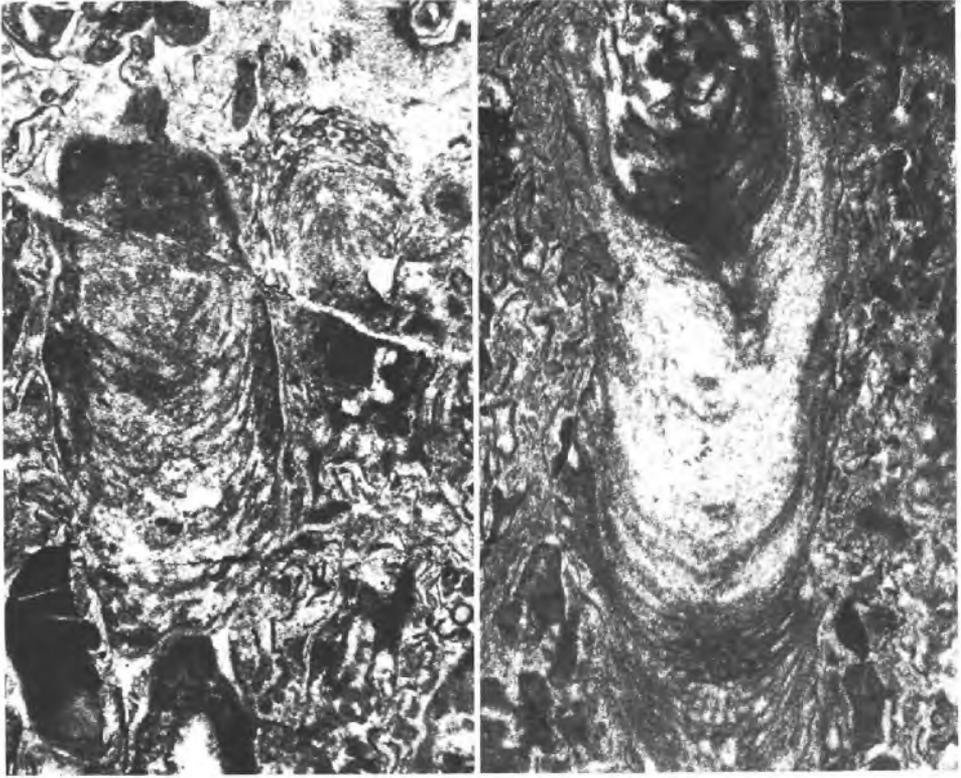


Abb. 29: Die für Anis bis Ladin bezeichnende Alge *Teutloporella peniculiformis* OTT (det. E. OTT) aus Schliffen des Steinalmkalkes bei der Clessinsperre bei Saalfelden im schrägen Längsschnitt.

Oberanis reichenden, hierher gehörigen Typen der östlichen Kalkhochalpen entgegen der Originaldefinition PIA herausfallen würden. Der Name Steinalmdolomit (G. ROSENBERG, 1952, Tab. 2; 1954, Tab. 1) umfaßt die dolomitischen Äquivalente des anisischen Steinalmkalkes.

Alter und Fossilführung: Das anisische Alter des Steinalmkalkes wird besonders durch die hierfür bezeichnende Algenflora belegt. Gegenüber der klassischen Algenstratigraphie von J. PIA (1930) sind in jüngster Zeit nicht unbedeutende Ergänzungen und Revisionen der Triasalgenstratigraphie durch E. OTT (1972; 1973 a, b, c) gegeben worden. Demnach sind für die anisischen Algenkalke folgende Dasycladaceen bezeichnend (Abb. 48): *Physoporella*- und *Oligoporella*-Arten und die Gruppe der *Diplopora hexaster* PIA herrschen vom Unteranis (Anatol) an bis zum Ende der Trinodosus-Zone, also bis zum Ende von Unterillyr und setzen dann schlagartig aus. Die Untergrenze dieser Flora ist hier allerdings faziesbedingt und nicht altersmäßig fixiert.

Abb. 28: Profil durch den Steinalmkalk und die angrenzende Mitteltrias an dessen Typlokalität Steinalm-Clessinsperre bei Saalfelden. Nach L. WAGNER, 1970, Taf. 18. Signatur wie Abb. 23.

Für den erwähnten tieferen Abschnitt des Anis sind besonders *Physoporella pauciforata* (GÜMB.) STEINMANN, *Ph. dissita* (GÜMB.) PIA, *Ph. praealpina* PIA, *Oligoporella prisca* PIA und *O. pilosa* PIA hervorzuheben. Eine Reihe weiterer Elemente beginnt ebenfalls schon im unteren bis mittleren Anis, reicht aber gegen Hangend noch hoch im Ladin empor. Hierzu gehören z. B. *Diploporella annulatissima* PIA mit typischen keuligen Rippenformen nur im Anisanteil, *Macroporella alpina* PIA und *Teutloporella peniculiformis* OTT (Abb. 29, 30). Schließlich ist als dritte Gruppe noch auf die im Oberillyr (Avisianus-Zone) einsetzenden Arten hinzuweisen, die entweder auf diese Zone beschränkt bleiben, wie *Teutloporella triasina* (SCHAUROTH), oder noch das gesamte Ladin durchlaufen, wie *Diploporella annulata* (SCHAFH.) und *Teutloporella nodosa* (SCHAFH.).

Weitere Makrofossilien (z. B. Brachiopoden) sind im Steinalmkalk spärlich. Vom anisischen Anteil am Unterrand des „Wettersteinkalkes“ des Zugspitzmassivs beschrieb O. M. REIS (1901; 1907) eine nicht unbedeutende Cephalopodenfauna sowie (1926) deren begleitende Makroelemente. Diese Fauna ist nach E. OTT (1973 a, S. 261) dem obersten Anis, der Avisianus-Zone einzureihen.

Mikrofauna: Neuerdings hilft bei der Abtrennung des Steinalmkalkes vom ladinischen Wettersteinkalk neben Algen auch die Mikrofauna. Sowohl in den Kalkvor-alpen (L. KOEHN-Z., 1969, S. 16) als auch im Juvavikum – wie etwa im Zillkalk der Hallstätter-Zone – sind anisische Leitforaminiferen aufgefunden worden wie *Meandro-*

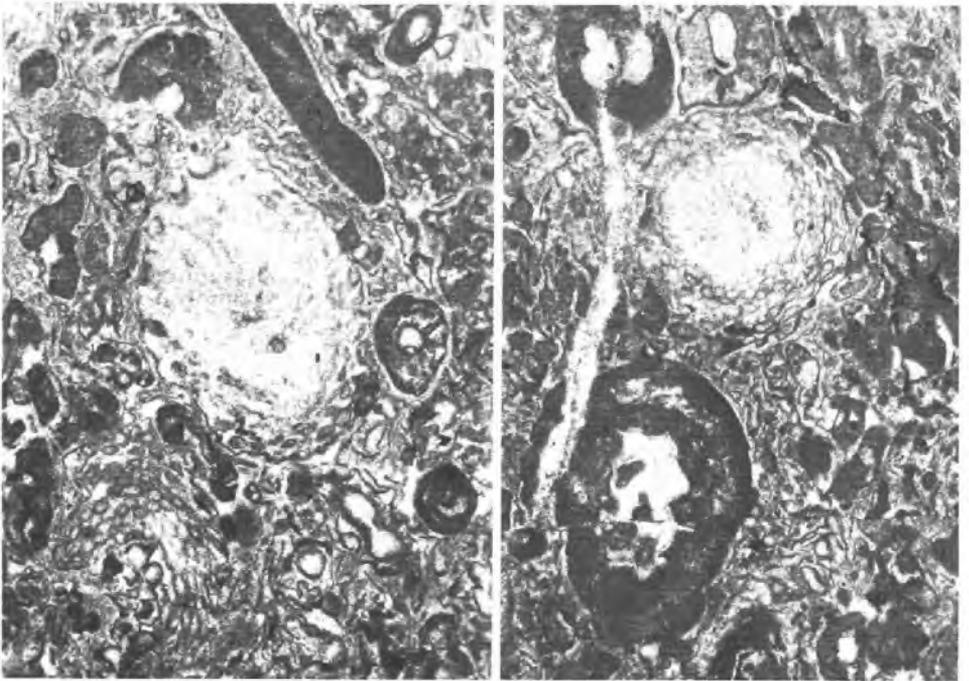


Abb. 30: *Teutloporella peniculiformis* OTT im Querschnitt sowie Reste von *Physoporella praealpina* PIA aus der gleichen Lokalität (det. E. OTT).

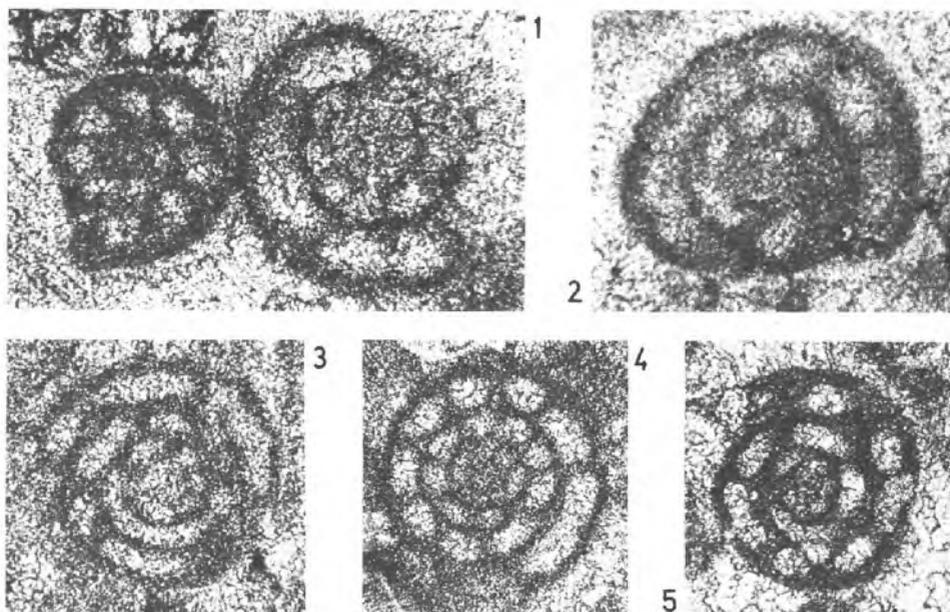


Abb. 31: Verschiedene Schnittlagen durch die für das Anis leitende Foraminifere *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY & PANTIĆ aus dem Steinalmkalk der Nördlichen Kalkalpen und deren Fortsetzung in den Westkarpaten. Fundpunkte: Fig. 1—2: Wandlkogel SW Mitterndorf im steir. Salzkammergut, südjuvavische Hallstätter Zone; Fig. 3—5 aus den Westkarpaten, koll. PERČEL: Fig. 3: Bukova (Havranica-Decke); Fig. 4: Jablonica-Gebirge; Fig. 5: Gr. Fatra.

spira dinarica KOCHANSKY & PANTIĆ – Abb. 31, *Pilamina densa* PANTIĆ und *Glomospirella dinarica* (KOCHANSKY & PANTIĆ), zu welcher letzterer auch die als *Glomospirella grandis* (SALAJ) bezeichnete Art gehört.

Mächtigkeit und Verbreitung: In den östlichen Kalkvorlpen tritt der Steinalmkalk stets als fazielle Vertretung des gleichaltrigen Gutensteiner Kalkes nur im Zeitraum zwischen Unteranis und Ende der Binodosus-Zone, also dem Ende des Mittel-anis auf – vgl. Abb. 25 und Abb. 51 von Großreifling. Er erreicht hier wiederholt Mächtigkeiten bis zu 100 m, im Maximum bei Hohenberg 160 m (L. WAGNER, 1970, Taf. 19). An der Typlokalität besitzt er eine Stärke von 70 m und wird im Hangenden durch Gutensteiner Kalke mit der reichen, 164 Arten umfassenden Makrofauna der basalen Trinodosus-Zone begrenzt (R. SCHNETZER, 1934; L. WAGNER, 1970, S. 127 f.) – Abb. 28. Häufig tritt Steinalmkalk als fazielle Vertretung von anisischen Gesteinen in der aus den Kalkvorlpen oben erwähnten Form auch in der Hallstätter Zone auf, wie Beispiele der Hohen-Wand-Decke (E. OTT, 1973 c, S. 188) und aus dem Salzkammergut zeigen. Dem Steinalmkalk kommt noch keine so große Bedeutung wie den Plattformsedimenten der späteren Trias zu, im allgemeinen stellen sich im Hauptabschnitt des Anis erst kleinere, unzusammenhängende Riffknospen oder Algenrasen im umgebenden Kalkschlammilieu der etwas tiefer gelegenen Meeresteile ein. Eindrucksvolle Beispiele von Korallen- und Crinoiden-führenden Riffkalkstotzen hat H. MILLER (1965, S. 194) als

„Typus B“ des Anis der Mieminger Berge beschrieben (Abb. 39). Dasycladaccen-Belege für die anisischen Steinalmkalke der Tiroler Kalkstöcke werden bei E. OTT (1973, S. 189; 1974) geliefert. In den großen Wettersteinkalkstöcken der östlichen Kalkhochalpen (Hochschwab etc.) reicht der helle „Wettersteinkalk“ gegen unten hin wohl noch mit einigen hundert Metern Mächtigkeit in das Anis hinein, so daß hier dem Auftreten, dem Altersumfang und der hellen Ausbildung nach ein von den oben erwähnten voralpinen Typen etwas unterschiedener Steinalmkalktypus vorliegt. Die Verzahnung dieses Steinalmkalkes des Hochschwabgebietes mit dem im Süden anschließenden, wohl oberanisischen Reiflinger Kalk der Beckenfazies hat H. LOBITZER (1972; 1973) beschrieben.

Die Varietät „Zillkalk“: Das lithologische und altersmäßige Äquivalent der Steinalmkalke in der Halleiner Hallstätter Zone bildet ein sich im Hangenden des tiefanisischen Dolomites und im Liegenden des oberanisischen Schreyeralmkalkes einschaltender „Hallstätter Riffkalk“ (H. PICHLER, 1963, S. 152), der zwischen Zill 1,2 km WSW Hallein und dem Lercheck hinzieht (B. PLÖCHINGER, 1955, S. 97 f.; H. PICHLER, 1963, S. 152). Dieser demnach wohl etwa mittel- bis tiefanisische Kalk wurde oft unter der Lokalbezeichnung „Zillkalk“ erwähnt. Da der schon auf M. LIPOLD zurückgehende Name wesentlich älter als die Bezeichnung Steinalmkalk ist, würde ihm zwar die Priorität gebühren; man soll aber im Hinblick auf die Einbürgerung des Begriffes Steinalmkalk von einer generellen Reaktivierung der Bezeichnung Zillkalk wohl Abstand nehmen. Die direkte Einstufung dieses Kalkes in das Anis wird durch die hier aus der Typlokalität abgebildete anisische Foraminifere *Meandrospira dinarica* KOCH. & PANTIĆ vorgenommen – Abb. 32. Daneben ist die in mitteltriadischen Algenkalken weit verbreitete sandschalige Foraminifere *Ammobaculites radstadtensis* KRISTAN-TOLLMANN im Zillkalk dieser Region häufig – Abb. 33. Nahe SSE der Typlokalität Zill kommen in der gleichen Einheit, aber in höherem stratigraphischem Niveau am Wallbrunnkopf-Nordhang noch lithologisch gleiche, durch *Diplopora annulata* SCHAFFH. nach B. PLÖCHINGER (1955, S. 98) als ladinisch belegte Wettersteinkalke vor, die nicht mit dem Zillkalk (Stein-

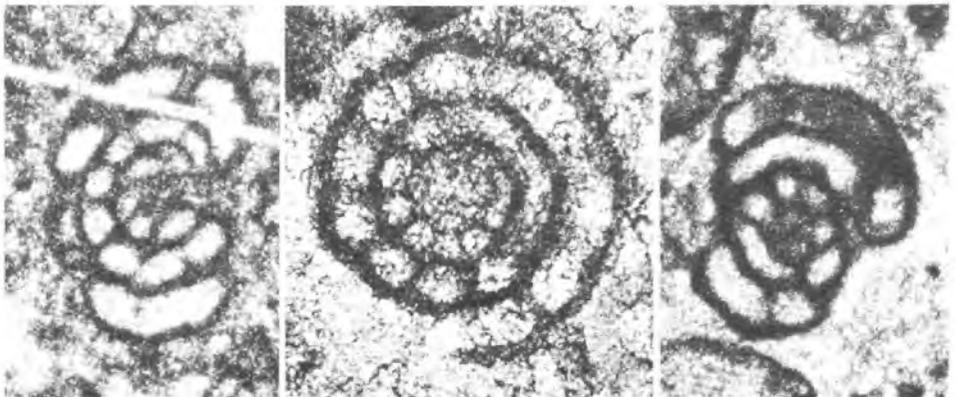


Abb. 32: Schliffbild von *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY & PANTIĆ aus dem anisischen Zillkalk (Steinalmkalk) des Steinbruches Zill bei Hallein und NE vom Lercheck bei Hallein, Salzburg. Durchmesser knapp unter 0,8 mm.



Abb. 33: Schliffbilder von *Ammobaculites radstadtensis* KRISTAN-TOLLMANN aus dem anisischen Zillkalk (Steinalmkalk) NE vom Lercheck bei Hallein, Salzburg. Linke Figur im Original 1,3 mm, rechte Figur 1,9 mm.

almkalk) zusammengezogen werden dürfen – die erwähnte Diploporenart hat allerdings eine Reichweite vom obersten Anis (Avisianuszone) bis Ladin (Obergrenze des Langobard).

4. Reiflinger Kalk, anisischer Anteil

Begriffsprägung: F. v. HAUER, 1853, S. 723.

Bezeichnung und Varietäten: Jüngere Synonyme zu dem heute allgemein als Reiflinger Kalk bezeichneten Schichtglied sind Virgloriakalk F. RICHTHOFEN (1859, S. 86) und zahlreiche überflüssige Hilfsbezeichnungen der neueren Literatur, wie etwa „Typ D der anisischen Riff-Knollenkalkserie“ (H. MILLER, 1965, S. 195), „Knollenkalkserie“ (F. KUBANEK, 1969, S. 141) etc. – Varietäten der anisischen Reiflinger Schichten sind Schusterbergkalk und Schreyeralmkalk. Über Reiflinger Dolomit siehe S. 129. Zur Definition und Abgrenzung des Reiflinger Kalkes vgl. auch T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER, 1974, S. 21 ff.

Lithologie: Unter Reiflinger Kalk versteht man hellgraue bis graubraune, selten – und zwar besonders, aber nicht ausschließlich – in den tieferen Partien (Unterer Reiflinger Kalk) auch dunkelgraue bis schwärzliche, dichte, dünnbankige, wellig-schichtig-knollige, kaum ebenflächige Kalke mit schlierig-knolliger Internstruktur und häufig Hornsteinknollengehalt. Die schwarzen Reiflinger Kalke dominieren trotz weiter Verbreitung im westlichen Kalkalpenabschnitt. Im Osten stellen sich schwarze und dunkelbraune Reiflinger Kalke besonders im Oberanis ein, daneben sind auch schon für

das Illyr bunte, kieselreiche, geflaserte, dünn-schichtige Knollenkalke typisch. Tuffitlagen erscheinen im Reifflinger Kalk vereinzelt schon innerhalb des Oberanis (Saalfelden, L. WAGNER, 1970, S. 174), sind im Osten aber in diesem Niveau spärlich. Der Haupttuffithorizont liegt im untersten Ladin (siehe unten). Die Entwicklung der Reifflinger Kalke im Reifflinger Profil wird, da der Hauptanteil in das Ladin fällt, bei dieser Stufe besprochen (S. 120 ff., Abb. 51). Die Mikrofazies des anisischen Anteils der Reifflinger Kalke ist durch Biopel-Mikrite und -Sparite charakterisiert, Intraklaste aus Schlickgeröllen und Fäkal-Pellets sind häufig (L. WAGNER, 1970, S. 149). Kieselschwammnadeln, sekundär kalzitisiert, treten auf.

Vulkanite: Bei einer regional-vergleichenden Betrachtung über das Auftreten der intermediären und basischen Tuffe und Tuffite in den Reifflinger Kalken der Nordkalkalpen sowie in der Mitteltrias des Drauzuges und der Südalpen zeigt sich nach T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER (1974 b, S. 24, Abb. 2; S. 51 f.) eine altersmäßige Übereinstimmung des Einsetzens dieser Vulkanite, die in allen drei Großräumen ab der Basis des Oberanis (Basis der Illyr, der Trinodosus-Zone) aufscheinen. In den Reifflinger Kalken der westlichen Nordkalkalpen sind solche Tuffite z. B. im Ofenbachgraben bei Saalfelden, in der Martinswand bei Innsbruck etc. nachgewiesen. Sie halten dort im Ladin – mit Schwerpunkt im Fassan – bis in den basalsten Teil des Langobard an, reichen hingegen in den östlichen Kalkalpen (Großreiffling) weit in das Langobard, ja in das basale Cordevol hinein (vgl. S. 123).

Die Bildungsbedingungen für den Reifflinger Kalk werden von den meisten Autoren als hemipelagisch-epibathyal und teilweise subeuxinisch angesehen, seltener auch für seicht gehalten und für bethonische Faunen als günstiger erachtet. L. WAGNER (1970, S. 178) nimmt als Bildungsraum für die oberanisischen (und ähnlich auch für den Hauptteil der jüngeren) Reifflinger Kalke der östlichen Kalkvoralpen ein seichtes, maximal wahrscheinlich nur 50 m tiefes Meer an.

Die **Mächtigkeit** des anisischen Anteils der Reifflinger Kalke beträgt in den östlichen Kalkvoralpen (L. WAGNER, 1970, Taf. 19) vielerorts maximal nur 25 m bis 30 m. In Großreiffling ist der Anisanteil ungefähr 20 m stark. Die Hauptmasse des Reifflinger Kalkes gehört demnach hier ins Ladin bis Unterkarn. In den westlichen Kalkalpen schwankt die Mächtigkeit der anisischen Reifflinger Kalke stark, sie erreicht Beträge um 100 m.

Verbreitung: Der Normaltypus des Reifflinger Knollenkalkes ist in allen Hauptfaziesbereichen im Gesamttraum der Kalkalpen verbreitet. Die größte Bedeutung kommt ihm in der Lunzer Fazies zu, wo der Reifflinger Kalk vom Oberanis bis ins Cordevol, bis unmittelbar unter die Lunzer Schichten emporreicht – Abb. 25, während er in der Nordtiroler Fazies nur gering über das Oberanis aufsteigt (siehe unten) und dort das Ladin hauptsächlich in Form der Wetterstein-Partnachsichten vorliegt. Auch im hochalpinen Faziesbereich ist der Reifflinger Kalk auf das Anis beschränkt: In der Hallstätter Zone des Salzkammergutes erscheint er ebenso wie etwa in den östlichen Kalkhochalpen (Mürzalpendecke, Schneebergdecke) im mittleren bis höheren Anis.

Makrofauna: Die berühmte anisische Ammonitenfauna der Typlokalität Großreiffling (Bearbeitung durch G. ARTHABER, 1896 a, b) mit den Einzelabschnitten Salza-brücke (Westen), Rahnbauernkogel (Mitte) und Tiefengraben (Osten) stammt nicht aus den Reifflinger Kalken, sondern aus den die zusammenhängende Reifflinger Ent-

wicklung unterlagernden obersten Partien des Gutensteiner Kalkes (S. 79) – Abb. 51. Erst die Fauna mit *Paraceratites trinodosus* (MOJS.) von der Kapelle bei der Salzabrücke an der Straße Großreifling–Palfau und jene mit *Flexoptychites studeri* (HAUER) und der sehr nahestehenden oder identen Form *F. flexuosus* (MOJS.) der Trinodosus-Zone des Gamsstein weiter im NE gehört dem oberanisischen Reiflinger Kalk an (O. KÜHN, 1962, S. 358; R. ASSERETO, 1971, S. 19; H. ZAPFE, 1971, S. 582). Weitere Ammonitenfaunen mit *Flexoptychites flexuosus* (MOJS.), die einen oberanisischen Anteil der Reiflinger Kalke in Niederösterreich belegen, stammen vom Türnitzer Höger (A. BITTNER, 1894, S. 381) und vom Steinbachtal SE Göstling (L. WAGNER, 1970, S. 156).

In den westlichen Kalkalpen herrscht im Reiflinger Kalk der anisische Anteil mit *Paraceratites trinodosus* (MOJS.) und *Flexoptychites flexuosus* (MOJS.) weitaus, Ladin ist nur selten belegt – z. B. Unterfissan durch *Protrachyceras reitzi* (MOJS.) im Rhätikon (Abb. 12). Altberühmte Fossilpunkte aus dem anisischen Reiflinger Kalk liegen hier im Karwendelgebirge (Kerschbuchhof, Wildanger mit Reiflinger Kalk im Übergang zu Schusterbergkalk – O. AMPFERER & HAMMER, 1899, S. 307 f.) und in einem hornsteinführenden Knollenkalk, also einem zum Reiflinger Kalk zu zählenden Typus der Muschelkalkfolge bei Reutte (E. BEYRICH, 1866, S. 107 ff.; A. ROTHPLETZ, 1886, S. 12 f.; A. BITTNER, 1890, S. 6 ff.; O. AMPFERER, 1924, S. 17; O. KÜHN, 1962, S. 389).

Als zweitwichtigstes Element der Makrofauna der anisischen Reiflinger Kalke seien noch die Brachiopoden erwähnt, unter denen hervorzuheben sind: *Mentzelia mentzeli* (DUNKER), *Koeveskallina koeveskalliensis* (SUESS), *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.), *Piarorhynchia trinodosi* (BITTNER), *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.), *Aulacothyris angusta* (SCILOTH.) etc. – vgl. A. BITTNER, 1890, S. 3 ff.; G. GEYER, 1908, S. 18; 1911 b, S. 13.

In der Mikrofauna der anisischen Reiflinger Kalke stechen Conodonten hervor, Foraminiferen sind in der durch Radiolarien, Filamente und Ostracoden charakterisierten Mikrovergesellschaftung selten. Die Conodontenfauna der anisisch-ladinischen Reiflinger Kalke der Typlokalität bei Großreifling mit *Gondolella mombergensis* TATGE, *Prioniodella decrescens* TATGE etc. hat G. GESSNER (1966, S. 703) erwähnt. Nach F. HIRSCH (1969, S. 87) ist der anisische Anteil der alpinen Mitteltrias vom ladinischen durch eine Vorherrschaft von *Gondolella navicula* HUCKR. (einer allerdings bis ins Nor bekannten Form) über *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.) unterschieden. Im gleichen Sinne berichtet auch H. KOZUR (1971 a, S. 111), daß im alpinen obersten Illyr noch die Gondolellen wie *G. mombergensis* TATGE, *G. navicula* HUCKR. und *G. excelsa* (MOSHER) bei weitem dominieren, während ab der Fassanbasis *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.) durchaus vorherrscht. H. KOZUR & H. MOSTLER (1973 b, S. 789 f.) haben daher die diesen Zeitraum Illyr-Fassan umfassende *Gondolella excelsa*-Assemblagezone nach dem erwähnten Gesichtspunkt in zwei Subzonen (Illyr, Fassan) gegliedert.

Die Foraminiferengattungen *Arenovidalina*, *Trochammina* (*T. almtalensis* KOEHN-Z. = *T. alpina* KRISTAN), *Agathammina*, *Calcitornella* und Vertreter der Lageniden sind in den Kalken am häufigsten (L. KOEHN-Z., 1969, S. 15). In den Mergellagen erscheinen nur sehr sporadisch reichere Faunen, vorwiegend aus Sandschalern und Lageniden bestehend. Die einzige bisher bekannte reiche Foraminiferenfauna aus anisischen Knollenkalken von Buchberg bei Raitten in den Chiemgauer Alpen (U. FRANZ, 1966, S. 6–8) zeigt übrigens auf Grund der eigenen Probennahme an der bezeichneten Lokalität mög-

liche liassische Mikroelemente, so daß die Einstufung dieser reichen Fauna noch zu prüfen ist.

Unter den Poriferen-Spiculae kommt den Kalknadeln eine geringe, den Kiesel-spiculae im Pelson bis Fassan und im Cordevol eine bedeutendere Rolle für die stratigraphische Einstufung zu (H. MOSTLER, 1973 a, S. 541).

Aus dem illyrischen Reiflinger Kalk von Reutte in Tirol haben H. KOZUR & H. MOSTLER (1970) eine Reihe von Holothurien-Arten beschrieben. Der stratigraphische Wert der Holothurien-Sklerite aus der Mitteltrias wird dort auf Tabelle 1-2 verdeutlicht (vgl. Abb. 35).

5. Schreyeralmkalk

Begriffsprägung: E. v. MOJSISOVICS, 1882, S. 314.

Lithologie: Die roten, dickbankigen, mit Schwerpunkt oberanisischen mikritischen Kalke der Hallstätter Zone werden seit alters als Schreyeralmkalk nach der Schreyeralm nördlich vom Plassen im Salzkammergut bezeichnet. Ähnlich beschaffene, häufig aber nur hellrötliche, gut geschichtete, im Hangenteil selten auch Hornstein-führende Kalke entwickeln sich im Salzkammergut gelegentlich aus den liegenden Reiflinger Kalken durch allmählichen Farbumschlag. Der Ammonitenreichtum der dunkelroten Schreyeralmkalke der Schreyeralm nordwestlich von Hallstatt, ihr lithologischer Aspekt sowie ihr Auftreten in der Hallstätter Zone hat diesen Kalken auch die Bezeichnung „anisischer Hallstätter Kalk“ eingetragen.

Mächtigkeit: Im allgemeinen sind die Schreyeralmkalke geringmächtig, das Maximum liegt bei 10-15 m. Durch Kondensation können noch wesentlich geringere Werte zustandekommen. Die Angabe von W. DEL-NEGRO (1960, S. 15) von 150 m ist nicht gerechtfertigt.

Alter: Neben dem Oberanis konnte bei sorgfältiger Untersuchung der Schreyeralmkalke in neuester Zeit teils ein mittelanisischer, teils noch ein unterladinischer Anteil erfaßt werden. So gibt R. ASSERETO (1971, S. 24) vom kondensierten Profil der Schreyeralm selbst auch noch ein oberes Mittelanis, Binodosus-Zone, an, bzw. erwähnen L. KRYSZYN & W. SCHÖLLNER (1972, S. 66) aus einer extrem kondensierten Lage der Schiechlinghöhe bei Hallstatt in nur 5 cm dicker Schicht höheres Mittelanis, Oberanis und Unterladin, durch Ammoniten belegt. In der nicht so kondensierten Ausbildung des Schreyeralmkalkes, der sich aus den Reiflinger Kalken herausentwickelt, wurde ja schon 1960 b, S. 73, vom Verfasser aus dem Bereich des Kampf-Rötelsteinstockes bei Mitterndorf das Hinabreichen dieser Kalke aus dem Oberanis ins Pelson erwähnt, da dort die roten gebankten Kalke bis unter das Crinoiden-Brachiopodenniveau mit *Koebeskillina koebeskilliensis* (SUSS) hinabsteigen.

Makrofauna: Zusammenfassenden Überblick über die reiche und altberühmte Makrofauna der Schreyeralmkalke der Typlokalität gibt E. SPENGLER (1919, S. 369 ff.) auf Grund der Spezialstudien über die Ammoniten von E. v. MOJSISOVICS (1869 b, S. 567 ff.; 1882, S. 314 f.), die Gastropoden von E. KOKEN (1895, S. 441 ff.; 1897 a, b) und die Brachiopoden von A. BITTNER (1890, S. 45 ff.). C. DIENER (1900) hat die Cephalopodenfauna der Schreyeralmkalke der Schiechlinghöhe bei Hallstatt bearbeitet, M. SCHLOSSER (1898, S. 351 f.) jene der „Lärcheckkalke“ (Schreyeralmkalke des Lärch-

eck bei Hallein). Als bezeichnendste Ammoniten seien *Paraceratites trinodosus* (MOJS.), *Flexoptychites flexuosus* (MOJS.) und *Gymnites incultus* (BEYRICH) hervorgehoben.

Mikrofauna: Conodonten und Holothurien stellen die wichtigsten Elemente für die feinstratigraphische Gliederung und Einstufung des Schreyeralmkalkes dar. Die Conodonten sind heute bereits eingehend untersucht (R. HUCKRIEDE, 1958, S. 142; L. MOSHER, 1968 a, S. 913; 1968 b, S. 947 f.; H. MOSTLER, 1968 d, S. 60; F. HIRSCH, 1969, S. 85; G. SCHÄFFER, 1971, S. 41 ff.). Neben relativ kurzlebigen Formen wie *Hibbardella lautissima* (HUCKR.) und *Lonchodina venusta* HUCKR., die vom Illyr bis ins Tuval nachzuweisen sind, scheinen in größerer Zahl langlebige Arten auf. Eine vorläufige Zonierung von Anis und Ladin mit Hilfe von Conodonten unter besonderer Berücksichtigung der reichhaltigen Faunen der Schreyeralmkalke haben H. KOZUR, 1972, Tab. 1 und H. KOZUR & H. MOSTLER, 1973 b, Tab. 1, gegeben. Extrem kurzlebige Formen, wie etwa die nur für Pelson bezeichnende Form *Ozarkodina kockeli* TATGE sind, wie erwähnt, selten.

Unter den Holothurien (Abb. 35) sind als stratigraphisch wertvolle Formen des Schreyeralmkalkes besonders *Theelia planorbicula* MOSTLER, *Thalattocanthus* cf. *consonus* CARINI etc. hervorzuheben (H. MOSTLER, 1968 a, d; 1971 b, S. 19). Die Holothuriensklerite erlauben auch eine gute Abtrennung von Pelson und Illyr und eine klare Abgrenzung des Ladin – vgl. hierzu H. KOZUR & H. MOSTLER, 1970, Tab. 1–2; H. KOZUR, 1971 a, S. 120; H. MOSTLER, 1973 c, S. 736 f.). Im allgemeinen kann man nach H. MOSTLER (1973 c, S. 736 f.) das Pelson durch eine Holothurienfauna mit *Priscopodatus quadratus* KOZUR & MOSTLER erfassen, das Unterillyr durch eine Gruppe mit *Theelia* cf. *consonus* (CARINI) typisieren, das Oberillyr (Avisianuszone) und Unterladin (bis einschließlich der Curionii-Zone durch eine Fauna mit *Theelia fastigata* MOSTLER und das Oberladin (Archelaus-Zone) durch die Gruppe mit *Acanthotheelia ladinica* KOZUR & MOSTLER fixieren. Die Gattung *Tetravirga* ist fast ausschließlich für das Anis bezeichnend, unter den Eocaudinen finden sich zahlreiche für das Ladin typische Formen – vgl. Abb. 35.

Die übrigen Mikrofaunenelemente entsprechen teils jenen der Reiflinger Kalke, teils treten an Lageniden und an Sandschalern reiche Foraminiferen-Assoziationen stärker hervor. H. MOSTLER (1971 a, S. 29 ff.) hat Ophiuren-Stacheln aus den Schreyeralmkalken beschrieben. Die sonst im Oberjura am häufigsten auftretende Alge *Globochaete alpina* LOMBARD kann auch schon im Lercheckkalk (Schreyeralmkalk) und in Hallstätter Kalken angetroffen werden.

Synonyme und Varietäten: Synonym zu Schreyeralmkalk ist im Halleiner Gebiet die Bezeichnung Lercheckkalk (Lärcheckkalk) verwendet worden (vgl. H. PICHLER, 1963, S. 154). Dem Schreyeralmkalk kommt nach Lithofazies, Ammonitenfauna und Mikrofossilbestand der sogenannte „Schusterbergkalk“ (J. PIA, 1923, S. 48) im südlichen Abschnitt der westlichen Kalkalpen weitgehend gleich. Bisher ist die Unterscheidung einfach nach der Verbreitung der beiden Kalktypen getroffen worden: Die Schreyeralmkalke sind auf den Hallstätter Faziesbereich beschränkt gedacht worden – abgesehen etwa von O. AMPFERER (1924 b, S. 23) – der Name Schusterbergkalk ist für die außerhalb davon gelegenen anisischen roten und bunten Hornsteinknollenkalk, z. B. im Karwendel, verwendet worden. Der Schusterbergkalk liegt in der Ofenbachklamm bei Saalfelden nahe über dem Gutensteiner Kalk mit seiner sehr reichen

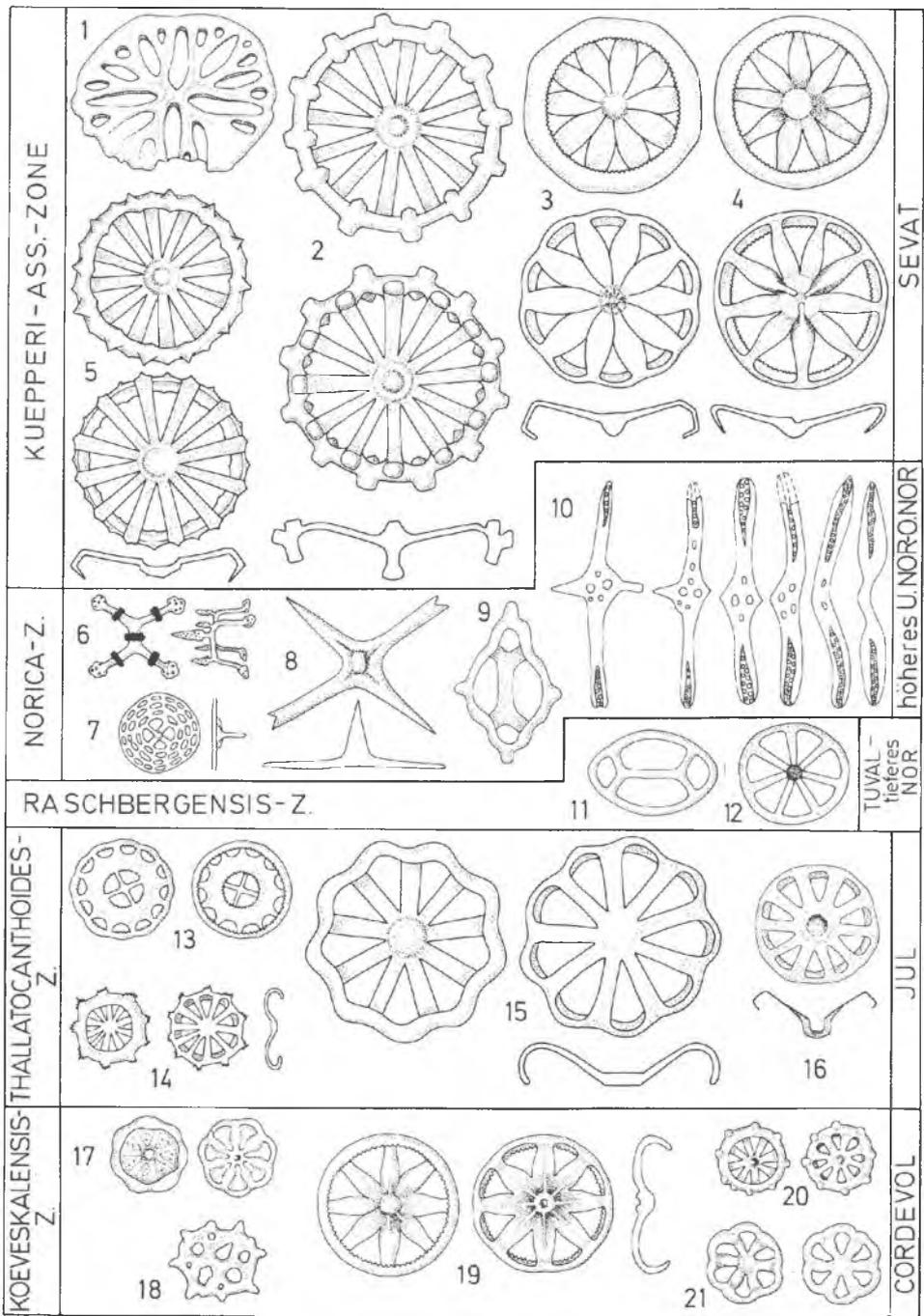


Abb. 34: Die Holothurien-Assemblagezonen der Obertrias. Die Zusammenstellung dieser und der folgenden Abbildung 35 wurde auf Grund der großen Bedeutung der Holothuriensklerite für die Trias-Stratigraphie nach den Angaben in der Publikation von H. MOSTLER, 1973 c, unter Berücksichtigung der Arbeiten von H. MOSTLER (1967—1973) und H. KOZUR (1969—1972), bereits jetzt vorgenommen, obwohl die taxonomische Klassifikation durch eine Menge von zuunrecht aufgestellten Gattungen und Arten einer eingehenden Revision unterzogen gehört, obgleich viele neue Arten in diesen Arbeiten auf Grund von nur schlechten Photos ohne Detailstruktur und mit unzureichender Beschreibung aufgestellt und daher nur schwer nachzuempfinden sind und, obgleich in vielen Fällen ernste Bedenken gegen den stratigraphischen Wert von „cf“ bestimmten Arten auftreten, deren Erstbeschreibung aus viel jüngeren oder älteren Horizonten, vom Karbon bis in den Jura, erfolgt ist. Die Zusammenstellung ist also als ein Provisorium zu werten, wobei für die Angaben über die stratigraphische Aussage für Assemblagezonen H. MOSTLER (1973 c) zuständig ist. Die wichtigsten unerläßlichen taxonomischen Revisionen sind bereits hier (vor getrennter spezieller Behandlung der Fragen) im folgenden Erläuterungstext vorgenommen worden. Vergrößerungen nicht einheitlich.

A. Für Rhät, Marshi-Zone, sind als Ergänzung zu der im Sevat nach H. MOSTLER endenden Zusammenstellung vor allem *Theelia petasiformis* KRISTAN-TOLLM., *Th. rosetta* KRISTAN-TOLLM. und *Kalliobullites unbo* KRISTAN-TOLLM. zu nennen (KRISTAN-TOLLM., 1963, Taf. 10, und 1964 a, Abb. 1) sowie die hier besonders häufige, aus dem Sevat aufsteigende Form *Fissobractites subsymmetrica* KRISTAN-TOLLMANN.

B. Kuepperi-Assemblagezone (Sevat): Fig. 1: *Fissobractites subsymmetrica* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 2: *Acanthoheelia kuepperi* MOSTLER; Fig. 3: *Theelia conglobata* MOSTLER; Fig. 4: *Theelia norica* MOSTLER; Fig. 5: *Theelia kristanae* MOSTLER. Die von H. MOSTLER ebenfalls zur Definition der Kuepperi-Zone verwendeten beiden (zusammenziehbaren) Arten von *Theniustites* sind eher Sklerite von Schwämmen und sind daher hier nicht eingereiht.

C. Norica-Assemblagezone (Höheres Unternor/Lac-Obernor/Alaun): Fig. 6: *Palelpidia norica* MOSTLER; Fig. 7: *Priscopodatus kozuri* MOSTLER; Fig. 8: *Priscopodatus primus* (MOSTLER) [pro *Stichopitella prima* MOSTLER], synonym hierzu *Stichopitella cruciformis* MOSTLER und *Pseudostaurocumites irregularis* MOSTLER, bei denen die Randzone in fortschreitendem Umfang abgebrochen ist (vgl. hierzu die Abbildungen von H. MOSTLER, 1969, Taf. 4); Fig. 9: *Kuebnites zankli* (MOSTLER) [pro *Canisia zankli* MOSTLER], synonym hierzu *Kuebnites inaequalis* MOSTLER, *Acanthoheelia trassica* [sic!] SPECKMANN-MOSTLER, 1969, Taf. 3, Fig. 4; Fig. 10: *Punctatites extensus* (MOSTLER) [pro *Binoculites extensus* MOSTLER], synonym hierzu: *Punctatites longirameus* MOSTLER, *Calclamnella follicula* MOSTLER, *C. dracoformis* MOSTLER, *C. appensa* MOSTLER, *C. cruciformis* MOSTLER, *Cucumarites triradiatus* MOSTLER (abgebrochene Enden!), *Uncinulinoides regularis* MOSTLER (vgl. H. MOSTLER, 1968 c, Abb. 2, Taf. 1, 2; 1969, Abb. 8 und zugehöriger Text).

D. Raschbergensis-Assemblagezone (Tuval — tieferes Nor): Fig. 11: *Canisia symmetrica* (MOSTLER), synonym hierzu *Triradites cumunis* [sic!] MOSTLER; Fig. 12: *Theelia raschbergensis* MOSTLER mit völlig unzureichender Skizze bei H. MOSTLER, 1973 c, Abb. 5.

E. Thallatocanthoides-Assemblagezone (Jul): Fig. 13: *Protocaudina rigaudae* MOSTLER; Fig. 14: *Theelia latimarginata* MOSTLER; Fig. 15: *Theelia anguinea* MOSTLER; Fig. 16: *Theelia thallatocanthoides* MOSTLER.

F. Koeveskalensis-Assemblagezone (Cordevol): Fig. 17: *Theelia guembeli* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 18: *Fissobractites inusitata* KOZUR & MOSTLER; Fig. 19: *Theelia multiplex* SPECKMANN; Fig. 20: *Theelia tuberculata* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 21: *Theelia koeveskalensis* KOZUR & MOSTLER.

LADINICA-ASS-ZONE		LANGOBARD
FASTIGATA - Z.		O. ILLYR - FASSAN
CONSONUS - Z.		U. ILLYR
LEVIS - Z.		alpin. PELSON
GERMANICA QUADRATUS - Z.		germ. PELSON
GERMANICA UPELSON - Z.		U. ANIS - UPELSON
MOSTLERI - Z.		CAMPIL

Ammonitenfauna des Illyr (R. SCHNETZER, 1934). Auch die anderen bekannten Vorkommen, wie etwa in der Karwendel-Südkette (A. ROTHPLETZ, 1888, S. 416; O. AMPFERER etc. 1899, S. 307; 1924 b, S. 23 ff.; C. DIENER, 1900 b, S. 209; M. SARNTHEIN, 1965, S. 129), im Mieminger Gebirge (H. MILLER, 1965, S. 195) etc. sind durch Ammoniten der Trinodosus-Zone eingestuft (vgl. Oberanis-Faunenanteil bei F. H. ALMA, 1926). Die Conodonten und Holothurien des Schusterbergkalkes wurden jüngst von H. KOZUR & H. MOSTLER (Zitate siehe unter Schreyeralmkalk) beschrieben. Die Bairdien, die H. KOZUR, 1971 b, aus dem Illyr des Ofenbachgrabens ohne Schichtangabe bekannt gemacht hat, könnten wohl aus diesem Schusterbergkalk oder dem liegenden Reiflinger und Gutensteiner Kalk stammen.

Abb. 35: Die Holothurien-Assemblagezonen der Unter- und Mitteltrias auf gleicher Grundlage wie Abb. 34.

A. Ladinica-Assemblagezone (Langobard): Fig. 1: *Eocaudina ramosa* KOZUR & MOSTLER; Fig. 2: *Acanthotheelia veghae* KOZUR & MOSTLER; Fig. 3: *Acanthotheelia ladinica* KOZUR & MOSTLER.

B. Fastigata-Assemblagezone (Oberillyr-Fassan): Fig. 4: *Priscopedatus staurocumitoides* MOSTLER; Fig. 5: *Acanthotheelia spinosa* FRIZZELL & EXLINE — eine Form, die aber häufig im Cordevol aufscheint; Fig. 6: *Theelia planata* MOSTLER; Fig. 7: *Theelia undata* MOSTLER; Fig. 8: *Theelia fastigata* MOSTLER. — Der stratigraphische Wert der Fastigata-Assemblagezone wurde 1974 b, S. 46, von T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER selbst in Frage gestellt.

C. Consonus-Assemblagezone (Unterillyr): Fig. 9: *Priscopedatus* (?) *heisseli* MOSTLER; Fig. 10: *Tetravirga multiperforata* (MOSTLER); Fig. 11: *Calclamnella regularis* STEFANOV, synonym hierzu *Calclamnella anisica* MOSTLER; Fig. 12: *Theelia planorbicula* MOSTLER; Fig. 13: *Theelia* sp. [*Thalattocartus consonus* CARINI bei MOSTLER, 1968 a, unterscheidet sich aber von dieser oberkarbonen Art durch Fehlen der Zähnelung].

D 1. Levis-Assemblagezone (alpines Pelson): Fig. 14: *Theelia alta* SPECKMANN; Fig. 15: *Rhabdodites porosus* MOSTLER; Fig. 16: *Tetravirga irregularis* (MOSTLER), synonym hierzu *Tetravirga perforata* MOSTLER; Fig. 17: *Tetravirga levis* KOZUR & MOSTLER. Die bei H. MOSTLER, 1973 c, Abb. 2, als typisch für diese anisische Zone aufgenommene Form *Stichopitella* cf. *bernsteini* MOSTLER (synonym: *Priscopetatus ploebingeri* MOSTLER mit nicht abgebrochener Randzone) kann hier nicht als für Anis bezeichnend aufgenommen werden, da alle drei dort wiedergegebenen Formen die Reproduktion der norischen Exemplare von *Priscopedatus bernsteini* (MOSTLER) von Hernstein (H. MOSTLER, 1969, Abb. 10, Fig. 1, 2, 4) sind.

D 2. Quadratus-Assemblagezone (germanisches Pelson): Fig. 18: *Theelia doreckae* KOZUR & MOSTLER; Fig. 19: *Theelia* cf. *zapfei* KOZUR & MOSTLER; Fig. 20: *Priscopedatus quadratus* KOZUR & MOSTLER.

E. Germanica-Assemblagezone (Anisbasis-Unterpelson): Fig. 21: *Theelia* cf. *subcircularis* MOSTLER; Fig. 22: *Theelia multiradiata* KOZUR; Fig. 23: *Theelia germanica* KOZUR. Das bei MOSTLER, 1973 c, Abb. 1, als typisch für diese Zone aufgenommene *Achistrum pulchrum* KOZUR läßt sich einer der besonders aus dem Cordevol bekannten *Achistrum*-Arten zuordnen und ist daher hier stratigraphisch nicht verwertbar.

F. Mostleri-Assemblagezone (Campil): Fig. 24: *Theelia mostleri* KOZUR — wiederholt nur in mißlungenem gleichem Photo wiederpubliziert, genaue Darstellung fehlt. Die zweite, für die Definition der Zone bei H. MOSTLER (1973 c, S. 732) verwendete Art *Achistrum* cf. *triassicum* FRIZZELL & EXLINE mit unzureichender Abbildung ist ungeeignet, da die Art *A. triassicum* ihren Schwerpunkt im Cordevol hat.

6. Maierckmergel

Begriffsprägung: B. PLÖCHINGER, 1963 b, S. A 40.

Bezeichnung und Lithologie: Als Maierckmergel hat B. PLÖCHINGER (1963 b, S. A 40; 1968, S. 200) eine 40 m mächtige Mergelserie oberanischen Alters aus dezimeterstark gebankten, grauen, ziemlich harten Mergeln und ebenso dicken Mergelschiefer-Zwischenlagen bezeichnet, die innerhalb der Reiflinger Kalke 100 m über deren Untergrenze auf der Südseite des Großen Maierck, 8 km SW St. Gallen, in der Südflanke der Maierck-Halbantiklinale des Tirolikums aufgeschlossen sind.

Verbreitung: Nicht nur vom Maierck in der Steiermark, sondern auch aus den westlichen Nordkalkalpen werden aus verschiedenen Regionen etliche Meter mächtige, oft grün gefärbte Mergelzüge als Einschaltungen innerhalb der anischen Reiflinger Kalke angeführt. Als Beispiel für Maierckmergel in Tirol seien etwa die Vorkommen am Kerschbuchhof bei Innsbruck, am Wildanger bei Hall (O. AMPFERER, 1899, S. 306) oder die 4 m mächtigen Mergel an der Marienspitze im Mieminger Gebirge (H. MILLER, 1965, S. 195) genannt.

Alter und Fauna: Für die altersmäßige Einordnung ist eine oberanische Ammonitenfauna mit *Flexoptychites* aff. *flexuosus* (MOJS.), *Ceratites* cf. *planus* ARTHABER etc. knapp im Hangenden dieser Mergel bedeutend. Die Maierckmergel bilden demnach das anische Äquivalent der in den östlichen Kalkalpen den ladinischen Reiflinger Kalken zwischengelagerten Partnachmergel.

D. Ladinische Stufe

Allgemeines

Die ladinische Stufe umfaßt das Fassan (Reitzi-Zone und Curionii-Zone) und das Langobard (Archelaus-Zone), während das Cordevol heute entgegen der bisher im deutschen Sprachraum üblichen Handhabung mit Recht nicht mehr länger zum Ladin, sondern bereits ins Unterkarn gestellt wird, wie S. 131 f. des näheren begründet ist – vgl. Taf. 1. Über die historische Entwicklung der ladinischen Unterstufen-Begriffe orientiert in neuerer Zeit G. ROSENBERG (1958 a, S. 302 f.).

Im Ladin verteilen sich die faziell unterschiedlichen Schichtglieder folgenderweise: In der Vorarlberger Fazies herrscht die geschichtete Entwicklung von Partnachschichten (Beckenfazies) und Arlbergschichten (Seichtwasserbildung), in der bisherigen Nordtiroler Fazies vom Arlberg bis zu den Weyrer Bögen dominiert die Wettersteinkalkbildung mit Riffkalken und mit geschichteten diploporreichen Wettersteinkalken des Lagunenbereiches, sich mit der Beckenfazies (Partnachschichten) verzahnend. In der Lunzer Fazies im Osten herrscht Reiflinger Kalk mit untergeordneten Partnachschichten und Zungen von Wettersteinkalk sowie Raminger Kalk als Übergangstypus zum Wettersteinkalk – Abb. 25. Im juvavischen Raum und darüber hinaus bis zur Schwazer Trias liegt meist durchgehende dolomitische Ausbildung (Ramsaudolomit, Wettersteindolomit) vor. In bestimmten Abschnitten der Hallstätter Zone im Salzkammergut sind auch im Ladin entgegen der früheren Auffassung Hallstätter Kalke statt der dort vermuteten Schichtlücke zur Ausbildung gelangt. Gegen Osten hin streicht die dolomit-

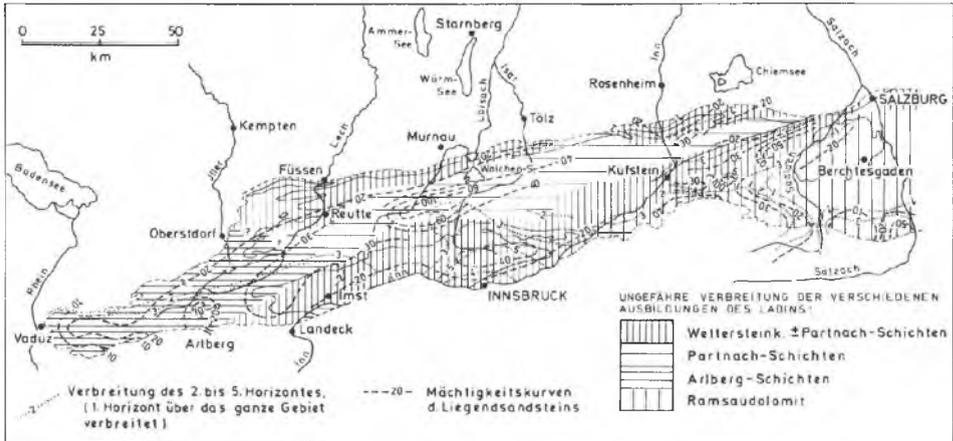


Abb. 36: Die Verbreitung der Haupttypen der ladinischen und cordevolischen Gesteine in den westlichen Kalkalpen sowie die Mächtigkeit des liegenden Sandstein-Horizontes des Jul und die Verbreitung der stratigraphischen höheren Sandsteine und Horizonte des Karn nach W. HARSCH, 1970, Abb. 3; H. JERZ, 1966, S. 83, Abb. 30, und G. SCHULER, 1968, Abb. 17. Das zweite innere Partnach-Faziesbecken am Südrand der Lechtaldecke östlich von Landeck kommt mangels Abwicklung der Decken nicht zum Ausdruck.

reiche Entwicklung aus dem Bereich der Hochalpen in den Raum der mittleren Voralpen hinaus, wo Wettersteindolomit in der Rohrer Fazies zum beherrschenden Mitteltriasglied wird. Hier im Osten schließt dann am einstigen Südrand (Kaiserschild bei Eisenerz, Hochschwab bis Schneeberg) noch eine Wettersteinkalkmasse an, die zu den hochkarpatischen Verhältnissen überleitet. Dabei bauen Wettersteinkalk und -dolomit als Plattformensedimente den ab Ladin mächtig entwickelten Riffkomplex auf, die Arlberg-schichten stellen ebenfalls Seichtwasserbildungen dar, während die Partnachschichten die zugehörigen Beckensedimente bilden, und im Reiflinger Kalk und Hallstätter Kalk Schwellensedimente der Beckenentwicklung zu erblicken sind – Abb. 36. Die einzelnen Schichtglieder des Ladin werden im folgenden in der erwähnten Reihenfolge der Faziesräume von Westen nach Osten besprochen, wobei der jeweils noch in den Schichtgliedern mitenthaltene unterstkarnische (cordevolische) Anteil aus praktischen Gründen in diesem Abschnitt mit Erwähnung findet.

1. Partnachschichten

Begriffsprägung bei C. W. GÜMBEL, 1858, geognostische Karte von Bayern.

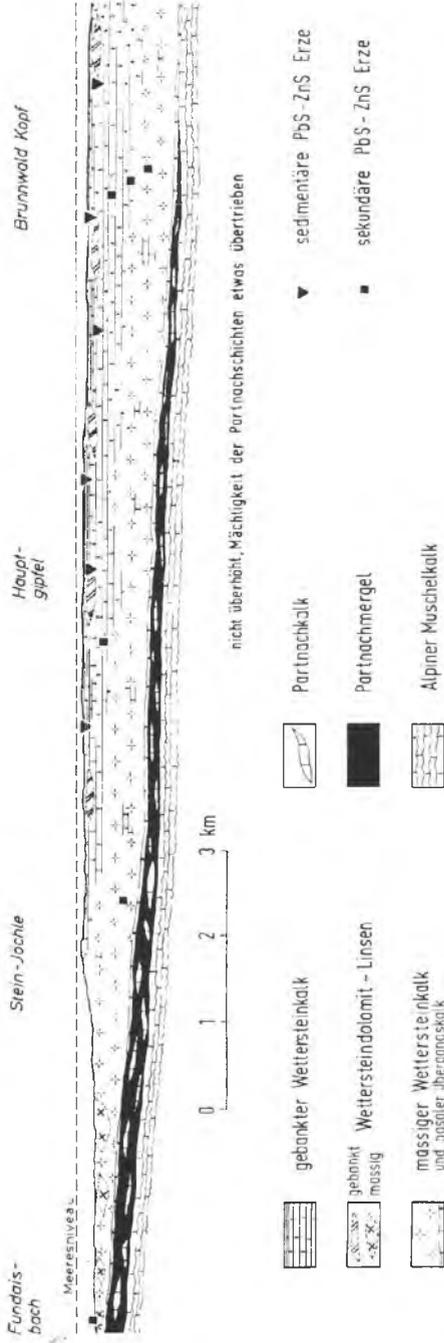
Vorkommen: Die Partnachschichten bilden im großen gesehen im Bayrisch-Tiroler-Vorarlberger Raum das Liegende der Arlberg-Wettersteinkalkmasse. Die Partnachschichten besitzen im tieferen Ladin als Beckenentwicklung wesentlich größere Bedeutung als später, wo sie allmählich durch den sich nach der Seite hin ausdehnenden Wettersteinkalkriffkomplex mehr und mehr verdrängt werden – Abb. 37, 42. Nur im Extremfall kann der gesamte Wettersteinkalk durch diese mergelreiche Beckenfazies ersetzt werden (vgl. Abb. 36, 40, 42). Ausläufer der Partnachschichten reichen im vor-

E

W

Riffschutt + Rifffernbereich
(massige Fazies)

Lagunenbereich
(gebankte Fazies)



O. KRAUS 65

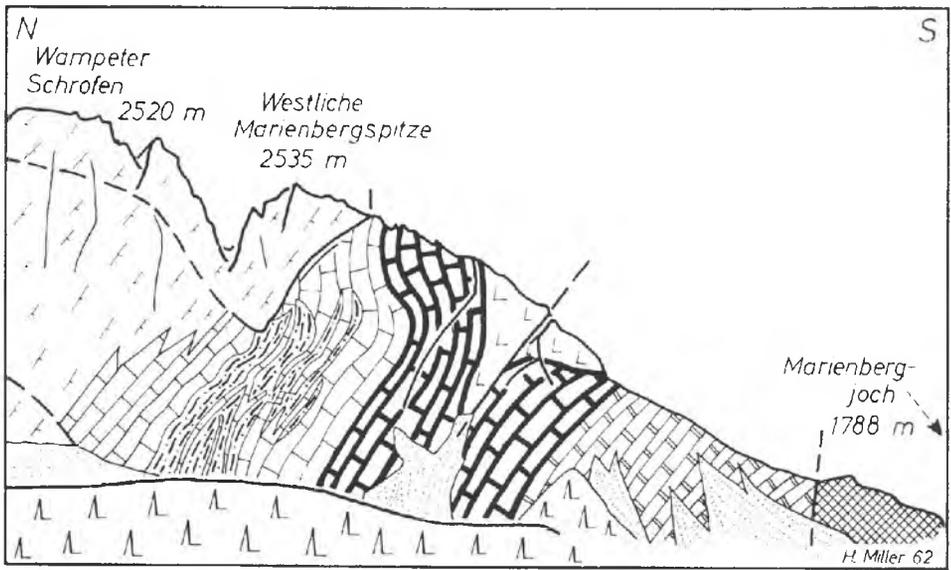
Abb. 37: Das Verhältnis Wettersteinkalk und Partnachschichten im Heiterwandbereich nach O. KRAUS & P. SCHMIDT-THOMÉ, 1967, Abb. 2. Das Profil zeigt das beckenwärts gerichtete Hinausschieben des Wettersteinkalk-Riffkomplexes mit der fortschreitenden Zeit.

alpinen Raum gegen Osten hin als untergeordnete Einschaltungen in verschiedener Position innerhalb der Reiflinger Kalke bis zum Ostrand der Kalkalpen.

Lithologie: a) **Partnachmergel und -kalke:** Die Partnachsichten bilden eine aus Partnachmergeln, -schiefern und -kalken aufgebaute, gut geschichtete Abfolge – Abb. 38. Die mergeligen Anteile bestehen aus dunkelgrauen bis schwarzen, dünn-schichtigen bis blättrigen, zum Teil griffelig verwitternden Tonschiefern, Mergeln und Mergelkalken (vgl. Abb. 41). In diese Abfolge sind weithin verfolgbare, lang anhaltende Bänke von dunklen, bräunlich anwitternden, feinkörnigen, selten dichten, leicht knolligen, auch onkolithischen und häufig Tongallen führenden Partnachkalken sowie dolomitische Mergellinsen eingeschaltet. An der Basis wechsellagern Partnachmergel noch mit den obersten Partien der Reiflinger Kalke, am Oberrand ist die Ver-



Abb. 38: Die unterladinischen Partnachsichten an der Typlokalität, der Partnachklamm bei Garmisch-Partenkirchen in Bayern, zeigen ein Dominieren der dünn-schichtigen Partnachkalke.



	Schuttreißen		Partnachkalk
	Jura und Kreide		Partnachmergel
	Raibler Schichten (nur Abb. 2!)		gebankt
	gebankt (nur Abb. 2!)		Anis. Riff-Knollenkalk-Serie
	Wettersteinkalk ungebant		ungebant
			Reichenhaller Schichten

Abb. 39: Das Auftreten des Steinalmkalkes des anisischen Riffkomplexes (Signatur L), das Auskeilen und Verzahnen der Partnachkalke sowie das Ausspitzen der Partnachmergel im Partnachkalk an der Westflanke der Westlichen Marienbergspitze in den Mieminger Bergen Tirols nach H. MILLER, 1965, Abb. 7.

zahnung mit dem Wettersteinkalk oder den Arlbergschichten besonders auffällig (F. HIRSCH, 1966, S. 23) – vgl. Abb. 39, 42. Die noch in die untersten Partien der Partnachmergel emporreichenden anisisch-ladinischen Grenzstufe wurden oben erwähnt.

b) *Partnach-Übergangskalk* (nov. nom.): Mit dieser Bezeichnung könnten jene Sondertypen des Partnachkalkes erfaßt werden, die über (nach) der schiefrigen Partnachschichtfazies des Beckens als Zwischenglied zur Wettersteinkalk-Entwicklung folgen (vgl. S. 108). Es handelt sich hierbei um lithologisch den Partnachkalcken weitgehend entsprechende, etliche Zehnermeter mächtige, wechselnd dünn- und dickbankige, dunkle, auch Hornsteinknollen führende Kalke mit gelegentlichen Tonmergel-Einschaltungen, die vereinzelt bereits kleinstückigen Riffschutt eingestreut enthalten. Dieser Kalktypus wurde in der älteren Literatur zum Teil als „Unterer Wettersteinkalk“, bei

H. MILLER (1962, S. 411; 1971, S. 275) als „Partnachkalk“, bei O. KRAUS & P. SCHMIDT-THOMÉ (1967, S. 120) als „Übergangskalk“ bezeichnet und bei den einzelnen Autoren in wechselnder Art entweder als Glied der Partnachbeckenfazies oder des Wettersteinkalk-Komplexes aufgefaßt. Durch die Ausführungen von H. MILLER (1971) wird die Zuordnung zu den Partnachsichten belegt, der diesen Typus dort als „Partnachkalk an der Grenze zum Wettersteinkalk“ dem „Partnachkalk im engeren Sinne“ (Kalkbänke zwischen Tonmergeln) gegenüberstellt. Der Unterschied im erstgenannten Typus gegenüber dem Normaltypus der Beckenentwicklung liegt nach H. MILLER (l. c., S. 275) nur in einer geringen Kornvergrößerung, einem höheren Lithoklastanteil und einem höheren Spatit-Gehalt. In diesem hier als Partnach-Übergangskalk bezeichneten Gestein trifft man als autochthone Faunenelemente einerseits Ammoniten und Daonellen, andererseits Crinoiden und Brachiopoden. Die Mikrofazies zeigt reichlich Resedimente, auch Onkoide (nach H. WOLFF, 1973 b, S. 249, auch Ooide). Der Partnach-Übergangskalk entspricht in seiner Stellung als Übergangsglied zwischen Partnachsichten und Wettersteinkalk jener des Raminger Kalkes, der das Zwischenglied zwischen Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk darstellt. In beiden Fällen ist durch die Mikrofazies, die Hornsteinführung etc. die engere Beziehung zur Becken- bzw. Tief-schwellenfazies als zur Plattformfazies gegeben.

Seit O. AMPFERER & W. HAMMER (1899, S. 310 f.) wurde es – vom südlichen Karwendel ausgehend – verschiedentlich üblich, den Partnachbegriff auch auf die dunklen, fleckigen, großoolithischen Partien des Wettersteinkalkes zu übertragen (vgl. R. KLEBELSBERG, 1935, S. 47). Heute ist durch die Einschränkung des Begriffes Partnachsichten auf die Beckenfazies und den oben skizzierten, damit verbundenen Übergangstypus (der sich vom großoolithischen dunklen Wettersteinkalk unterscheidet) eine solche Ausdehnung des Partnachbegriffes nicht mehr tunlich (H. MILLER, 1965, S. 205).

Als Besonderheit sei die Existenz einer Kristalltufflage in den tieferen Teilen der Partnachsichten der Krabachjochscholle in den westlichen Lechtaler Alpen erwähnt (E. MUTSCHLECHNER, 1954, S. 392; F. HIRSCH, 1966, S. 27). Sie liegt altersmäßig etwas höher als der weitverbreitete anisich-ladinische Cinerit-Grenzhorizont.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Partnachsichten hängt in erster Linie von der riffnahen oder riffernen Ausbildung, also von der Position innerhalb des Beckens ab. Im Rhätikon werden Maximalbeträge von 180 m erreicht (M. KOBEL, 1960, S. 72); in den Tiroler Kalkalpen, besonders im Bereich der Lechtaler Alpen, sind Beträge von über 200 m vorhanden. In der Nordrandzone der Bayrischen Kalkalpen nimmt die Mächtigkeit von Westen gegen Osten regelmäßig ab: Vom Westen werden zwischen Vils und Loisach Beträge von 200 m gemeldet, an der Benediktenwand westlich der Isar 100 m, am Wendelstein westlich vom Inn 35 m und bei Aschau in den Chiemgauer Bergen östlich des Inn verschwinden die Partnachsichten am Nordrand gegen Osten schließlich bereits fast ganz (F. F. HAHN, 1914, S. 115). In den Bayrisch-Tiroler Kalkalpen können Partnachsichten in mehreren Zonen innerhalb des Wettersteinkalk-Bereiches festgestellt werden, am mächtigsten in der Beckenlängsachse bei Garmisch-Partenkirchen (600 m nach O. KRAUS etc. 1967, S. 124, Abb. 3). Weitere bedeutende Vorkommen liegen am Kalkalpensüdrand in der Thaurer Schuppe der Lechtaldecke bei Innsbruck (274 m mächtiges Profil Thaur I, nach M. SARNTHEIN, 1965, S. 150), in der sogenannten Hohencggfazies der gleichen Decke südlich vom Inn bei

Schwaz (H. PIRKL, 1961, S. 23) und in der Region südlich von Imst, ebenfalls am Südrand des Bajuvarikums gelegen. In den östlichen Kalkvorpalen können Partnachmergel-Einschaltungen im ladinischen Reiflinger Kalk des Lunzer Faziesraumes maximal 90 m erreichen (L. WAGNER, 1970, S. 177).

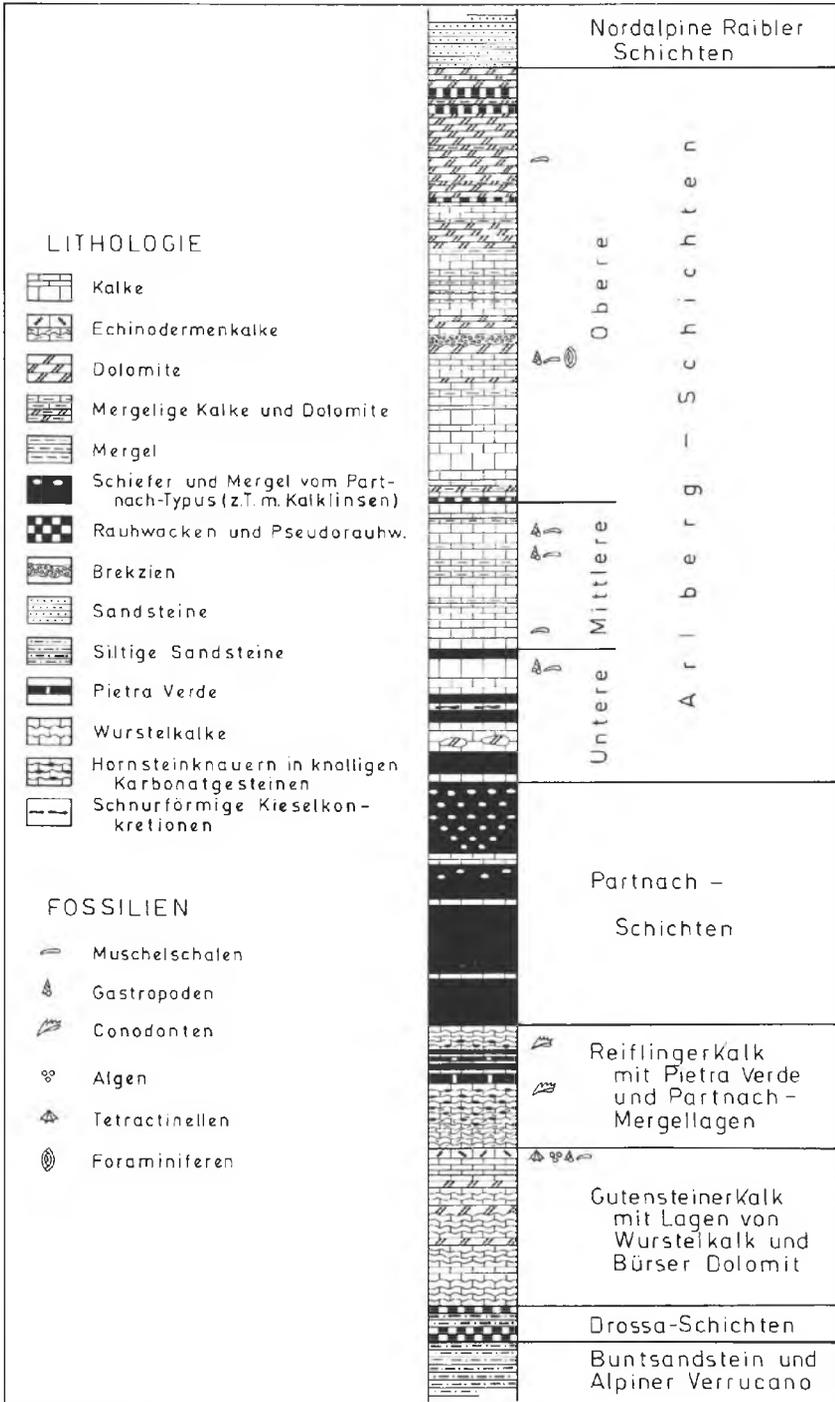
Genese: Die Partnachschichten stellen, wie vermerkt, die Beckenfazies zu den Wettersteinkalken dar, und wurden in meist längsorientierten Becken mit einer Meerestiefe von rund 100 m (M. SARNTHEIN, 1967, Abb. 2) abgesetzt. Dabei herrschten bei Stillwasserverhältnissen ungünstige Lebensbedingungen und zeitweise reduzierendes Milieu.

Makrofauna: Fossilien sind im allgemeinen in den Partnachschichten selten und noch am ehesten im unterkarnischen Anteil (Cordevol) anzutreffen. Hierbei überwiegen weitaus die Brachiopoden und Echinodermen (A. ROTHPLETZ, 1886, S. 16; E. FRAAS, 1890, S. 89 ff.; E. BÖSE, 1894 b, S. 5; Th. SKUPHOS, 1894, S. 145 ff.; G. v. ARTHABER, 1906, S. 293; O. AMPFERER, 1924 b, S. 27 f.; C. W. KOCKEL et al., 1931, S. 10; R. v. KLEBELSBERG, 1935, S. 47; W. ZACHER, 1964, S. 18 etc.), ferner sind Daonellen, darunter *Daonella parthanensis* SCHAFFH. (vgl. Th. SKUPHOS, 1892, Taf. 1), nicht zu selten. Funde von *Koninckina leonhardi* WISSM., *Isocrinus propinquus* (MÜNSTER) etc. beweisen in den westlichen Kalkalpen das Emporreichen der Partnachschichten bis in das Cordevol. In Vorarlberg sind Saurierreste bei Dalaas entdeckt worden (*Partanosaurus zitteli* SKUPHOS, 1893, u. a.). Auch in den geringer-mächtigen Partnachschicht-Einschaltungen in den oberen Partien der Reiflinger Kalke im Lunzer Faziesbereich im Osten der Kalkalpen sind ähnliche Faunen wie im Westen mit Dominanz von Brachiopoden (z. B. *Koninckina leonhardi* WISSM., *Rhynchonella bajuvarica* BITTNER) und Bivalven (z. B. *Halobia intermedia* MOJS.) sowie von Bactryllien bekannt geworden – vgl. etwa GEYER, 1911, S. 14.

Eine lokale Sonderausbildung der Partnachkalke der östlichen Kalkvorpalen stellt der schwarze Colospongienkalk (Jägerhauskalk) SW von Baden mit seiner reichen Schwammfauna des Cordevol mit *Colospongia dubia* MÜNSTER und weiteren 82 Kalkschwammarten dar (F. TOULA, 1913, S. 77 ff., Revision bei H. FLÜGEL, 1972).

Mikrofauna: Die Partnachmergel sind stets sehr arm an Mikrofauna, viele Partien sind fossilieer. An der Typlokalität ist eine nichtssagende Fauna mit Sandchalern und Lageniden enthalten. In den Partnachmergeln, die in den östlichen Kalkalpen den Reiflinger Kalken zwischengeschaltet sind, tritt selten *Arenovidalina chialing-chiangensis* Ho? auf. Die zahlreichen Leitformen der Variostomiden und Holothurien, die aus der Cordevol-Mergelfazies der Südalpen bekannt geworden sind (E. KRISTAN-TOLLMANN, 1960; 1963), konnten in den Partnachschichten der Nördlichen Kalkalpen nicht aufgefunden werden. Polyäne, also mehrarmige Spongiennadeln, wurden aus den Partnachschichten der Kampenwand in den Chiemgauer Alpen von G. HAUERSTEIN & W. WAGNER (1966) beschrieben. Lagenweise häufig hingegen sind an Kleinelementen Bactryllien, besonders *Bactryllium schmidii* HEER, die als Coprolithe von Crustaceen anzusehen sind.

Abb. 40: Die Arlbergschichten, ihre Gliederung und Stellung im Mitteltriasprofil des Rhätikon. Sammelfprofil durch die mittlere Trias des Rhätikon aus realen Profilstücken nach M. KOBEL, 1969, Profiltafel, zusammengestellt.



2. Arlbergschichten

Begriffsprägung: F. v. RICHTHOFEN, 1859, S. 100.

Auftreten der Arlbergschichten: Die Formation der Arlbergschichten ist in den Kalkalpen im wesentlichen auf Vorarlberg, Liechtenstein und das westlichste Tirol beschränkt, im Osten wird sie durch die Wettersteinkalkmasse ersetzt – Abb. 36. Im großen gesehen überlagern die Arlbergschichten die Partnachschichten, in die sie aber gegebenenfalls im tieferen Teil seitlich übergehen können. Am Westrand des Rhätikons sind noch Wettersteindolomite in 300 m Mächtigkeit als fazielle Vertretung der Arlbergschichten erhalten geblieben.

Gliederung: M. KOBEL (1969, S. 75) hat eine Dreiteilung der Arlbergschichten vornehmen können, die sich im überwiegenden Gebiet ihrer Verbreitung erkennen läßt – Abb. 40: Die Unteren Arlbergschichten, die mit der ersten, dunklen, aber hell anwitternden, mächtigen Kalkbank gegen die Partnachschichten abgegrenzt werden, zeigen noch eine bedeutende Einschaltung von partnachartigen Schieferbändern in der Kalkfolge. Die Kalke können dolomitisiert und verkieselt sein. In den Mittleren Arlbergschichten fehlen die Schieferbänder, die Folge wird aus dunklen, hellgrau bis bläulichgrau anwitternden, meist feinkörnigen, gebankten Kalken gebildet. Die Dolomitisierung dieser Kalke ist gering. Für die Oberen Arlbergschichten ist das Einsetzen und gegen oben hin Zunehmen von löcherig-rauhwackigen, kalkigen Dolomiten, von gebänderten Karbonaten, von Rauhbacken, Brekzien und

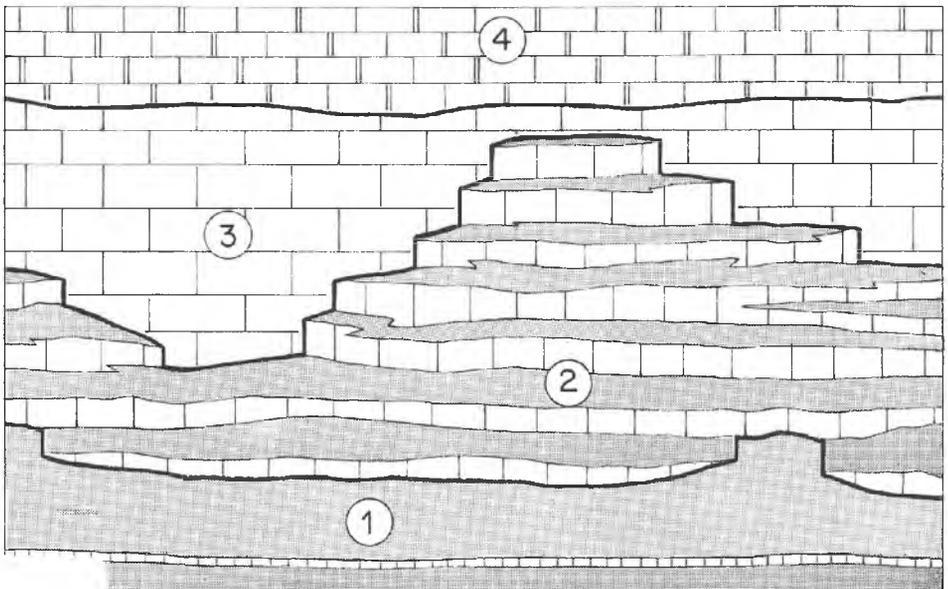


Abb. 41: Schematische Darstellung der gegenseitigen seitlichen Vertretung der Unteren und Mittleren Arlbergschichten im Rhätikon nach M. KOBEL, 1969, Abb. 16; 1: Partnach-Formation, 2: Untere Arlbergschichten mit Kalk-Schiefer-Wechselfolge, 3: Mittlere Arlbergschichten, 4: Obere Arlbergschichten.

schließlich kalkigen oder dolomitischen Mergeln gegenüber den von unten heraufreichenden dunklen feinkörnigen Kalken typisch. F. HIRSCH (1966, S. 29 f.) hat in den rund 300 m mächtigen Oberen Arlbergschichten des Flexenpasses etwa 40 Zyklotheme, also rhythmische Abfolgen von Dolomit, Kalk, Rauhwacke und Dolomitmergeln festgestellt.

Bemerkenswert ist die Einschaltung von mächtigen basischen *Eruptiva* (Andesitporphyrite) in die Arlbergschichten in der Umgebung von Lech (O. AMPFERER & W. HAMMER, 1930, S. 124 f., S. 140 ff.). Das Hauptvorkommen östlich von Lech besteht aus einer 1,5 km langen, 100 m mächtigen Masse von Tuffen, Agglomeraten und untergeordnet Laven von Melaphyren (G. MUTSCHLECHNER, 1954, S. 390).

Die Mächtigkeit der jeweils maximal 80 m erreichenden Unteren und Mittleren Arlbergschichten schwankt, wahrscheinlich durch gegenseitige Vertretung verstärkt, bedeutend (Abb. 41). Jene der Oberen Schichtgruppe erreicht im Rhätikon 300 m. M. RICHTER (1969, S. 24) gibt einen zu geringen Durchschnittsbetrag der Arlbergschichten von 150–200 m an.

Bildungsmilieu und Fauna: Die Fauna der Arlbergschichten ist außerordentlich spärlich. Die einstige Meerestiefe zur Zeit der Bildung dieser Serie nahm gegen oben hin mehr und mehr ab, bis in den Oberen Arlbergschichten ein lagunäres, wattenartiges Milieu, durch Merkmale der Gezeitenzone im Gestein abzulesen (Trockenrisse), eingetreten war, in dem nur bestimmte Algen gedeihen konnten (Solenoporen, Codiaceen; Stromatolithbildungen). Das **Bildungsmilieu** der Arlbergschichten ist demnach als ein schlecht durchlüftetes, nur schwach bewegtes, armes marines Flachwasserareal zu bezeichnen.

Die **Fauna** der Schichten ist arm und besteht in den tieferen Teilen aus kleinwüchsigen Mollusken und benthonischen Foraminiferen. Als Besonderheit ist ein Sauropterygier, *Rhäticonia rothpletzi* BROILI (1927, S. 223), aus der Nähe von Bludenz bekannt geworden. **Alter:** Ladin p.p., Cordevol.

3. Wettersteinkalk

Begriffsprägung: C. W. GÜMBEL, 1861, S. 221.

Begriffsfassung: Als Wettersteinkalk wird hier der ladinisch-cordevolische (unterkarnische) Kalk des Riffkomplexes der triadischen Plattformsedimentation bezeichnet. Die anisischen Anteile sind unter der Bezeichnung Steinalmkalk im Sinne von J. PIA (1930), wie S. 81 näher ausgeführt, nomenklatorisch abgetrennt worden. Will man die gesamte lithologisch gleichartige mitteltriadische bis tiefkarnische Kalkmasse des Riffkomplexes zusammenfassen, so eignet sich hierfür die Bezeichnung Steinalm-Wettersteinkalk.

Vorkommen: Der Wettersteinkalk stellt den Hauptfelsbildner in den westlichen Kalkalpen – Abb. 36 – und neben dem Dachsteinkalk auch in den übrigen kalkalpinen Abschnitten dar. Die genauere Erforschung der Wettersteinkalke und -riffkalke in den Nördlichen Kalkalpen hat erst jetzt, fast 100 Jahre nach den bahnbrechenden Untersuchungen von F. v. RICHTHOFEN (1860) und E. v. MOJSISOVICS (1879) in den mitteltriadischen Riffen Südtirols, eingesetzt und bereits wesentliche Ergebnisse gezeitigt. Während im Westen der Kalkalpen der geschlossene Komplex des mitteltriadischen Riff- und Diploporenkalkes überwiegend oder ausschließlich auf das Ladin bis Cordevol beschränkt ist (über oberanisische Anteile siehe S. 81 und vgl. H. MILLER, 1965, S. 209),

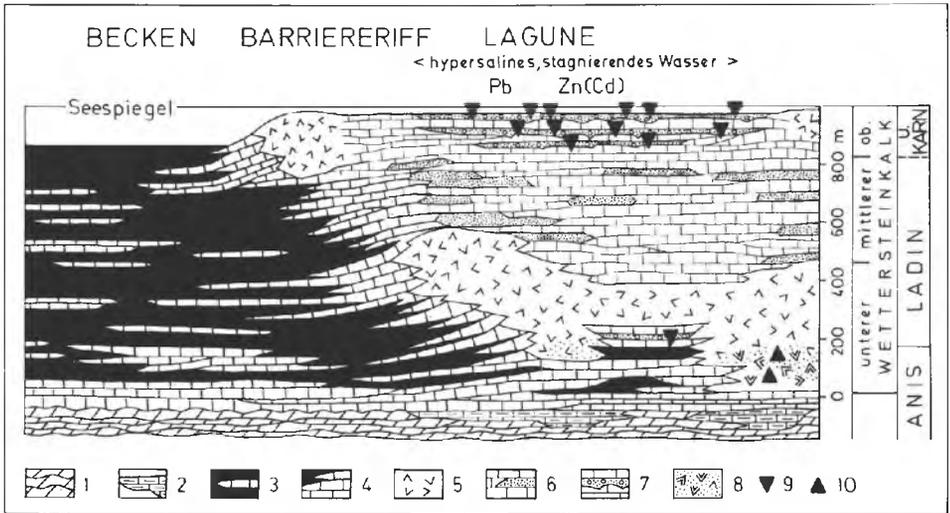


Abb. 42: Die vertikale Gliederung des Wettersteinkalkes sowie die Stellung des ladinischen und cordevolischen Plateau-Riffes und der Beckenfazies in den westlichen Kalkalpen. Nach H.-J. SCHNEIDER, 1964, S. 41. Signatur: 1: oberster alpiner Muschelkalk, 2: andesitischer grüner Tuff, 3: Partnachmergel mit Kalklinsen, 4: Partnachkalk (dunkler, mergeliger, geschichteter Kalk), 5—8: Wettersteinkalk-Typen: 5: massiger Kalk und Dolomit, z. T. cavernös und mit Reliktstruktur eines Bioherms, 6: gut geschichtete graue, meist arenitische Dasycladaceenkalke, einzelne Algen-Riffelflecke, 7: vorwiegend dünnsschichtige Kalke mit Einschaltung der Sonderfazies mit Erzsedimenten, 8: spätdiagenetisch veränderte, rekristallisierte, dolomitische Partien des Riffkörpers, 9: Pb-Zn-Sulfide mit Sedimentstruktur, 10: metasomatisch angereichertes Pb-Zn-Sulfid mit geringem Cu-Sb-As-Mineralgehalt.

stellen sich ab dem Mittelabschnitt der Kalkalpen gegen Osten hin Steinalm-Wettersteinkalkserien ein, die lithologisch untrennbar auch noch beträchtliche anisische Anteile beinhalten (Dachstein-Südseite, Hochschwab etc.). Andererseits umfaßt der Wettersteinkalkkomplex im Gesamttraum der Nördlichen Kalkalpen auch noch den Zeitraum des Cordevol, also des untersten Karn. Aus den westlichen Kalkalpen wurden früher vielerorts vom Oberrand des Wettersteinkalkes Spuren einer sogenannten „präkarnischen Regression“ beschrieben (C. W. KOCKEL et al., 1931, S. 14 ff.), und zwar anhand von Einlagerungen der Raibler Schichten in ein Erosionsrelief. In einer Reihe neuerer Untersuchungen des Karn (H. ANGERMEIER et al., 1963, S. 91; H. JERZ, 1966, S. 72; G. SCHULER, 1968, S. 46) werden solche Spuren einer frühkarnischen Regression mit Ausnahme des Abschnittes Lech (W. HARSCH, 1968, S. 26) übrigens bestritten. Über die fazielle Vertretung des Wettersteinkalkes durch andere Gesteine wird in den allgemeinen Anmerkungen zum Ladin S. 96 berichtet. Betreffs „Hochgebirgsriffkalk“ siehe S. 167.

Die vertikale Gliederung des gebankten Wettersteinkalkes

In den westlichen Kalkalpen war seit alters (O. REIS, 1911, S. 67 ff.), ausgehend vom Wettersteingebirge, eine Dreigliederung der Wettersteinkalkmasse erfaßt worden (Abb. 42): Der untere Abschnitt besteht aus massigeren, undeutlich

gebankten, etwas dünkleren Kalken, zu denen an der Basis die 50 bis 100 m mächtigen dunklen, von O. AMPFERER (1899, S. 311) und H. MILLER (1962, S. 411) als Partnachkalke, heute als „Partnach-Übergangskalke“ (siehe S. 100), bezeichneten Übergangstypen zum Wettersteinkalk überleiten. Der mittlere Abschnitt umfaßt die gut gebankten, helleren Dasycladaceenkalke. Im oberen Abschnitt schließlich stellen sich helle, auffällig feinschichtige Kalke mit schwarzen, grauen und roten Brekzienlagen, mit grünen Mergel-Einschaltungen, mit Kreuzschichtung und anderen Sedimentstrukturen sowie mit Vererzung durch Blei-Zink-Sulfide oder durch Pyrit ein – die „Sonderfazies“ des Wettersteinkalkes von H.-J. SCHNEIDER, 1954, S. 12 (vgl. H. WOLFF, 1973 b, S. 267 ff.).

W. WERNECK (1974) hat in einer detaillierten Studie über den Oberen Wettersteinkalk zwischen Traun und Enns in den oberösterreichischen Kalkvorpalen gezeigt, daß diese Sonderfazies mit Einschaltungen von grünen, dolomitischen, tuffitverdächtigen Mergeln, mit schwarzen Brekzien, mit hellen Dolomitbänken und vor allem mit der typischen Erzführung von Limonit, Bleiglanz, Wurtzit und Zinkblende einerseits eine enge Beziehung zur Sonderfazies der westlichen Nordkalkalpen zeigt, daß sich aber andererseits auch starke Gemeinsamkeiten mit der Wettersteinkalk-Hangendfazies in Bleiberg im Drauzug ergeben.

Diese Dreigliederung läßt sich in den Tiroler und Bayrischen Kalkalpen weithin in der geschichteten Fazies verfolgen (vgl. H. WOLFF, 1973 b). Gegen Westen hin endet sie noch im Bereich der Heiterwand (O. KRAUS & SCHMIDT-THOMÉ, 1967, S. 123) – Abb. 37. Partienweise kann der Wettersteinkalk dolomitisiert sein, wovon besonders die tieferen Teile betroffen sind. Im großen gesehen kann man sagen, daß die Vertikalgliederung des Wettersteinkalkes durch das seitliche Verschieben der Riffbildung eine gute Parallele zur horizontalen Faziesentwicklung darstellt (E. OTT, 1973 a, S. 254; H. WOLFF, 1973 b, S. 249 ff.).

Am eingehendsten ist die 1730 m mächtige Wettersteinkalkmasse in der Innsbrucker Nordkette durch M. SARNTHEIN (1965; 1966) studiert worden. Hier liegt zutiefst der 573 m mächtige Hafelekarriffkörper mit einem Riffkern mit autochthoner Fauna und Flora, mit Riffblockschutt, reich an einstigen Hohlräumen und mit Riffschuttlagen. Darüber folgt mit 132 m ein Sondertypus in der unteren Schollenregion, in der Großschollen wieder einsedimentiert sind und durch Schrägschichtung, Gradierung und Stromatolithwachstum zahlreiche Merkmale des einstigen bewegten seichten Lagunenmilieus abgelesen werden können. Im Hangenden schließlich folgt die mächtige Serie mit den „Messerstichkalken“ (Begriff: O. SCHMIDEGG, 1951, S. 166), deren Hohlräume

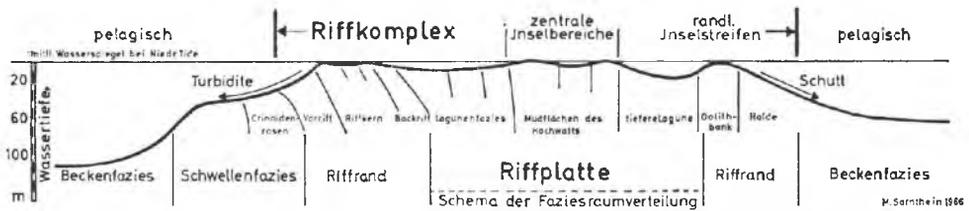


Abb. 43: Profilschema über die horizontale Verbreitung der Faziesräume im Ladin-Cordevol der westlichen Kalkalpen nach M. SARNTHEIN, 1967, Abb. 2.

wahrscheinlich auf später gelöste Evaporitkristalle zurückzuführen sind. Eine Untersuchung des Wettersteinkalkes im Kaisergebirge durch P. TOSCIK (1968, S. 221) hat gezeigt, daß auch dort – wie vielfach – der Riffkalk im Liegenden der Lagunenfazies auftritt.

Horizontale Gliederung (Faziesgliederung) des Wettersteinkalkes (Abb. 43): An die einst nur langsam absinkenden tieferen Becken-(Partnachschichten) und Schwellenfaziesgebiete (Knollenkalk) schloß auf dem rascher absinkenden Boden der Riffkomplex der Seichtwasserregion an. In genetischer Hinsicht ist zu bemerken, daß nach den Erstanlagen von Riffkalken und Crinoidenschwellenkalken im Anis die Riffbildung im tieferen Ladin in diesem seichten Raum mit zahlreichen Riffknospen flächenmäßig ansetzte, daß aber bereits im Laufe des unteren Ladin durch die Bevorzugung der randlichen, zum offenen Meer hin gelegenen Riffteile sich dort zusammenhängende Riffwälle bildeten, während die im Hinterriffbereich gelegenen Knospen erlagen und durch lagunäre Bildungen des sehr flachen und ruhigen Meeres überdeckt wurden. Dadurch entstanden längliche Atolle vom Typus des Karwendelatolls (E. OTT, 1967, S. 77) – Abb. 44. Jüngst gelang es, die einzelnen Abschnitte des Riffkomplexes durch sedimentologische Merkmale und durch ihre Bewohner zu analysieren, namentlich die äußere Riffschuttzone, das Vorriff mit schlecht sortierten Komponenten, reichlich Biogenen und einer spätigen Matrix (Spatit), den eigentlichen organogenen Riffkern mit den Riffbewohnern (siehe unten) und die Hinterriffzone mit ihren Teilbereichen herauszuarbeiten. Die zuerst im obertriadischen Riffkomplex in der alpinen Trias aufgestellte Faziesgliederung gilt in den Hauptstücken auch für die Wettersteinkalkriffe (E. OTT, 1973 a, S. 254 ff. und Abb. 1).

Die Teilfazieszonen im Wettersteinkalk-Riffkomplex gibt in horizontaler Anordnung E. OTT (1973 a, S. 255 ff.) am anschaulichsten wieder:

A. **Partnach-Übergangskalk**: An die schiefrige Partnachschichtfazies des Beckens fügt sich zuerst der S. 100 besprochene, den Kalklagen der Partnachschichten weitgehend entsprechende, dunkle, gebankte, gelegentlich bereits kleinstückigen Riffdetritus enthaltende Kalktypus mit etlichen Zehnermetern Mächtigkeit an, der sich an die Partnachschichten wesentlich enger als an den Wettersteinkalk anschließt (H. MILLER, 1971, S. 275).

B. Als nächstes Glied der Faziesreihe folgt als äußerster Bestandteil des Riffkomplexes der helle Riffschuttkalk des Vorriffes, der aus zerbrochenen Rifforganismen und aus Riffkalktrümmern besteht, durch Spatit verbunden, da die Feinfraktion ausgewaschen ist. Hauptelemente der Fauna dieser Zone sind Crinoiden, in der Flora dominieren Rotalgen der Gattung *Solenopora* und *Parachaetetes*.

C. Der nun folgende Riffgürtel selbst ist durch Mikrofazieswechsel auf engem Raum charakterisiert: Die zwischen gerüstbildenden Organismen gelegenen Hohlräume sind teils durch Detritus ausgefüllt, teilweise sparitisch zementiert, zum Teil auch durch feinen Kalklutit erfüllt. Unter den riffbildenden Organismen sind folgende Formen hervorzuheben: *Tubiphytes obscurus* MASLOV (bereits aus dem Perm bekanntes Problematikum), feinästige Korallen (*Calamophyllum*, *Thecosmilia*, *Pinacophyllum* etc.), Hydrozoen (*Holocoelia toulai* STEINMANN), besonders reichlich Kalkschwämme, und zwar ungegliederte Pharetronen und gegliederte Sphinctozoen – vgl. E. OTT, 1967; H. WOLFF, 1973 b, S. 252 ff. (Abb. 45): *Peronidella subcaespitosa* (MÜNSTER), *Vesicocaulis alpinus*

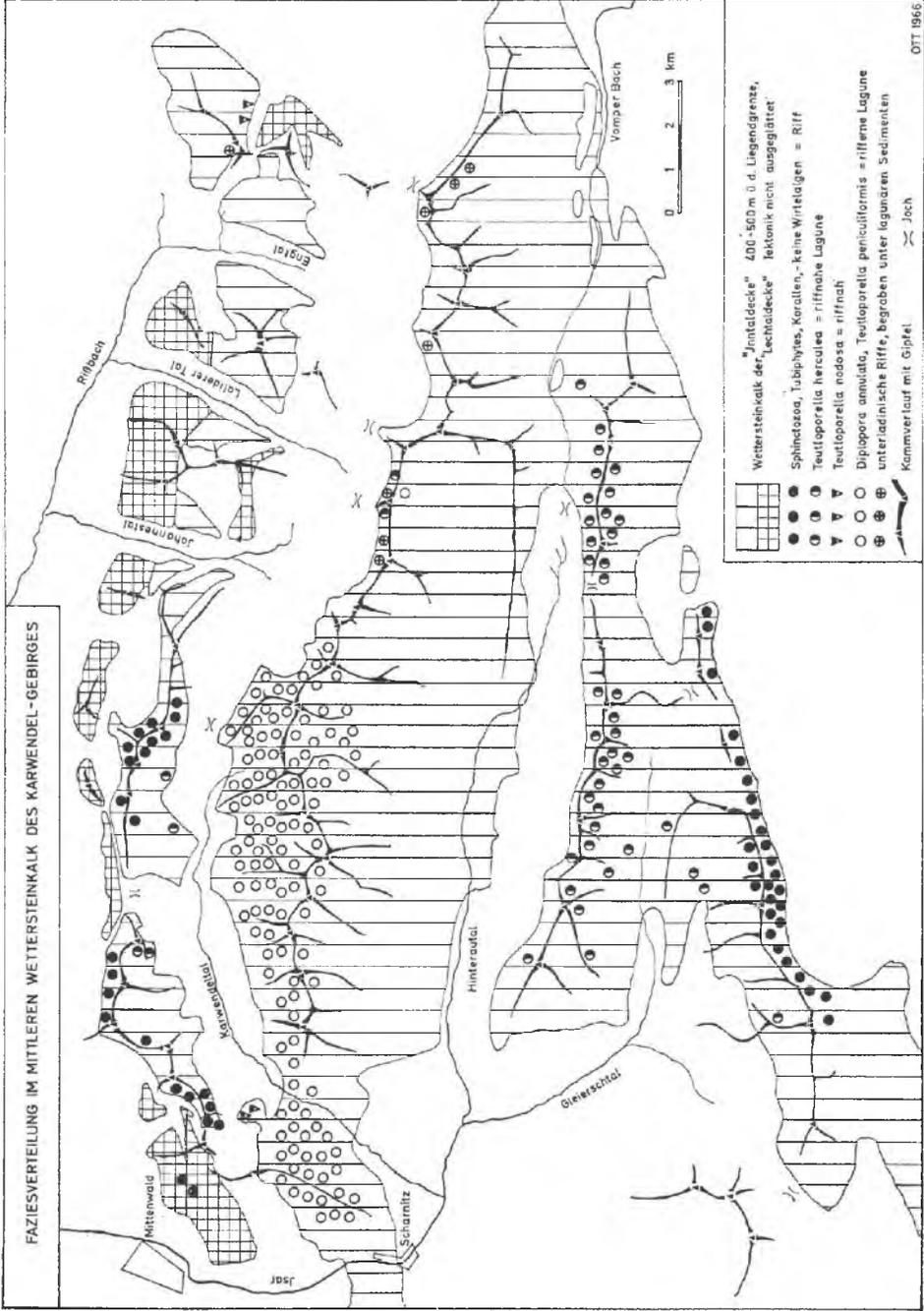


Abb. 44: Die biofaziale Gliederung im Wettersteinkalk-Arcoll des Karwendelgebirges nach E. OTT, 1967, Abb. 7.

APORATA

PORATA



Vesicocaulis alpinus

0 1 2 3mm

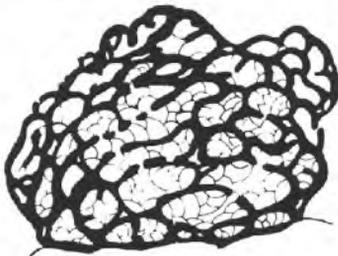
Follicatena cautica



Vesicocaulis depressus



Girtyocaelia oenipontana



Uvanella irregularis



Colospongia catenulata

0 1 2 3mm

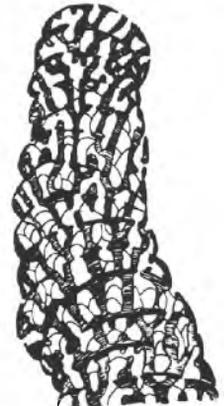


Dictyocaelia manon



Cystothalamia bavarica

0 5 10mm



Cryptocaelia zitteli

Sphinctozoa im Wettersteinkalk

Schematische Schnittbilder

OTT, *V. carinthiacus* OTT, *Colospongia dubia* (MÜNSTER), *C. catenulata* OTT, *Uvanella bavarica* OTT, *Amblyosiphonella lörentheyi* VINASSA, *Dictyocoelia manon* (MÜNSTER) etc., untergeordnet ferner Kalkalgen (Codiaceen, Solenoporaceen) –, nicht jedoch Dasycladaceen, die hier vollkommen fehlen (E. OTT, 1966, S. 7; 1967, S. 72; H. WOLFF, 1973 b, S. 252 ff.). Betrachtet man die im Riff auftretenden Biozönosen, so fallen in der ersten Riffbildner-Generation stockbildende Formen mit Thecosmilien und Holocoelien auf, die *Calcispongia*-Biozönosen nehmen hier eine untergeordnete Stellung ein. Als zweite Riffbildner-Generation erscheinen krustenbildende Formen unter den Spongioströmen, Kalkschwämmen und Problematika (H. WOLFF, 1973 b, S. 258).

D. Die an das Riff gegen hinten anschließenden Achterriff- bzw. Lagunensedimente lassen nach H. WOLFF (1973 b, S. 260 ff.) im Raum des Wendelstein eine gute Gliederung in riffnahe und rifferne Backriff-Faziesbereiche zu:

D1. In der riffnahen Achterriffregion erscheinen detritische Kalke mit gut abgerollten Komponenten, die oft auch traubenförmig zu Grapestone-Klumpen aggregiert sind, ferner mit Intraklasten, Pseudoiden und organogenem Detritus. Die Komponenten dieser Kalke sind locker gepackt, die Grundmasse des Sedimentes ist (mikro-)sparitisch ausgebildet. Hohlräume (Fenstergefüge), überwiegend in Längsrichtung der Schichtung ausgerichtet, sind bezeichnend. Gelegentlich stellen sich auch an Feindetritus und an Pellets reiche oder bereits mikritische Typen in diesem Faziesraum ein. Großgastropoden sind das hervorstechendste Element unter den Bewohnern dieser riffnahen Backrifffazies. Als spezielle Typen dieses Raumes sind ferner die Algenschuttkalke hervorzuheben (Abb. 46), die je nach Vorherrschen der sie aufbauenden Algenreste als Zonotrichiteskalk (Begriff: J. G. BORNEMANN, 1887, S. 117), als Dasycladaceenkalk etc. bezeichnet werden. Unter den Foraminiferen sind für diesen Ablagerungsbereich besonders Vertreter der Gattungen *Angulodiscus* (non *Permodiscus*, non *Archaediscus* – die nur paläozoische Gattungen darstellen!), *Glomospira*, *Ammobaculites* und *Agathammina* hervorzuheben.

D2. Die Lagunenfazies des riffernen Hinterriffbereichs schließlich zeigt im Wettersteinkalk ebenso wie im Dachsteinkalk den Wechsel von (a) kompakten dicken Bänken – „Kompaktbänke“ im Sinne von B. SANDER, 1936, S. 127 („kompakte Kalke“); vgl. M. SARNTHEIN, 1965, S. 142; H. WOLFF, 1973 b, S. 266 –, von (b) Rotpelt-Schmitzen und von (c) loferitisch gebänderten, dünnlagigen Zwischenschichten im Sinne von B. SANDER, 1936, S. 126 f. Die Analogien zur Lagunenfazies des Dachsteinkalkes sind demnach nicht zu übersehen.

Im einzelnen zeigt dieser Lagunenbereich folgende Eigenheiten der sich rhythmisch wiederholenden Schichtglieder:

a) im seichten Stillwasser entstandene Kalkbänke mit Mächtigkeiten im Meterbereich, die sogenannten Kompaktbänke, zeigen (M. SARNTHEIN, 1966, S. 52) folgende typische Fazies: Kornaggregat-Klumpenfazies, Kotpillen-Schlammfazies, reine Kalkschlammfazies (alle drei einförmig und fossilarm) oder die Biogen-Schlammfazies, die massenhaft die verschiedenen Wirtelalgen führt (siehe unten). b) Rotpeltinfiltrationen in diesen Bänken lassen auf ein zeitweises Auftauchen solcher

Abb. 45: Längsschnitte typischer Sphinctozoa (Kalkschwämme) des Wettersteinkalkes nach E. OTT, 1973 a, Abb. 2.



Abb. 46: Wettersteinkalk vom Typus des Algenschuttkalkes vom Sonnwendkogel 6 km W Gröbming, Steiermark. Schliffphoto-Negativ von R. LEIN, Originallänge des Ausschnittes 24 mm.

Bänke über den Meeresspiegel schließen (E. OTT, 1967, S. 79). c) Mit den dicken Bänken wechsellagern die dünnlamellierte Dolomite mit Millimeter-rhythmik (Studie über „Feinschichten“ K. LEUCHS, 1932, S. 95 ff.; „Zwischenschichten“ B. SANDER, 1936), die durch Stromatolith-Algenmatten gekennzeichnet sind. Sie entstanden im Watt bis Hochwatt, in einem vorwiegend über dem Gezeiten-niveau gelegenen Raum, und weisen Onkolithbänke, Doloresediment-Arenite, schräg-geschichtete Partien, schollenreiche Kalke und intraformationale Brekzien auf (M. SARNTHEIN, 1967, S. 121; K. GERMANN, 1969).

Für die genetische Deutung dieses rhythmisch gegliederten Wettersteinkalkes ist vergleichsweise auch die Arbeit von T. BECHSTÄDT (1973) aus dem Bleiberger Gebiet des Drauzuges von Interesse, von wo die Zykltheme mikrofaziell und statistisch untersucht, die Einzeltypen dem sub-, inter- und supratidalen Bereich zugewiesen und grüne tonige Dolomite sowie schwarze Brekzienlagen als Emersionsbildungen erkannt worden sind.

Erst in diesen geschichteten Wettersteinkalken der Lagunenfazies finden sich massenhaft Dasycladaceen, bei denen E. OTT (1967) eine markante zonare Anordnung der Arten mit zunehmender Entfernung vom Riff beobachtet hat (Abb. 44). In der geschichteten Lagunenfazies, in der die oben erwähnten Riffbewohner gänzlich fehlen, kommen neben den Dasycladaceen die zuvor genannten Foraminiferen-Gattungen, ferner Cyanophyceen (*Zonotrichites*), Großgastropoden (*Chemnitzia*, *Omphaloptycha*) und im obersten Wettersteinkalk kleine Megalodonten vor.

Diagenese: Die Art der Diagenese des Wettersteinkalkes wurde von K. GERMANN (1968) studiert. Er fand (S. 496 f.), daß im ersten Stadium unmittelbar nach der Ablagerung in sehr reichem Milieu unter zeitweise subaerischen Bedingungen die Bildung von Aragonit, die Zementation und die Dolomitisierung begann, daß im zweiten frühdiagenetischen Stadium, etwa während des Zeitraumes Ladin-Karn, unter einer Zehner- bis Hundertermeter mächtigen Bedeckung die Kompaktion und die Umwandlung von Aragonit in Kalzit vor sich ging, die Dolomitisierung fortschritt und die Zementation und auch die Gesteinsverdrängung, die Lithifikation, abgeschlossen wurden und sich in der Folge nur mehr spätdiagenetische Prozesse abspielten, und zwar – zunächst bedingt durch weitere Materialüberlagerung und Absenkung – in Form von Kornvergrößerung und metasomatischer Dolomitisierung und schließlich in der Kreidezeit in Form von tektonischer Einwirkung (weitere Kristallvergrößerung, Stylolithenbildung etc.).

Bemerkenswert ist das Auftreten mehrerer Erzhorizonte im Wettersteinkalk (vgl. Übersicht bei R. v. KLEBELSBERG, 1935, S. 51 ff.), für die auf Grund zahlreicher neuerer Untersuchungen eine synsedimentäre Entstehung im Gegensatz zur alten Auffassung epigenetischer Vererzung gesichert ist (H.-J. SCHNEIDER, 1953; 1964; K.-C. TAUPITZ, 1954; A. MAUCHER & H.-J. SCHNEIDER, 1957). Zutiefst tritt im unteren Teil der Wettersteinkalke eine schwache Buntmetall-Imprägnation auf (ZnS, PbS, Cu-Erze, Ankerit); die Hauptvererzung aber liegt im Oberen Wettersteinkalk, wo neben ZnS und PbS Oxydationsprodukte der Zinkblende, Fluorit und sehr selten auch Baryt vorhanden sind. An der Obergrenze zu den Raibler Schichten schließlich liegt die geringmächtige pyritisch-limonitische Vererzung an der einstigen tiefkarnischen Oberfläche.

Schließlich ist auch noch die Niveaubeständigkeit des weithin in den Nördlichen Kalkalpen im Oberen Wettersteinkalk (und außerdem im Gutensteiner Kalk) auftretenden Fluorites hervorzuheben, der in spezieller Studie von H.-J. SCHNEIDER (1954) als sedimentär entstanden erkannt worden ist. Die hydrothermale Erzquelle bildete der schwache ladinisch-cordevolische Vulkanismus, die günstigen Ablagerungsbedingungen stellten sich in der hypersalinen, lokal schwach euxinischen Backreef-Fazies ein (H.-J. SCHNEIDER, 1964, S. 44) – Abb. 42.

Neue Untersuchungen der Lithologie, der Art der Vererzung, und geochemische Beprobungen in cordevolisch-karnischen Profilen des Karwendels, der östlichen Kalkvor-alpen, des Drauzuges, und Vergleiche mit Raibl wurden durch E. SCHROLL (1967), O. SCHULZ (1970) und W. WERNECK (1974) durchgeführt. Eine umfangreiche geochemische Untersuchung der vererzten oberen Partien des Wettersteinkalkes anhand von 1050 Profilen, vorwiegend aus den Nördlichen Kalkalpen, ist derzeit durch J. KRANZ & H.-J. SCHNEIDER (1973, S. 18 f.) im Gange.

Cineritlagen sind aus den tieferen Partien des Wettersteinkalkes der östlichen Kalkhochalpen bekannt (Aflenzer Staritze – E. SPENGLER, 1926, S. 49; Rax, Schneeberg usw.) und entsprechen niveaumäßig jenen in den Reiflinger Kalken auftretenden Tuffiten. Die in der „Krummen Ries“ auf der SE-Seite des Schneeberges in zwei Haupt-niveaus auftretenden Tuffithorizonte an der Basis und innerhalb des Wettersteinkalkes liegen laut freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. R. LEIN nach Conodontentests an der Fassin/Langobard-Grenze.

Zur Frage vom Auftreten von Pseudo-Hallstätter Kalk im

Wettersteinkalkkomplex. Eine Sonderausbildung des „Wettersteinkalkes“ soll in den Mürztaler Alpen in der Steiermark nach H. P. CORNELIUS auftreten, wo sich im Verband mit angeblichem Wettersteinkalk rot gefärbte oder bunt gefleckte Gesteinspartien einstellen. H. P. CORNELIUS (1932) hat solche Kalke (neben echtem Hallstätter Kalk dieser Region) als Pseudo-Hallstätter Kalk bezeichnet und in die Mitteltrias eingestuft (1939, S. 51 f.; 1952, S. 28). Die typischsten Vorkommen liegen in den Deckschollen der Schneebergdecke des Roßkogel-Spielkogels SE Frein und auch am Rauhenstein auf der Schneecalpe. H. P. CORNELIUS hat zu diesen rötlich gefärbten „Wettersteinkalken“ irrtümlich auch echte Hallstätter Kalke der tektonischen Unterlage mit ihrer Hallstätter Fazies, der Mürzalpendecke gestellt, z. B. die Kalke der Lanau- und der Lerchsteinwand bei Mürzsteg und jene der Krampener Klause, wobei letztere bereits von H. P. CORNELIUS (1939, S. 54) als problematisch bezeichnet worden sind. H. FLÜGEL & H. PETAK (1964) haben das obertriadische Alter der letztgenannten Hallstätter Kalke erwiesen. Da aber alte Brachiopodenfunde (W. MEDWE-

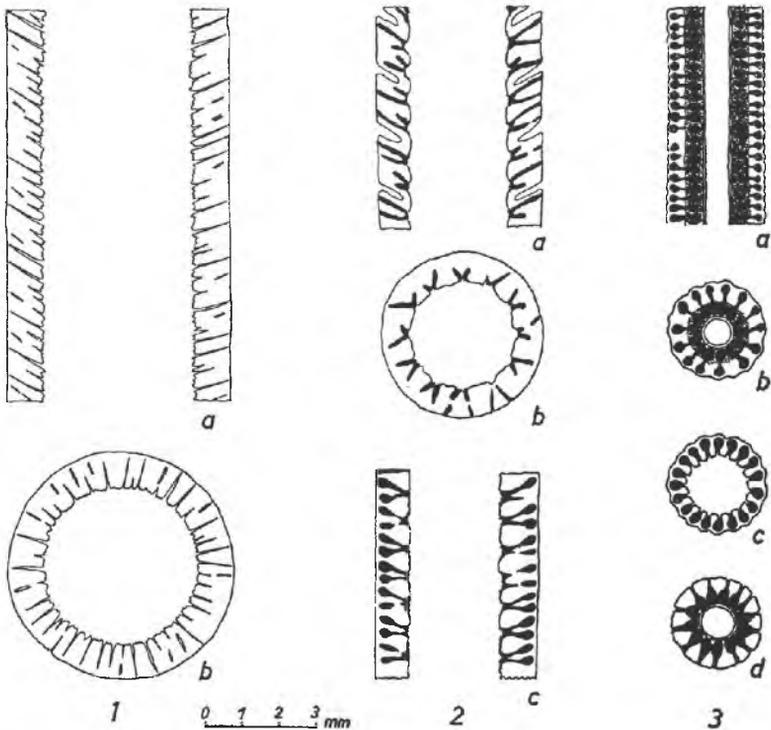


Abb. 47: Die wichtigsten Wirtelalgen im Wettersteinkalk nach E. OTT, 1967, S. 75, Abb. 9. Schematische Schnittbilder. Fig. 1: *Teutoporella herculea* (STOPPANI): haarförmig dünne, regellose, nicht in Wirteln angeordnete Poren; Fig. 2: *Diplopora annulata* (SCHAFHÄUTL): Poren entspringen innen an einem Punkt und bilden in Wirteln übereinanderstehende Büschel; a) Längsschnitt durch eine trichophore, gegliederte Form, b) Querschnitt hierzu, c) Längsschnitt durch eine vesiculifere, ungliederte Form; Fig. 3: *Poikiloporella duplicata* (PIA): Poren in dicht gedrängten Wirteln, hantelförmig, spielkegelförmig oder flaschenförmig.

NITSCH) und neue Conodontentests (R. LEIN) für ein Emporreichen der hellen massigen Kalke der Roßkogel-Scholle aus dem Ladin in die Obertrias sprechen, wird wohl für die roten Einschaltungen auch dieses Riffkalkkomplexes der Name Pseudo-Hallstätter Kalk zugunsten der Bezeichnung Hallstätter Kalk hinfällig – noch dazu, wo man ja heute echten Hallstätter Kalk auch im Ladin der Kalkalpen kennt.

Mächtigkeiten: Der Wettersteinkalk verschwindet in den westlichen Kalkalpen gegen die Partnachbeckenfazies hin gänzlich. Er erreicht andererseits im Gebiet der Zugspitze 1000 m, in den Mieminger Bergen über 1500 m, in der Innsbrucker Nordkette im Karwendel 1730 m Mächtigkeit. Auch in den östlichen Kalkhochalpen werden ansehnliche Beträge erreicht. Der ausschließlich ladinisch bis unterstkarnische dickbankige Wettersteinkalk des Gamsstein östlich von Altenmarkt an der Enns mißt nach P. STEINER (1968, S. 27) 1300 m. Bei dem über 1000 m mächtigen Wettersteinkalk des Hochschwabs (E. SPENGLER, 1926 a, S. 48) sind allerdings auch anisische Partien mit *Diplopora annulata* PIA miteinbezogen. Im Mittelabschnitt der Kalkalpen ist durch F. F. HAHN (1913 b, S. 477) auf die allerdings keineswegs stets regelmäßige Reduktion des Ladins am Südrand des Tirolikums hingewiesen worden, wo ja primär die Hallstätter Zone mit einer sehr geringen Ladinmächtigkeit anschoß.

Makrofauna und Flora: Fauna und Flora sind, wie erwähnt, je nach Teilfaziesbereich des Riffkomplexes durchaus verschieden. Nur in der geschichteten Lagunenfazies trifft man die ladinischen Dasycladaceen (Abb. 47) wie *Diplopora annulata* (SCHAFH.) [rifferner Lagunenbewohner], *Teutloporella herculea* (STOPP.) und *Teutloporella nodosa* (SCHAFH.) PIA (die beiden letztgenannten Arten sind riffnahe Lagunenbewohner), *Macroporella dinarica* PIA und die für den obersten Wettersteinkalk typische *Peukiloporella duplicata* (PIA) etc. neben gelegentlich häufig auftretenden Großgastropoden wie *Chemnitzia (Omphaloptycha) rosthorni* HOERNES, *Ch. eximia* HOERNES, *Ch. tumida* HOERNES – vgl. Abb. 44. Selten treten Ammonitenfaunen, und zwar im unteren Wettersteinkalk auf, so etwa bei den Wetterspitzen bei Ehrwald im Karwendel. Auch Brachiopoden und Bivalvenfaunen wurden aus dem Wettersteinkalk beschrieben.

Die stratigraphische Reichweite der im Wettersteinkalk so häufigen Kalkalgen ist von E. OTT (seit 1963; bes. 1972; 1973 b; 1974) revidiert worden (Abb. 48). Hierbei ergab sich zunächst, daß die bereits mit oberstem Anis (Avisianus-Zone) einsetzenden und im Ladin massenhaft auftretenden Arten *Diplopora annulata* (SCHAFH.) und *Diplopora philosopi* (PIA) ebenso wie die gleichaltrige, im Wettersteinkalk allerdings vorwiegend im tieferen Teil vorhandene *Teutloporella nodosa* (SCHAFH.) und die vom tieferen Anis emporreichende *Teutloporella peniculiformis* OTT (vgl. Abb. 29–30) die Grenze Langobard/Cordevol nicht überschreiten, im oberen Wettersteinkalk also fehlen. Fassin und Langobard ist durch Algen nicht sicher zu trennen. Die heute zwischen Ladin und Karn in der ursprünglichen Fassung wieder bevorzugte Grenze zwischen Langobard und Cordevol ist also auch durch einen deutlichen Florenschnitt bei den Algen markiert. *Poikiloporella duplicata* (PIA), *Clypeina besici* PANTIĆ (vgl. Abb. 63) und eine Reihe anderer Arten hingegen setzen erst im oberen Wettersteinkalk mit dem Cordevol ein und steigen im Karn in den Karbonaten über dem Lunzer-Raibler Schiefer-Niveau weiter empor (E. OTT, 1972, S. 93; 1973 b, S. 459 f.; 1974, S. 7).

Die älteren Angaben über relativ reiche Makrofaunen unter Beteiligung zahlreicher Ammoniten aus dem Wettersteinkalk des Karwendels bei Innsbruck (F. H. ALMA, 1926,

Dasycladaceen (Kalkalgen) der Alpenen Trias		RÄT		NOR		KARN		LADIN		ANIS		
		Tuval	Jul	Cordevol	Langobard	Fassan	Ober-Illyr	Unter-	Pelson	"Hycaasp"		
		Subbulliatius-Zone	Aonodes-Zone	Aon-Zone	Archeacus-Zone	Curioni-Zone	Reitzi-Zone	Avisianus-Zone	Trinodosus-Zone	Binodosus-Zone		
Physoporella-Oligoporella mit einzelligen Wirtein												
Physoporella-Oligoporella mit zweizelligen Wirtein												
Diplopora subtilis												
Gruppe der Diplopora hexaster												
Diplopora claviformis												
Diplopora praecursor												
Gruppe der Diplopora annulissima												
Gruppe der Diplopora annulata												
Gruppe der Macroporella alpina												
Teutloporella nodosa												
Teutloporella triasina												
Teutloporella herculea												
Teutloporella geniculiformis												
Porkiloporella duplicata												
Clypeina besici												
Planella-Arten												
Urgella-Arten												
Heteroporella-Arten												
Diplopora phanerospora												
Diplopora tubispora												

Abb. 48: Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Dasycladaceen der alpinen Trias nach E. Orr, 1973 b, Taf. 1.

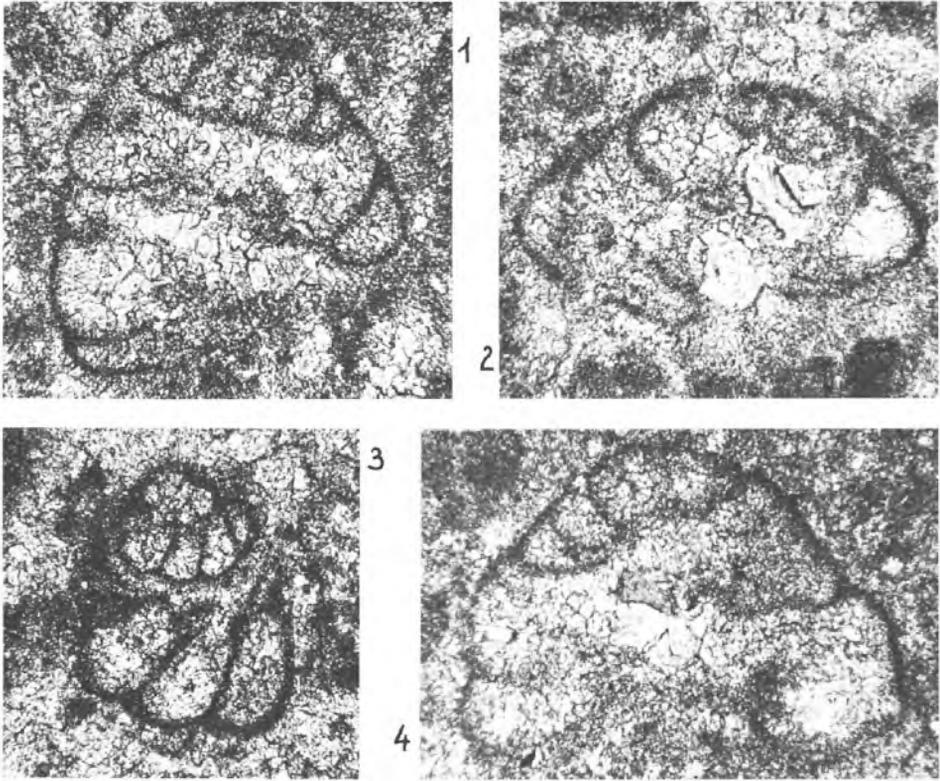


Abb. 49: „*Trochammina*“ *persublima* KRISTAN-TOLLMANN n. sp. Holotypus = Fig. 1 (vgl. auch Abb. 2, Taf. 6, in E. KRISTAN-TOLLM., 1964 c). Eine besonders dünnwandige, vielkammerige, in mehreren Umgängen hochkegelförmig trochoid gerollte sandschalige Foraminiferenart aus der Familie der Trochamminidae. Die Auflösung der Kammerwände im dorsalen Suturenbereich läßt eine mehrfach geteilte Mündung vermuten, so daß die Zuordnung zur Gattung *Trochammina* in Frage steht. Fundpunkte: Fig. 1, 4: Wettersteinkalk der Torrenerjochzone SW Stahlhaus/Göll, Berchtesgadener Land; Fig. 2—3: Wettersteinkalk S Stiedelsbach rechts der Enns bei Reichraming, Oberösterreich.

S. 128 f.) mit oberanisischem (*Trinodosus*-Zone) sowie ladinischem Alter (Zone des *Protrachyceras reitzi* und des *Protrachyceras archelaus* – vgl. Abb. 12 – sind nur aus abgestürzten Blöcken abgeleitet. Daß der Typus „Wettersteinkalk“ im Wettersteingebirge noch in das oberste Anis, *Avisianus*-Zone, hinabreicht, hat die an Ammoniten ausnahmsweise reiche Fauna vom Wetterschrofen des Zugspitzmassivs gezeigt, die O. M. REIS (1901; 1907; 1926), wie oben erwähnt, beschrieben hat – vgl. E. OTT, 1973 a, S. 257, 261. Dem Alter gemäß müßte man hier allerdings von Steinalmkalkfauna sprechen. Aber auch hier sind wie im analogen Vorkommen im Karwendel auch noch ladinische Anteile in der Fauna nachgewiesen (K. LEUCHS, 1947, S. 450).

Die als Riffbildner bedeutende Schwammfauna des Wettersteinkalkes ist zum Teil neu untersucht worden (E. OTT, 1967), *Colospongia catenulata* OTT und

Dictyocoelia manon (MÜNSTER) sind die häufigsten gegliederten Kalkschwämme des Wettersteinkalkes (Abb. 45). Über eine Schwammfauna mit *Colospongia* aff. *dubia* (MÜNSTER) aus dem Cordevol des sogenannten „Klobenwandkalkes“ bei Krampen in der Steiermark hat H. FLÜGEL (1967 b) berichtet.

Mikrofauna: Betreffs der Foraminiferenfauna des ladinischen bis unterst-karnischen Wettersteinkalkes finden sich bei L. KOEHN-Z. (1969, S. 16) etliche Angaben. Die im Ladin einsetzenden und verschieden weit in die Trias reichenden Arten *Angulodiscus eomesozoicus* (OBERH.), *Angulodiscus pragsoides* (OBERH.), „*Involutina*“ *praegaschei* KOEHN-Z. sind wichtige, aus dem Wettersteinkalk erwähnte Foraminiferenarten. Hinzu kommen besonders Vertreter der Gattungen *Arenovidalina*, *Agathammina* und *Ammobaculites* (vgl. Abb. 33). Ein Leitfossil für den ladinisch-cordevolischen Wettersteinkalk liefert die bisher fälschlich unter der Bezeichnung *Duostomina alta* KRISTAN-TOLLM. aus Schliften mehrfach abgebildete Foraminifere, die aber eine neue Art, „*Trochammina*“ *persublima* KRISTAN-TOLLMANN n. sp., darstellt – Abb. 49–50.

Mikroproblematika: Eine Übersicht über die stratigraphisch wertvollen, zum Teil massenhaft im Wettersteinkalk auftretenden Mikroproblematika hat jüngst

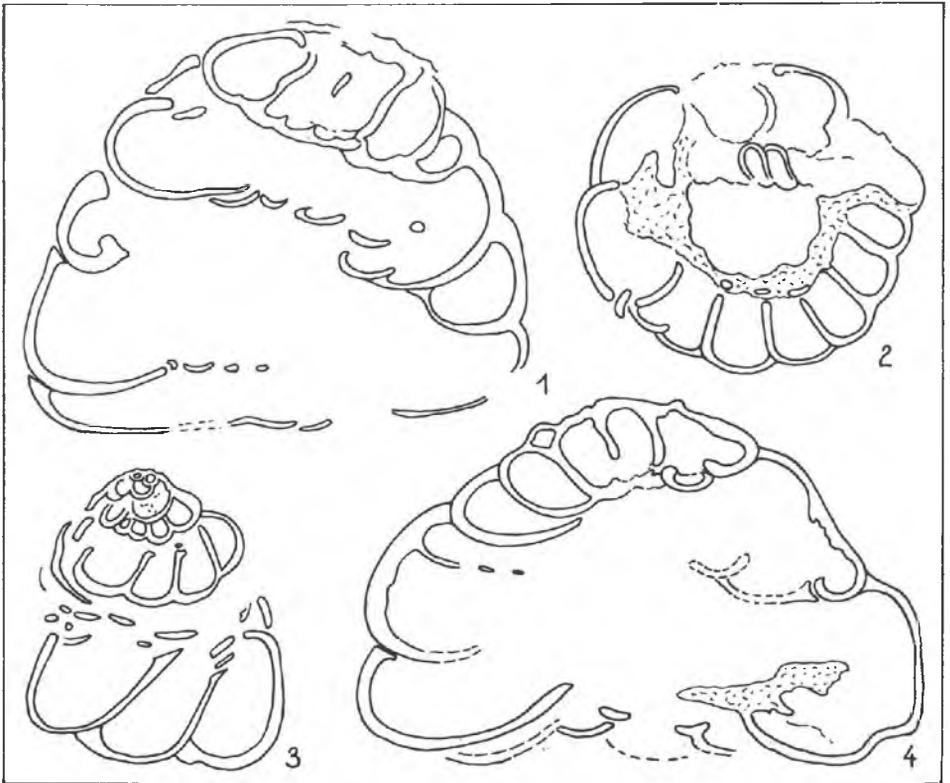


Abb. 50: Schnittbilder von „*Trochammina*“ *persublima* KRISTAN-TOLLMANN n. sp., gezeichnet nach dem Schliffbild. Ergänzung zu Abb. 49. Fundpunkte: Fig. 1, 2, 4: SW Stahlhaus/Göll (s. o.); Fig. 3: S Stiedelsbach/Enns (s. o.).

E. FLÜGEL (1973 b, Abb. 1–2) gegeben; *Ladinella porata* OTT, *Lamelltubus caoticus* OTT sind nach bisheriger Kenntnis auf das Ladin beschränkt, andere Formen wie *Aeolisaccus tintinniformis* MIŠTĚK, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Baccinella irregularis* RADOVIČIĆ, *Tubiphytes obscurus* MASLOV etc. reichen über das Ladin verschieden weit empor.

4. Wettersteindolomit, Ramsaudolomit

Begriffsprägung: Wettersteindolomit C. W. GÜMBEL, 1861, S. 222; Ramsaudolomit E. BÖSE, 1895, S. 219.

Bezeichnung und Lithologie: Unter der Bezeichnung Ramsaudolomit werden normalerweise die hellen, höhermitteltriadischen bis tiefkarnischen Dolomite zusammengefaßt, die in der juvavischen Faziesregion und in den östlichen Kalkalpen die Wettersteinkalke faziell ersetzen. Dabei verstand man im allgemeinen unter *Ramsaudolomit* (E. BÖSE, 1895), dessen Typlokalität in der Ramsau WSW Berchtesgaden liegt, eine mächtige und einheitlich entwickelte Riffbildung, die für die Berchtesgadener Alpen und die Salzburger Alpen bis über den Dachstein hinaus bezeichnend ist (vgl. P. SCHMIDT-THOMÉ, 1964, S. 252) – obgleich bereits E. BÖSE (1895, S. 220) zu seinem Ramsaudolomit auch Typen mit *Diplopora annulata* SCHAFFH. und Großgastropoden wie *Omphaloptycha* dazugestellt hatte. Dieser Ramsaudolomit ist ein sehr reiner, weißer, hohlraumdurchsetzter, zuckerkörniger, ungeschichteter, kleinbrüchiger Dolomit, der zufolge der Originaldefinition anisches und ladinisches Alter aufweist und auch noch ins Karn emporreicht. Die **Mächtigkeit** dieses Ramsaudolomites erreicht 1000 m. In der Berchtesgadener Entwicklung liegt sie bei 600 m bis 800 m (W. DEL-NEGRO, 1950, S. 39).

Als *Wettersteindolomit* wurde hingegen der dolomitisierte Wettersteinkalk der westlichen Kalkalpen bzw. der allgemein Bankung, auch Bänderung oder Schichtung und häufig eine Dasycladaceenführung aufweisende, gelegentlich auch schmutzgraue, nicht zu helle Mitteltriasdolomit der steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen bezeichnet, wobei offenbar besonders die Lagunenfazies des Wettersteindolomites ins Auge gefaßt worden war. Diese Dolomitentwicklung beherrscht ja auch das Wettersteingebirge mit Ausnahme der Nordwestecke, in dem die Typlokalität des Wettersteindolomites im Sinne von C. W. GÜMBEL (1861) liegt. Die Leitform dieses Wettersteindolomites ist die vorwiegend ladinische Alge *Diplopora annulata* SCHAFFH., daneben werden wiederum Gastropoden wie *Chemnitzia*, *Amauropsis* etc., seltener Bivalven, gemeldet. Betreffs der Mächtigkeit werden in den östlichen Kalkalpen Werte bis zu 800 m angeführt.

Da nun die Trennung der beiden Typen zwar in weiten Regionen sehr klar, in anderen aber durchaus nicht einfach ist, haben zahlreiche Geologen die Unterscheidung zwischen Wetterstein- und Ramsaudolomit ganz fallen gelassen und die Begriffe synonym verwendet (z. B. E. SPENGLER, 1951, S. 309) bzw. dem älteren **Begriff** Wettersteindolomit den absoluten Vorrang gegeben (H. SUMMESBERGER, 1966 a, S. 76). Vielleicht wäre es am günstigsten, wenn man ähnlich wie bei Wettersteintriffkalk und geschichtetem Wettersteinkalk, wo der Überbegriff Wettersteinkalk neutral verwendet werden kann, beim Gebrauch des Begriffes Wettersteindolomit vorgeht und, wenn erwünscht, die Riff-

form unter dem Namen Wettersteintuffdolomit und nicht als Ramsaudolomit abtrennt. Dann entfällt die Schwierigkeit bei der Benennung der zahllosen, nicht leicht identifizierbaren Zwischentypen. Die Frage ist bisher noch nicht einhellig beantwortet worden.

5. Reiflinger Kalk, ladinisch-cordevolischer Anteil

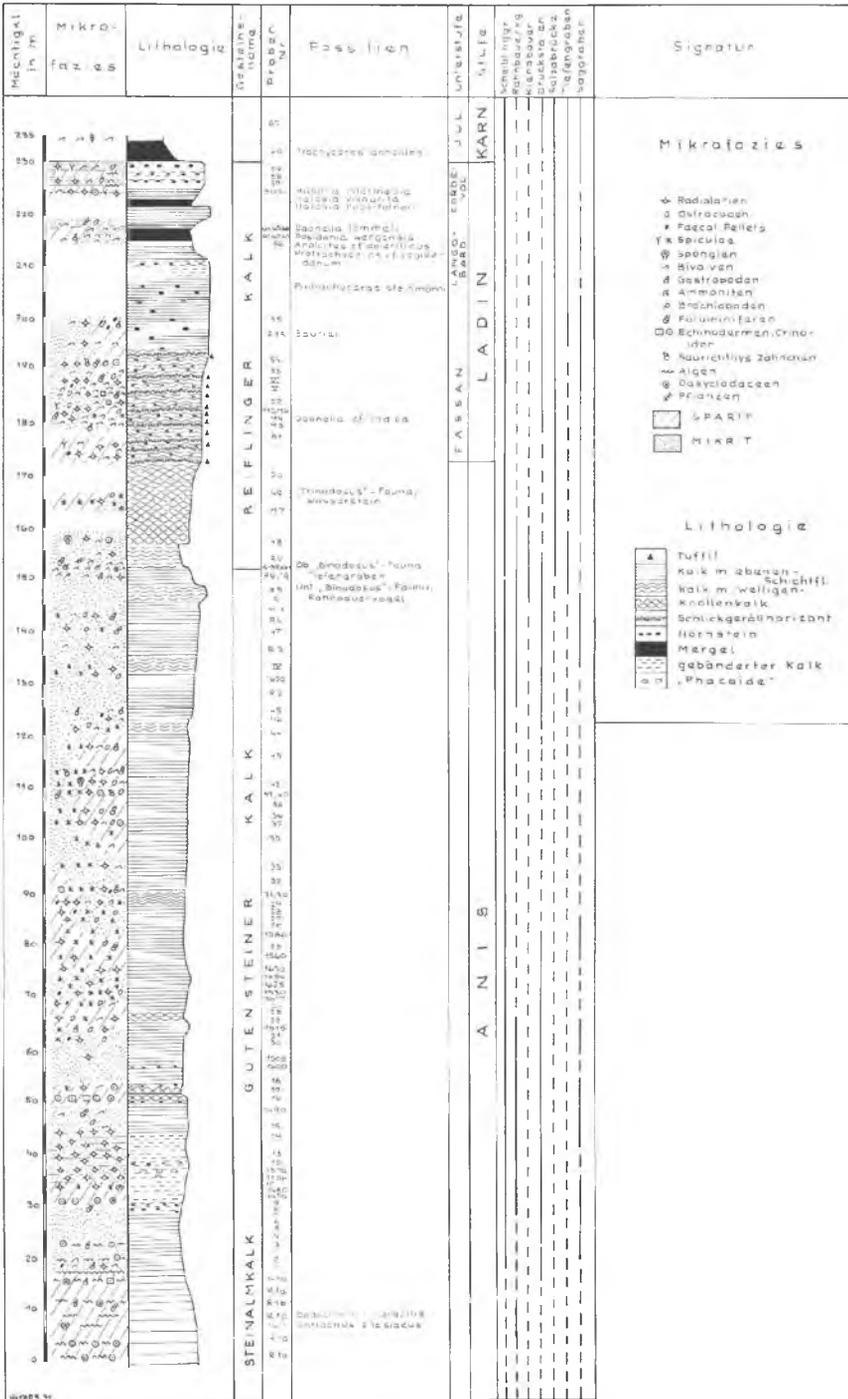
Begriffsprägung: F. v. HAUER, 1853, S. 723.

Auftreten des ladinisch-cordevolischen Reiflinger Kalkes: Der oberanisische Anteil der Reiflinger Kalke wurde bereits im vorigen Kapitel besprochen. In den westlichen Kalkalpen reicht der Reiflinger Kalk stellenweise gerade noch in das basale Ladin empor, z. B. im Rhätikon – Abb. 40. In der Lunzer Fazies im Osten der Kalkalpen hingegen wird noch das gesamte Ladin sowie das Cordevol, also das unterste Karn, durch die Reiflinger Kalke eingenommen – Abb. 25. Hier schalten sich dann noch im ladinisch-cordevolischen Anteil des Reiflinger Kalkes verschieden umfangreiche Zonen von Partnachmergeln ein. Letztere zeigen meist Mächtigkeiten im Dezimeter- bis Meterbereich, als Maximum wird der Betrag von 90 Metern erreicht.

Zur stratigraphischen Stellung des Reiflinger Kalkes im Typusprofil bei Großreifling, Steiermark, sind einige Bemerkungen angebracht – Abb. 51. Der Hauptteil der Mitteltrias liegt im Reiflinger Profil nicht, wie aus der bisherigen Literatur schien, als Reiflinger Kalk vor, sondern die mächtige, dünn-schichtige, bituminöse Kalkfolge bis einschließlich zur „Siebenerschicht“ des Rahnbauernkogels stellt Gutensteiner Kalk dar (abgesehen von der erwähnten Knollenkalklage unter der Siebenerschicht), wie schon O. AMPFERER erkannt hat (vgl. G. ROSENBERG, 1953, S. 235) und wie neuerdings durch H. SUMMESBERGER & L. WAGNER (1972) bestätigt worden ist. Der Reiflinger Kalk dieser Lokalität zeigt hingegen nach den letztgenannten Autoren folgende Ausbildung: Basal liegen einige Meter noch dunkelgrauen, hornsteinfreien, bituminösen, knollig-schichtigen Spiculitkalkes als Übergang vom Gutensteiner Kalk im Anis, nach oben werden die Reiflinger Kalke rasch heller und enthalten nun fast durchgehend Hornsteinknollen. Sie umfassen hier Illyr (Trinodosus-Zone) bis Cordevol. Im Unterladin treten in etlichen Niveaus bis zu fast metermächtige Tuffitlagen auf, der Knollenkalk enthält zahlreiche Schlickgeröllhorizonte – Abb. 52. Im Langobard und Cordevol schalten sich nahe der Obergrenze der Reiflinger Kalke im Meterbereich je eine Partnachmergellage mit leitenden oberladinischen und unterkarnischen Bivalven ein. Der oberste Teil unter den karnischen Halobienschiefern ist in Form der Varietät der partienweise dünnlagigen, von Hornsteinschlieren durchsetzten Göstlinger Kalke ausgebildet (vgl. auch H. MOSTLER & B. SCHEURING, 1974, Abb. 2).

Lithologische Variationsbreite: Bei einer Übersicht über den ladinischen Anteil des Reiflinger Kalkes in den östlichen Kalkvoralpen ergibt sich nach L. WAGNER (1970, S. 150 f.) folgende Typenskala: Helle Hornsteinknollenkalke mit Tuffit- und Schlickgeröllhorizonten dominieren im Fassan, können aber den gesamten höheren Reiflinger Kalk hindurch anhalten. Relativ ebenflächige, helle, wachsfarbene, gelbliche und grünliche Spielarten mit unterschiedlicher Hornsteinführung sind beson-

Abb. 51: Die Stellung der Reiflinger Kalke im Mitteltrias-Profil von Gr. Reifling nach H. SUMMESBERGER & L. WAGNER, 1972, Taf. 1.



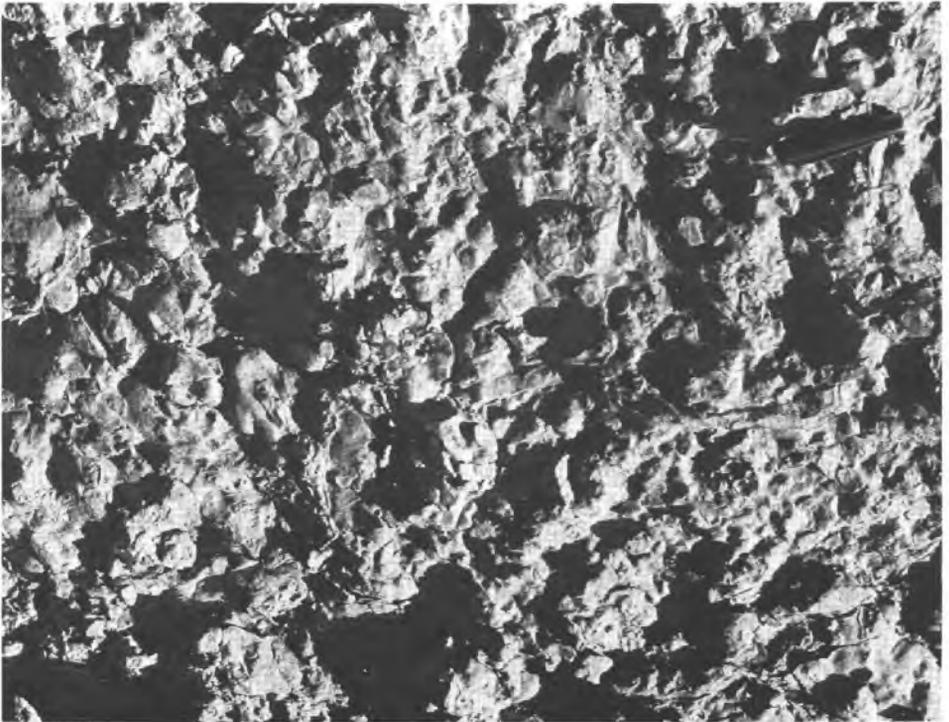


Abb. 52: Reiflinger Knollenkalk nahe der Salzabücke bei Gr. Reifling, Steiermark.

ders im Langobard auffällig. Ein eigener Typus des Cordevol, nämlich ebenflächige schwarze Millimeterrhythmite sind als Göstlinger Kalke seit alters abgetrennt. Hinzu kommen am Übergangssaum zwischen Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk zwei weitere Typen, näher dem Wettersteinkalk dunkelgraue, dicker gebankte Hornsteinkalke und näher dem Reiflinger Kalk dünnbankige, helle bis massige, noch Hornsteinknollen führende Kalke (siehe unten – Raminger Kalk).

Der Unterschied in der Ausbildungsart der Reiflinger Kalke in Form von Knollenkalken oder aber von ebenflächigen Bankkalken wird von T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER (1974 b, S. 35) auf die unterschiedlich starke vulkanische Beeinflussung der verschiedenen Meeresbereiche der Mitteltrias zurückgeführt. In den stark vulkanisch beeinflussten Partien kommt es zur Knollenkalkbildung, worauf insbesondere auch die Hornsteinführung und die Pietra verde-Zwischenlagen in dieser Entwicklung hinweisen. Daher dominiert der Knollenkalk auch zur Zeit der Hauptanlieferung der Tuffe in der Reitzi- und Curionii-Zone.

Vulkanit-Einschaltungen: Im basalen Ladin ist den Reiflinger Kalken vielerorts in engem Abstände eine Reihe von Tuff- bzw. Tuffithorizonten eingeschaltet. Die grünen Lagen (Pietra verde) sind früh als Tuff bzw. Tuffit erkannt worden, ihre genaue stratigraphische Fixierung und ihre Verfolgung über den gesamten Bereich der Kalkalpen vom Rhätikon bis zum Wiener Schneeberg (vgl. H. P. CORNELIUS, 1951,

S. 20) ist erst in jüngster Zeit erfolgt. Die Conodontenuntersuchung der Reiflinger Kalke im Bereich der Tufflagen ergab im Rhätikon, daß dort der überwiegende Teil der Tuffhorizonte nicht mehr in das Anis, sondern bereits in das tiefste Ladin zu stellen ist (M. KOBEL, 1969, S. 70). Gleiche Einstufung der Tufflagen, die mit sehr hornsteinreichen Reiflinger Kalken mit *Daonella cf. indica* BITTNER wechsellagern, haben in den östlichen Kalkvoralpen H. SUMMESBERGER & L. WAGNER (1972) vorgenommen. Diese Kristalltuffe und Tuffite weisen entweder saure (Rhätikon – M. KOBEL, 1969, S. 58, 65, 114) oder saure bis intermediäre Typen auf (Großreifling, H. HÖLLER, 1963, S. 323; D. GESSNER, 1966, S. 704; Göstling, P. FAUPL & A. HAMEDANI, 1973), zeigen andesitischen Chemismus (Schwarzkogel bei St. Gallen – B. PLÖCHINGER & H. WIESENER, 1965) oder besitzen basischen Charakter (Mieminger Berge, Wettersteingebirge, Karwendel – H. MILLER, 1965, S. 196 ff. et. al.). Die einzelnen Tuffitlagen, deren Zahl von 1 bis 10, selten mehr ausmacht, und die von wenigen Zentimetern Stärke bis zu einem halben Meter im Normalfall und mehr (östliche Kalkhochalpen) erreichen, sind im Westen auf eine Distanz von wenigen Metern bis auf etwa fünfzehn Meter, im Osten auf eine wesentlich größere Strecke, verteilt. Das regionale Ausmaß der Verbreitung spricht gegen lokale Herkunft der Vulkanite und für die einstige Nachbarschaft der Kalkalpen zu den zahlreichen südalpinen Ausbruchszentren. T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER (1974 b, S. 52) haben jüngst auf das zeitgleiche Einsetzen des intermediären bis basischen Vulkanismus im basalen Oberanis in Nordkalkalpen, Drauzug und Südalpen hingewiesen (siehe S. 88).

Im Osten der Kalkalpen ist in den fassanischen Reiflinger Kalken praktisch in jeder Bankfuge Tuffit eingeschaltet, hier reichen millimeterdünne Tuffitlagen noch über das Ladin in das basale Karn in neuem Sinne empor (L. WAGNER, 1970, S. 153). Nach diesem Autor läßt sich bei guter Entwicklung der Tuffiteinschaltungen im Fassan folgender Zyklus in der Feinabfolge ablesen:

Hangend

Bunte Hornsteinknollenkalke;

bis 30 cm tonige Mergel mit Kalkknollen aus Schlickgeröllen;

bunte tonige Mergel mit reicher Mikrofauna;

bis 50 cm zäher grünlichweißer toniger Tuffit;

bis 3 mm harte hellgraue glimmer- und mineralreiche Schicht.

Hornsteinschicht mit Daonellen.

Liegend

Die Mächtigkeit des ladinisch-cordevolischen Anteils der Reiflinger Kalke liegt in den östlichen Kalkvoralpen nach L. WAGNER (1970, Taf. 1, 9, 19) bei Großreifling etwas unter 50 m, erreicht im Raum Frankenfels–St. Anton 150 m und bei Göstling ein Maximum von 190 m (einschließlich der Mergeleinschaltungen). Die Mächtigkeiten, die D. GESSNER (1966, S. 697) von der Typlokalität angab, sind durch Nichtberücksichtigung der Tektonik um ein Bedeutendes zu hoch veranschlagt.

M a k r o f a u n a : Der fassanische Anteil der Reiflinger Kalke ist im Enns- bzw. Ötzerland durch *Daonella cf. indica* BITTNER, *Protrachyceras steinmanni* (MOJS.) belegt, enthält auch noch *Koeveskallina koeveskaliensis* (Suess) und barg bei Großreifling den berühmten Saurier cf. *Toretocnemus*. Das Langobard ist durch *Daonella lommeli*

(WISSMANN), *Protrachyceras* cf. *regoledanum* (MOJS.) etc. nachgewiesen. Für das Cordevol sind *Halobia intermedia* MOJS., *H. vixaurita* KITTL, *H. haberfelneri* KITTL, *Posidonia wengensis* WISSM., *Koninckina leonhardi* WISSM. etc. charakteristisch. Weitere Brachiopoden aus dem cordevolischen Reiflinger Kalk vgl. A. BITTNER (1892 c, S. 7 ff.).

Die Mikrofauna der Reiflinger Kalke birgt an stratigraphisch wertvollen Formen in erster Linie Conodonten, Holothurien- und Schwebcrinoidenreste. An Foraminiferen und Ostracoden sind die Reiflinger Kalke arm, sie entsprechen in der Mikrofazies dem Radiolarien-Filament-Typus ihres anisischen Anteils.

Die Conodontenfauna der ladinisch-cordevolischen Reiflinger Kalke zeigt gegenüber jener des Anis ein Überwiegen der vom Oberanis bis Oberkarn verbreiteten Art *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.) gegenüber der zwar langlebigen, aber im Anis dominierenden Art *Gondolella navicula* HUCKR. (F. HIRSCH, 1969, S. 87; H. KOZUR, 1971 a, S. 114). Für die Conodontenfauna der ladinischen Reiflinger Kalke sind ferner eine Reihe weiterer, insgesamt vom Oberanis bis ins Oberkarn bekannter Formen bezeichnend, wie *Hindeodella petreviridis* HUCKR., *Lonchodina venusta* HUCKR., *Prioniodina kochi* HUCKR., *Prioniodella pectiniformis* HUCKR. etc. (F. HIRSCH, 1969, S. 89; M. KOBEL, 1969, S. 69). Für die höchsten Partien ist *Gondolella palata* BENDER, eine auf das Cordevol bis Jul beschränkte Form, bezeichnend (H. BENDER et al., 1963, Taf. 44; W. SCHLAGER, 1967 b, S. 223). Im allgemeinen läßt sich die ladinische Stufe durch Conodonten-Essemblage-Zonen angeblich gut untergliedern (H. KOZUR & H. MOSTLER, 1973 b, S. 789 ff.): Die *Gondolella excelsa* (MOSHER) Essemblage-Zone reicht vom Illyr bis ins Fassan, die *Gondolella haslachensis* TATGE-Zone ohne Plattformreduktion der Formen umfaßt Oberfassan bis basales Langobard, die *Epigondolella mungoensis* (DIEBEL)-Zone das übrige Langobard, die *Epigondolella mostleri*-Zone das Cordevol.

Jüngst haben H. MOSTLER & B. SCHEURING (1974, S. 16 f., 24 f.) und T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER (1974 b, S. 36 ff.) die Conodontenfaunen der Reiflinger Kalke von Großreifling, Göstling und aus den westlichen Nordkalkalpen näher beschrieben. Hierbei werden die folgenden Formen als stratigraphisch besonders wichtig herausgestrichen: *Gladigondolella malayensis* NOGAMI: Langobard s, Cordevol h; *Gl. tethydis* (HUCKRIEDE): Auftreten ab Fassan, Avisianus-Zone, hh; *Gondolella excelsa* (MOSHER): Pelson s, Illyr h, Fassan h, Langobard s; *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL): weltweit verbreitet im Oberladin; *Paragondolella polygnathiformis* (BUD. & STEF.): Cordevol bis Tuval; *Chirodella triquetra* (TATGE): Fassan.

Holothurien sind aus dem tieferen Teil des Reiflinger Kalkes beschrieben worden (H. MOSTLER, 1972 c, S. 25). Eine stratigraphische Untergliederung des Ladin und Cordevol durch Holothurien-Assoziationen wird von H. MOSTLER (1973 c, S. 737) gegeben: Die Gruppe mit *Theelia fastigata* MOSTLER ist bezeichnend für Oberillyr bis Fassan, jene mit *Acanthotheelia ladinica* KOZUR & MOSTLER für Langobard, jene mit *Theelia koeveskalensis* KOZUR & MOSTLER für Cordevol – Abb. 35. Die Zusammensetzung der Holothurienfauna des Langobard und Cordevol von Großreifling und Göstling wurde von H. MOSTLER & B. SCHEURING (1974, S. 15, 24 f.) analysiert, jene von

Abb. 53: Hornsteinknollen führender dünn-schichtiger Göstlinger Kalk am Steinbachtal-Ausgang ESE Göstling in Niederösterreich.



Silz und der Martinswand in den Tiroler Kalkalpen von T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER (1974 b, S. 41 ff.).

Als bezeichnendes Mikrofaunenelement des cordevolischen Anteils der Reiflinger Kalke und ihrer Spielarten wie Göstlinger und Raminger Kalk sind Mikroschwebcrinoiden der Gattung *Osteocrinus*, namentlich von *Osteocrinus spinosus* KRISTAN-TOLLMANN (1970, S. 783, Taf. 1), hervorzuheben – vgl. Abb. 61. Die *Osteocrinus*-fazies stellt ja im Bereich der gesamten Tethys durch das massenhafte Auftreten bestimmter Arten einen Leithorizont im Karn dar. Im Cordevol liegt ferner ein zweites Maximum der Kieselspiculae der alpinen Trias: H. MOSTLER (1971, S. 5, Taf. 1–3; 1973 a) beschrieb eine Reihe von charakteristischen cordevolischen Spiculae.

Die Mikroflora der Reiflinger Kalke von Großreifling in Steiermark und Göstling in Niederösterreich wurde in der eben erwähnten Arbeit von H. MOSTLER & B. SCHEURING (1974) beschrieben. Es ergab sich hiebei, daß ein wichtiger Florenschnitt innerhalb des Langobard liegt, der durch das Einsetzen der *Ovalipollis*-Gruppe (zuerst) und der *Circumpolles*-Gruppe (später) in dieser Stufe zum Ausdruck kommt. Im oberen Langobard der Reiflinger Kalke finden sich demnach neben *Ovalipollis* und weiteren typischen Keuperformen auch *Circumpolles* der Gattungen *Duplicisporites* und *Paracirculina* sowie *Camerosporites pseudoverrucatus* SCHEURING.

Zugleich ist auf Grund dieser Daten eine Parallelisierung des alpinen Langobard mit der germanischen Trias der NW-Schweiz möglich, in welchem Gebiet die Lettenkohle und der basale Gipskeuper bis einschließlich einem Teil der Zone C noch dem Langobard angehören. Im Zusammenhang mit dem heterochronen Charakter der Lettenkohle aber liegt der Einsatz der Keupersedimentation im NE-Teil des Germanischen Beckens noch tiefer innerhalb des Langobard (l. c., S. 2, 32).

Sondertypen der Reiflinger Schichten: Göstlinger Kalk (5 a), Raminger Kalk (5 b), Reiflinger Dolomit (5 c).

5 a) Göstlinger Kalk

Begriffsprägung: Göstlinger Schichten (M. LIPOLD, 1864, S. 57).

Charakteristik: Die geringmächtigen, dunkelgrauen, bituminösen, dünn- und ebenflächig spaltenden, schmale Mergellagen führenden Feinrhythmite aus Kiesel- und Kalklagen im Millimeterbereich stellen eine Varietät des obersten Reiflinger Kalkes dar, die nach der Lokalität Göstling in Niederösterreich als Göstlinger Kalk bezeichnet worden ist und in der Lunzer Fazies weite Verbreitung besitzt – Abb. 53.

Fauna: Der Göstlinger Kalk hat eine Ammonitenfauna mit *Protrachyceras hadwigiae* MOJS., *Trachyceras subaustriacum* MOJS., *Sirenites junonis* MOJS. etc. geliefert. Aus dem Großreiflinger Gebiet wurden Abdrücke der Meduse *Medusina reiflingensis* KIESLINGER (1925, S. 496 ff.) beschrieben. Medusenabdrücke finden sich auch im Göstlinger Kalk südöstlich von Göstling. In der Mikrofauna sind an stratigraphisch wertvollen Elementen in erster Linie die Schwebcrinoiden *Osteocrinus rectus goestingensis* KRISTAN-TOLLM. und *Osteocrinus rimosus* KRISTAN-TOLLM. (1970, S. 783 f.) hervorzuheben. In den cordevolischen Göstlinger Kalken liegt das zweite Maximum an Kieselschwammnadeln der alpinen Trias (H. MOSTLER, 1971 c, Taf. 1–3) – Abb. 54, 60.

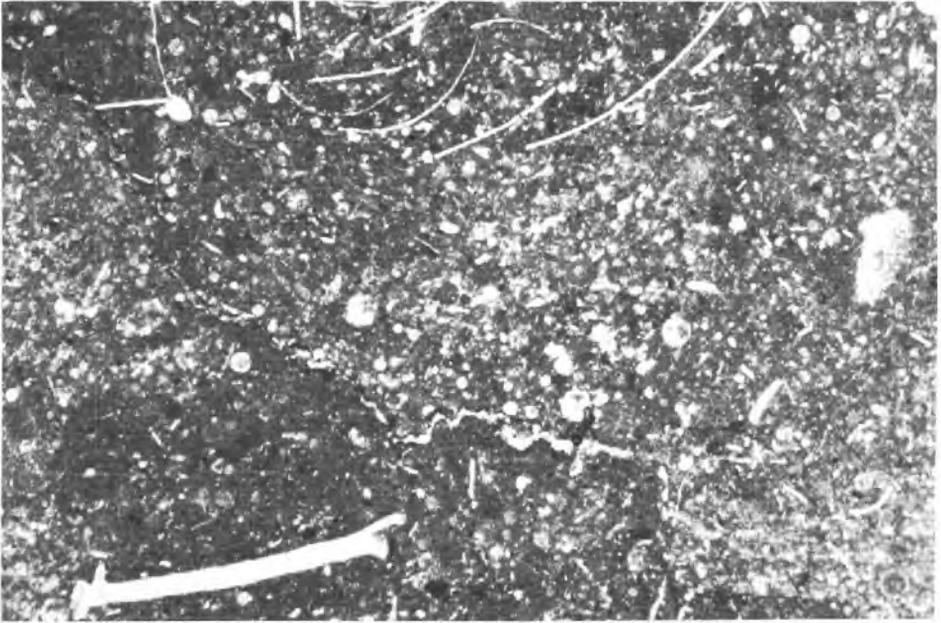


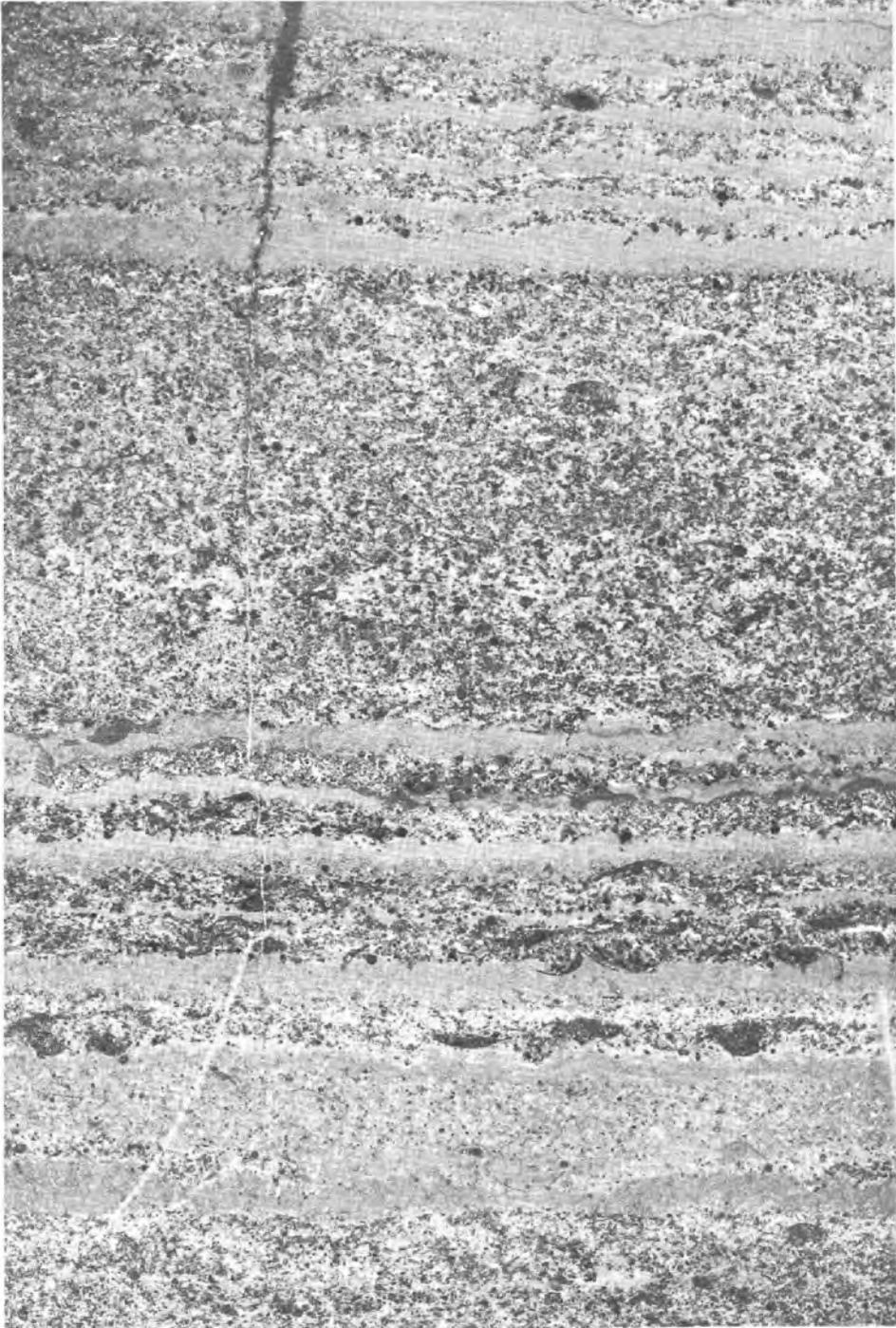
Abb. 54: Die Mikrofauna des cordevolischen Göstlinger Kalkes ESE Göstling führt *Osteocrinus*-Fragmente (knochenförmiger Armteil), Radiolarien und Schwammnadeln.

Über die Conodonten- und Holothurienfauna sowie über die Pollenflora des Göstlinger Kalkes von Göstling unterrichtet eingehend die soeben erschienene Studie von H. MOSTLER & B. SCHEURING (1974, S. 25 f.).

Alter: Der Göstlinger Kalk reicht vom oberen Cordevol eventuell noch in das Jul empor, da nach L. KRYSŤYN die aus dem Göstlinger Kalk bekannte Gattung *Sirenites* erst an der Basis des Jul einsetzt. Das Hineinreichen in das Jul ist insofern denkbar, da die auflagernden Trachyceraschichten ja entgegen der Namensgebung nicht mehr die cordevolische Form *Trachyceras aon* MÜNSTER, sondern ebenfalls nur eine julische Fauna enthalten. Gegen das Hangende hin gehen die Göstlinger Kalke allmählich in die Trachyceraschiefer über oder werden von Reingrabener Schiefen des Jul abgelagert.

Bildungsbedingungen: Von A. KIESLINGER (1925) und L. WAGNER (1970, S. 177) wird für diese feintrhythmischen Kalke ein extrem seichtes, zeitweise trockenliegendes Bildungsmilieu angenommen – Abb. 55.

Regionale Verbreitung: Göstlinger Kalke sind nur im Südteil der Reiflinger Kalk-Entwicklung der östlichen Kalkvoralpen beheimatet. R. LEIN (1972, S. 57) vergleicht ferner die Kieselrhythmite in den basalen Anteilen der karnisch-norischen Mürztaler Schichten im Raum N Doberein in den Mürztaler Alpen in lithologischer Hinsicht mit dem Göstlinger Kalk, da dort den 3–20 cm starken Kalkbänken 1–2 mm dünne Lagen einer rhythmischen Wechselfolge von millimeterstarken Kiesel- und Kalklamellen zwischengeschaltet sind.



5 b) Raminger Kalk

Begriffsprägung: A. TOLLMANN, 1966 a, S. 124.

Position und Name: Im Gebiet der Verzahnung zwischen den Wettersteinkalkzungen der Nordtiroler bzw. Traunalpen-Fazies (siehe S. 488) und den Reiflinger Kalken der Lunzer Fazies stellen sich abgrenzbare Zwischenglieder zwischen Wettersteinkalk und Reiflinger Kalk ein, die über den Gesamtbereich der Lunzer Fazies hin verfolgt werden können und als Raminger Kalk bezeichnet worden sind (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 124). Dieser Kalktypus wurde bereits von E. SPENGLER (1931, S. 19 f.) getrennt kartiert und mit der Signatur „twr“ gekennzeichnet.

Lithologie und Mächtigkeit: Bei dem Raminger Kalk handelt es sich um wellig-schichtige bis wellig-dickbankige hornsteinführende Kalke (Reiflinger Kalk-Merkmal), die das hell- bis gelblichweiße Aussehen vom Wettersteinkalk aufweisen und bei gelegentlichem Zurücktreten bis Verschwinden der Bankung sich dann vom Wettersteinkalk nur durch die Hornsteinknollenführung und durch die Radiolarien-Filament-Mikrofazies unterscheiden. Dieser Gesteinstypus wurde, von der erwähnten Erstbeschreibung abgesehen, jüngst vom Gamssteinzug östlich von Altenmarkt an der Enns ausführlich beschrieben (P. STEINER, 1968, S. 26). Die meist mäßig mächtigen Kalke erreichen im Maximum eine Stärke von 300 m.

Alter und Fauna: Die Raminger Kalke treten als fazieller Ersatz des ladinischen bis cordevolischen Reiflinger Kalkes in verschiedener Position innerhalb dieser Stufen auf. Im Gamssteinzug und im Türnitzer Gebiet sind sie in tieferer Position, im Ötscherland im allgemeinen in einem höheren Niveau ausgebildet. In den stratigraphisch jüngeren Anteilen treten in der Mikrofauna im Raminger Kalk ebenso wie beim Reiflinger Kalk *Osteocrinus*-Assoziationen hervor; *Osteocrinus rectus rectus* (FRIZZELL & EXLINE) und *O. spinosus* KRISTAN-TOLLM. (1970, S. 783 ff.) sind darin häufige Arten (vgl. Abb. 60).

5 c) Reiflinger Dolomit

Begriffsprägung: D. STUR, 1871, S. 215.

Neben der kalkigen Entwicklung der Reiflinger Schichten existiert die vielfach angezweifelte (G. ARTHABER, 1906, S. 269; O. KÜHN, 1962, S. 380) dolomitische Ausbildung der Reiflinger Schichten in Form des Reiflinger Dolomites. Nach wellig-knolliger Schichtung und Hornsteinknollenführung entsprechen diese Dolomite ganz dem Bild des Reiflinger Kalkes. Es muß allerdings betont werden, daß die von D. STUR (l. c.) aufgestellte Bezeichnung „Reiflinger Dolomit“ heute mit dem hier dargelegten neuen Begriffsinhalt im Sinne von E. SPENGLER (1931 a, S. 28 f.) zu verstehen ist, da der bei der ursprünglichen Beschreibung bei D. STUR (1871, S. 219 f.) hierfür als Typus in erster Linie ins Auge gefaßte Dolomit im Reiflinger Profil sich nach A. BITTNER als Hauptdolomit erwiesen hat (G. v. ARTHABER, 1906, S. 269). Reiflinger Dolomite treten ziemlich selten auf, sind aber von den Wiener Voralpen (G. ROSENBERG, 1952, Tab. 2; 1954, S. 14), vom Halltal und Schneeberg (E. SPENGLER, 1931 a, S. 29) sowie den

Abb. 55: Laminargefüge des Rhythmites aus den Göstlinger Kalken bei Gr. Reifling, Steiermark. Negativ-Schliffphoto R. LEIN; Bildausschnitt-Höhe im Original 28 mm.

Mürztaler Alpen (H. P. CORNELIUS, 1939, S. 47) bis zu den dolomitisierten Reiflinger Schichten im Westen, in den Lechtaler Alpen (R. v. KLEBELSBERG, 1935, S. 46), in der Krabachjoch-Deckscholle (F. HIRSCH, 1966, S. 22) und im Rhätikon (M. KOBEL, 1969, S. 64) über die gesamten Kalkalpen hin verbreitet. Bunt gefärbte, bunte Hornsteinknollen führende, wellig-schichtige Dolomite bilden als ein Sondertypus der Reiflinger Dolomite eine Varietät des Hallstätter Dolomites, wie S. 185 erwähnt.

6. Hallstätter Kalk, ladinischer Anteil

Begriff „Hallstätter Kalk“ siehe S. 169.

Zur Existenz des ladinischen Hallstätter Kalkes: Während früher allgemein die ladinische Stufe als Schichtlücke in der Hallstätter Zone des Salzkammergutes galt (vgl. etwa F. F. HAHN, 1913 b, S. 474; G. GEYER, 1916 a, S. 195 f.; A. TOLLMANN, 1960 b, S. 75; W. SCHLAGER, 1967 a, S. 52) bzw. jedenfalls zumindest das Fehlen ladinischer Hallstätter Kalke als bezeichnendes Merkmal im Herzen der Hallstätter Zone im Salzkammergut hervorgehoben worden war, hat sich in neuester Zeit durch detaillierte Untersuchungen Hallstätter Kalk auch im Ladin fassen lassen. Es wurde zunächst erkannt, daß bereits im Schreyeralmkalk in den kondensierten Profilen, durch Ammoniten belegt, noch ein tieferer ladinischer Anteil erfaßt werden kann (siehe S. 90). Viel wesentlicher aber ist, daß der Hauptteil eines Schichtgliedes des Normalprofils der Hallstätter Kalke, nämlich der etwa 20 m bis 50 m mächtige grauviolette und graugelbe Hallstätter Bankkalk, in das Ladin zu stellen ist (L. KRYSZYN & W. SCHÖLLINGER, 1972, S. 66 f.; L. KRYSZYN, 1974, Abb. 1).

Jüngst gelang es ferner L. KRYSZYN & B. GRUBER (1974) an der klassischen Lokalität des Feuerkogel-Nordhanges bei Aussee im Liegenden des karnischen Hallstätter Kalkes in einer 10 cm dicken eisenoxydreichen Subsolutionsbank im Hallstätter Kalk eine kondensierte reiche ladinisch-unterkarnische Ammonitenfauna zu entdecken, in der übrigens auch das oberladinische Leitfossil *Daonella lommeli* (WISSMANN) enthalten war.

Der Nachweis von verschiedenen Vorkommen von ladinischem Hallstätter Kalk auf der Südseite des Dachsteinstockes gelang mittels Conodonten jüngst R. LEIN (1975). Kleinere, tektonisch isolierte Späne sind dort auf der SE- und NE-Seite des Rettensteins, einem Bestandteil der südlichen Hallstätter Zone, anzutreffen. Ein 20 km weit verfolgbarer Zug ladinischen Hallstätter Kalkes ist andererseits in ca. 50 m Mächtigkeit in Verzahnung mit mitteltriadischem Steinalm/Wettersteinkalk auf der Südseite der Dachsteindecke im Bereich der Ramsau erhalten: Diese grau violetten bis hellrötlichen Kalke sind gut geschichtet, im tieferen Teil knollig, im höheren Abschnitt überwiegend ebenflächig ausgebildet. Der basalste Abschnitt reicht vielleicht noch in das Oberanis, mit dem Auftreten von *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.) ist Unterladin belegt. Hierauf dominiert im Profil aufwärts zunächst *Gondolella excelsa* (MOSHER) gegenüber *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), später tritt sie mehr und mehr zurück, bis Ende Fassin letztgenannte Form sie ersetzt hat. Im obersten Anteil dieses Hallstätter Kalk-Zuges kündigt *Gladigondolella malayensis* NOGAMI bereits ein oberlangobardisches bis cordevolisches Alter an. Der im Hangenden folgende Wetterstein- und Tisovec-Kalk belegt hier am Südrand der Dachsteindecke einen Vorstoß der nördlichen Riffentwicklung gegen das einst südlich folgende Hallstätter Becken.

Der ladinische Hallstätter Kalk zeigt demnach echten Hallstätter Faziescharakter, durchaus anders, als sich K. LEUCHS (1947, S. 457) die ladinische Hallstätter Fazies in Form des weißen, fossilreichen Wettersteinkalkes vorgestellt hatte.

Lithologie: Die ladinischen Hallstätter Kalke bestehen aus 10 cm bis 20 cm dick, ebenflächig bis wellig-schichtig gebanktem, violetter bis graugelbem Kalk mit mikroparitischem bis pelsparitischem Gefüge. Sie sind schwach kieselig, an der Basis auch hornsteinführend und von faserig-sprödem Bruch. Kondensierte Typen kommen in der erwähnten Art vor.

Alter und Fauna: Fassin und Langobard sind im ladinischen Hallstätter Kalk teils durch Ammoniten wie *Protrachyceras pseudoarchelaus* (BOECKH), *P. archelaus* (LAUBE) – Abb. 12, Figur 3 –, *Lobites cf. ellipticus* (HAUER), *L. argolicus* RENZ, *Sturia semiarata* MOJS., *Gymnites arthaberi* MOJS., *Romanites simionescui* KITTL, durch die pelagische Bivalve *Daonella lommeli* (WISSMANN) sowie durch Conodontenfaunen mit *Gondolella excelsa* (MOSHER) etc. belegt (L. KRYSZYN & B. GRUBER, 1974). Der Typus des ladinischen „grauvioletten und graugelben Hallstätter Bankkalkes“ reicht noch bis ins Cordevol, also unterste Karn, empor.

E. Karnische Stufe

Allgemeines

Die Stufengrenze des Karn gegen das Ladin ist seit alters je nach Bevorzugung von faunistischen Schnitten oder lithologischen Zäsuren verschieden gezogen worden, und erst in neuerer Zeit ringt man sich, besonders durch die Ergebnisse der Neubearbeitung einiger Floren- und Faunengruppen, zu einer einheitlichen Grenzziehung im Liegenden des Cordevol durch – entgegen den bisherigen Gepflogenheiten gerade im Raum der Nördlichen Kalkalpen. Im deutschen Schrifttum hatte man die Cassianer Schichten, also den Stratotyp der cordevolischen Unterstufe, zunächst im Sinne von E. v. MOJSISOVIC (1869, Taf. S. 129) neben vielen anderen mittel- und obertriadischen Schichtgliedern zur karnischen Stufe gestellt, später war mit der Berichtigung der MOJSISOVICSSCHEN Stufengliederung durch A. BITTNER (1892 a, S. 392; 1894 a, S. 377, Tab. 2) und mit der Einführung des Ladin zugleich das Cordevol vom Karn abgetrennt und dem Ladin einverleibt worden. Diese Zuordnung war auf Grund lithologischer Grenzen und der in den Ostalpen damit verbundenen Kartierpraxis vorgenommen und dann später von den Ostalpengeologen beibehalten worden (vgl. H. ZAPPE, 1964 a, S. 367 ff.), da die Gesteinskomplexe der Mitteltrias wie Wettersteinkalk, Reiflinger Schichten etc. das Cordevol noch umfassen und etwa mit Einsetzen des Jul der scharfe Schnitt zu den nordalpinen detritischen Raibler und Lunzer Schichten auftritt. Nur C. DIENER (z. B. 1925, S. 108, 111) hat weiterhin das Cordevol zum Karn gestellt.

Die Faunenrevision der neueren Zeit hat mehr und mehr gezeigt, daß auf Grund des klaren Faunen- und Florenschnittes die Hinzuziehung des Cordevol zum Karn in ursprünglichem Sinne – wie auch stets in der angloamerikanischen und italienischen Literatur gehandhabt – unumgänglich ist. Bei immer weiteren Fossilgruppen

kommt einerseits dieser Schnitt, andererseits die enge Verbindung der cordevolischen Faunen zum Jul und Tuval zum Ausdruck, so daß man diese drei Unterstufen heute in der karnischen Stufe zusammengefaßt, und zwar so, daß Cordevol und Jul als Unterkarn, Tuval als Oberkarn bezeichnet werden. Den Florenzschnitt zwischen Langobard und Cordevol bei den Dasycladaceen hat jüngst E. OTT (1972; 1973) klar herausgearbeitet – vgl. Abb. 48. Etwa zwischen Mittel- und Obertrias liegt auch ein für das gesamte Mesophytikum bedeutender Florenzschnitt erster Ordnung, wie anhand des alpinen Sporen-Materials W. KLAUS (1973, S. 431 und Abb. 2) gezeigt hat – die genaue Position dieses Schnittes in bezug auf das Cordevol war allerdings noch nicht fixiert, da das in den Nordkalkalpen zur Prüfung ehestens geeignete Sediment, der Partnachschiefer, sich bisher in dieser Hinsicht als steril erwiesen hat – Abb. 56. Nun gelang es aber jüngst H. MOSTLER & B. SCHEURING (1974, S. 27 ff.), die Lage dieses Schnittes im Reiflinger Profil innerhalb des Langobard, also noch innerhalb der Mitteltrias zu fixieren (vgl. S. 50).

Unter den Foraminiferen ist die enge Verbindung der cordevolischen Cassianer Faunen zu den nordalpinen julischen Assoziationen bestehend. Bei den makrofaunistischen Elementen liegt der klare Schnitt wie bei vielen Gruppen auch in der für die Orthochronologie maßgebenden Gruppe, den Ammoniten, im Liegenden des Cordevol (V. JACOBSHAGEN, 1961). Die klare, auch historisch begründete Definition der Karnbasis durch das Einsetzen von *Trachyceras* – das mit dem Cordevol auftritt – ist jüngst auch im Hallstätter Kalk nachgewiesen worden (L. KRYSZYN, 1973, S. 124; vgl. H. KOZUR, 1973 d, S. 11). Schließlich erklärt sich nun auch das Auftreten der karnischen Leitform *Megalodus triqueter* WULFEN im Wettersteinkalk in Bleiberg, Kärnten, und analoger Faunen mit kleinen Megalodonten im Wettersteinkalk des Karwendel – Diskussion und Literatur hierzu vgl. H. ZAPFE (1964, S. 369) und G. TICHY (1974, S. 178 f.).

L. KRYSZYN (1974 a) ist bei der Eingliederung des Cordevol in das Unterkarn noch einen Schritt weiter gegangen, indem er vorschlägt, den Stufenbegriff Cordevol ganz aufzulassen und die das Cordevol als ganzes repräsentierende Aon-Zone dem Jul als unterste Zone anzugliedern. Auf Grund des deutlichen lithologischen Schnittes zwischen Cordevol und Jul in der alten Fassung im alpinen Raum sowie weiteren Überlegungen wird hier aber noch die Stufenbezeichnung Cordevol aufrechterhalten.

Die fossilmäßige Charakterisierung der Zonen des Karn durch Ammoniten und Conodonten wird bei Besprechung des karnischen Hallstätter Kalkes geliefert (S. 177 ff.).

Sedimentcharakter der karnischen Serie: Der cordevolische Schichtanteil wurde bereits bei der Erörterung jener ladinischen Sedimente mitbesprochen, die in unveränderter Fazies noch in das Cordevol emporsteigen – nämlich Partnachschichten, Arlbergsschichten, Wettersteinkalk und -dolomit, Reiflinger Kalk, Ramingger Kalk und Hallstätter Kalk.

Der schroffe Umschwung in der Sedimentation an der Grenze Cordevol-Jul wird in den Nördlichen Kalkalpen vielfach einer Hebung von großen Räumen des Sedimentationsgebietes zugeschrieben. Mit Nachdruck sind für die Existenz einer derartigen, damals noch als „spätladinische Hebung“ bezeichnete Krustenbewegung K. LEUCHS & R. MOSEBACH (1936) und K. LEUCHS (1948, S. 40 ff.) eingetreten und haben von eindrucksvollen Beobachtungen über Paläokarstformen von der Oberfläche der trockenengelegt gedachten Wettersteinkalk-Riffe berichtet, sowie deren Plombierung durch Brauneisen-

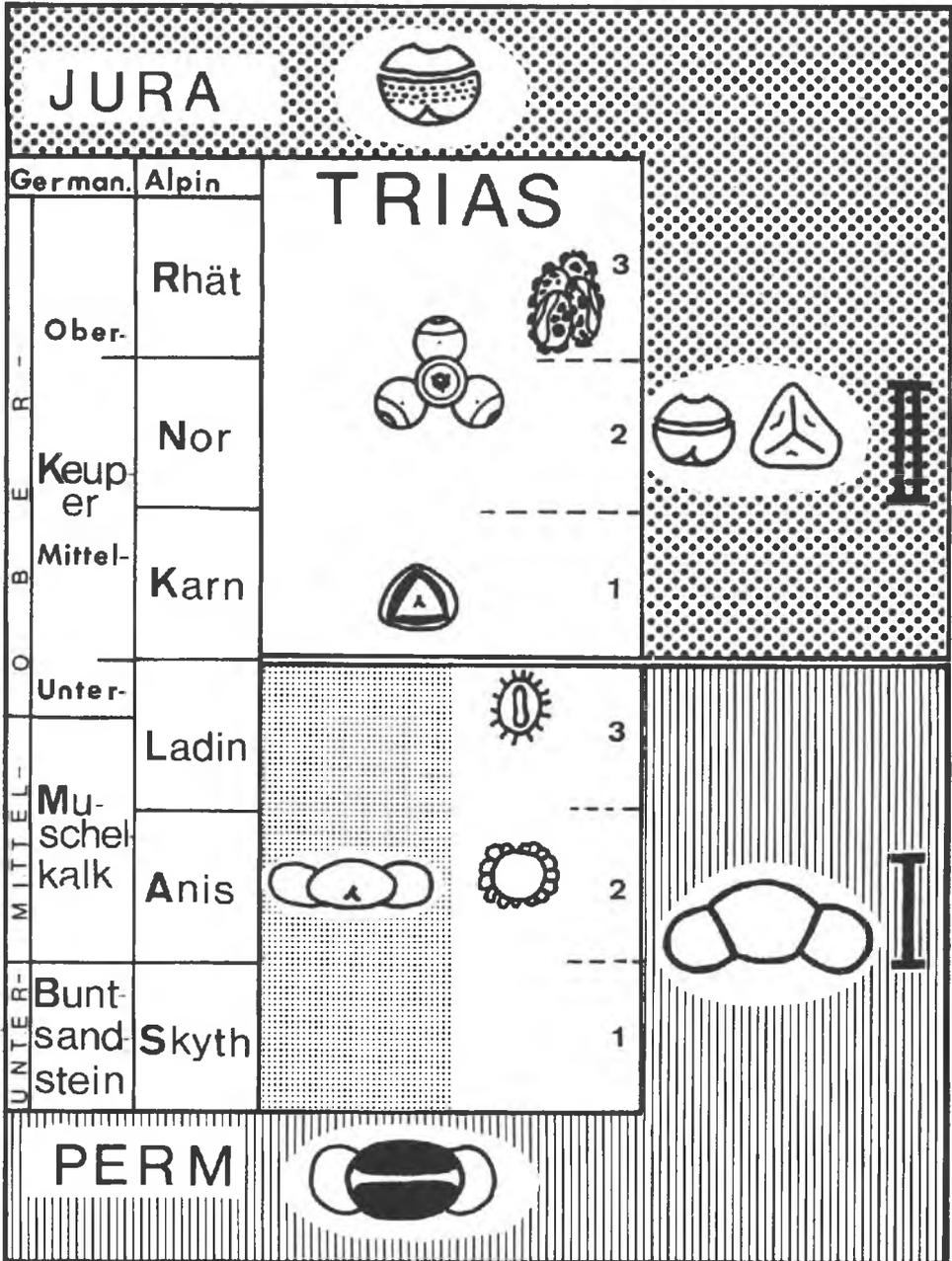


Abb. 56: Der Florenschnitt erster Ordnung in der mitteleuropäischen Trias, gezeigt mittels Mikrosporen nach W. KLAUS (1973, Abb. 2): I. Abschnitt „Saccites“, II. Abschnitt „Circumpolles und Triletes“. I 1—3 — *Triadispora*-Palynokoinen, I 2 mit *Tsugapollenites oriens*, I 3 mit *Echinitosporites*; II 1 — Karnische Palynokoinen mit *Duplicisporites*, II 2—3 — *Circulina*-Palynokoinen, II 3 — *Circulina* und *Riccisporites*-Palynokoinen.

krusten und Pyriterze hervorgehoben. H. ANGERMEIER et al. (1953, S. 91) und etliche andere Bearbeiter der letzten Jahre fanden in ihren Untersuchungsgebieten hingegen an dieser Grenze keine Diskordanz. Eine allgemeine Ablehnung der Heraushebung weiter Teile im Zusammenhang mit der junglabrinischen Phase aber würde zu weit gehen (vgl. H. ZAPPE, 1964 a, S. 368; A. TOLLMANN, 1966 b, S. 47 f.), da ja auch die folgenden Sedimente der Lunzer Schichten mit ihren Kohleflözen jedenfalls eine zeitweise Hebung des Terrains über den Meeresspiegel und daher ein Seichterwerden des Raumes im Unterkarn verdeutlichen.

Die Basis des Jul wird weithin in den Kalkalpen durch das Auftreten von terrigenem Material in feinklastischen Sedimenten klar markiert. Die Serien des Jul und Tuval aber zeichnen sich gegenüber jenen der liegenden und hangenden Stufen durch geringe Gesamtmächtigkeit, durch starke Mächtigkeitsschwankungen oder durch größere Fazieszersplitterung und vor allem auch durch den bedeutenden Anteil an feinklastischem, terrigenem Material aus. Nur in der Hallstätter Zone bleibt tiefere Meeresbedeckung bestehen, die übrigen Sedimenträume zeigen Seichtwassercharakter zum Teil extremer Art, im Lunzer Faziesraum und darüber hinaus erscheinen im Unterkarn Unterbrechungen der Meeresbedeckung und Verlandungserscheinungen, durch Farnsumpfwälder und durch Torfmoorvegetation angezeigt.

Folgende räumliche Faziesgliederung der Sedimente der karnischen Stufe zeichnet sich in den Kalkalpen ab (Abb. 252): Eine bis über 600 m mächtige und in der Abfolge regelmäßig gebaute Serie stellt sich im Nordosten im Bereich der sogenannten Lunzer Fazies ein, wo vom Liegenden gegen das Hangende Aon-schichten, Lunzerschichten (Reingrabener-, Halobienschiefer und Lunzer Sandstein) und Oponitzer Schichten mit Kalken, Dolomiten, Rauhacken und Salinarbildungen auftreten. Gegen Süden und Westen hin nimmt die Mächtigkeit der Lunzer Schichten im Übergangsbereich zu den Nachbarfaziesräumen rasch ab. Lunzerartige Fazies reicht übrigens am Nordrand der Kalkalpen bis über den Steyrfluß gegen Westen hinaus – W. GROTTENTHALER, 1972, S. 10 f., Taf. 1. Besonders reduziert ist die klastische karnische Sedimentation in der im Süden an die Lunzer Fazies Niederösterreichs anschließenden dolomitreichen Rohrer Fazies, wo oft nur einige Meter von Reingrabener Schiefern und gelegentlich Reste von Lunzer Sandstein oder *Cardita*-Oolith sich in die große Dolomitmasse von Mitteltrias und Obertrias einschalten (vgl. Abb. 247). Die Oponitzer Schichten können hier durchwegs durch Dolomite vertreten sein, die vom Hauptdolomit nicht abtrennbar sind. Auch im Bereich der Dachsteinkalkfazies (Hochschwab, Gesäuse, Dachstein usw.) ist der lithologisch faßbare karnische Anteil auf ein ganz geringmächtiges Niveau zusammengeschrumpft und häufig nur durch ein Band von Oolithen und echinodermenhaltigen Kalken, besonders durch die Führung von *Cidaristacheln* ausgezeichnet, reduziert. Nochmals aber setzen im Süden in den mittleren und östlichen Kalkalpen mächtige schieferreiche karnische Serien an, die, über das Gesamtgebiet verteilt, in einzelnen, längsorientierten, aber individualisierten Becken des nordtiefjuvavischen Kanals zur Ablagerung gelangt waren. Dabei zeigt der Typus, den man von der Zlambachfazieszone am Grundlsee aus der klassischen Region des Salzkammergutes kennt, am Ostrand der Kalkalpen in der Hohen Wand-Decke im Jul und Tuval eine ähnliche lithologische Kombination von Halobienschiefer, Lunzer Sandstein und Cidariskalk. In dieser Zone treten also noch bedeutende Lunzer Sandsteine auf.

Daneben aber gibt es im Ostteil der nordjuvavischen Hallstätter Fazies im Karn auch noch die Seichtwasser-Plattform-Entwicklung mit dem Tisovec-Kalk des Riffkomplexes, welche erst im Nor der typischen Hallstätter Entwicklung weicht (nördliche Mürztaler Alpen), dort ferner gegen Süden anschließend eine Wechselfolge von Tonschiefern und dunklen Kalken in Form der (ins Nor reichenden) Mürztaler Schichten. Die südjuvavische Hallstätter Fazies ist im Karn weithin frei von Sandstein-Einschaltungen, hier herrscht abschnittsweise reine Hallstätter Kalk-Bildung, anderwärts aber eine mit der Mürztaler Fazies vergleichbare vielgliedrige Wechselfolge von Mergeln, Tonschiefern und dunklen Echinodermenkalken (Wandaukalken). Beispiele hierfür liefern das Aflenzer Karn der Bürgeralpe mit seiner dreifachen Wiederholung der Schiefer-Karbonatfolge, die Hüpflinger Fazies in den Gesäusebergen, die schieferärmere Cideriskalkserie unter der Bischofsmütze und ein Streifen im Werfener Schuppenland zwischen Tennengebirge, Hagengebirge und Hochkönig (Abb. 57) bis hinein ins Blühnbachtal. Sowohl die erstgenannte Entwicklung in der Zlambachfazieszone mit der Sandsteinführung als auch die sandsteinfreie südliche Beckenentwicklung sind als Teilläste der Hallstätter Entwicklung zu betrachten.

In den westlichen Kalkalpen herrscht im Bereich der Nordtiroler Fazies eine in manchem der Lunzer Fazies vergleichbare Entwicklung des Jul/Tuval, wobei aber der Lunzer Schichtgruppe eine wesentlich geringere Bedeutung als im Osten zukommt. Dieses Karn der westlichen Kalkalpen ist durch eine stärkere Schwankung in den Einzelprofilen mit ihren Gliedern aus Mergel, Sandstein, Kalk, Dolomit und Rauhwacken sowie durch ein stärkeres Hervortreten der Gips- und Anhydrit-Ablagerungen, besonders im Vorarlberger Raum, gekennzeichnet. Für diese Entwicklung im Westen wird gerne die den Südalpen entlehnte, erweiterte Bezeichnung „Nordalpine Raibler Schichten“ (früher auch Carditaschichten) verwendet.

Die Sonderausbildung der ammonitenreichen Hallstätter Kalke in Schwellenregionen der Hallstätter Zone stellt schließlich einen Ausnahmefall der karnischen Ausbildung dar.

Überblickt man die Sedimentationsverhältnisse im Karn nochmals, so zeigt sich, daß das mitteltriadische Verteilungsschema von Riff und Becken noch bis zu Ende des Cordevol anhielt, mit Beginn des Jul aber ein genereller Umschwung einsetzte: In nur ganz wenigen Arealen bleibt der Riffcharakter auch im Jul und Tuval gewahrt (Tisovec-Kalk der südlichen Kalkhochalpen), in einem kleinen Gebiet jener der Tiefschwellenregion erhalten (karnische Hallstätter Kalke), während weithin sonst ein Faziesausgleich eintritt und im großen gesehen bei sehr seichten Verhältnissen eine dreimalige Feindetritusschüttung in ein zunächst noch etwas tieferes, bald aber sehr flaches, von Inselzonen und subaerischen Schwellen durchsetztes und zuletzt hyperhalines, zur Salinarbildung neigendes Meer erfolgt ist.

1. Trachycerasschichten („Aonschichten“)

Begriffsprägung: D. STUR, 1894, S. 49.

Bezeichnung: Der Name Trachycerasschichten D. STUR soll, obgleich den heutigen Anforderungen der stratigraphischen Nomenklatur ebenfalls nicht entsprechend, gegenüber dem älteren und wohl sogar mehr eingebürgerten Synonym „Aonschichten“

bevorzugt werden, da der Name Aonschichten L. HERTLE (1865, S. 482) auf einem Irrtum beruht: L. HERTLE hatte nämlich angenommen, daß in diesen Kalkschiefern *Trachyceras aon* MÜNSTER, also eine Leitform des Cordevol, aufträte, während es sich bei den hiebei betrachteten Trachyceraten um Arten der Gruppe *Trachyceras aonoides* MOJS., also Leitformen des Jul handelt (O. KÜHN, 1962, S. 25) – vgl. Abb. 12, Figur 1–2.

Verbreitung: Die Trachycerasschichten bilden das julische Basisschichtglied im Lunzer Faziesraum im Ostabschnitt der Kalkalpen und setzen gegen Osten in die Westkarpaten fort (D. ANDRUSOV, 1965, S. 61).

Lithologie und Fossilführung: In lithologischer Hinsicht bestehen die Trachycerasschichten aus harten, bituminösen, dunklen, ebenflächigen, gut geschichteten bis papierdünn (millimeterdünn) spaltenden Kalken und Kalkschiefern mit Tonschiefer-Einschaltungen, die lagenweise massenhaft *Trachyceras*- und *Protrachyceras*-Arten enthalten, wie z. B. *Trachyceras austriacum* MOJS., *T. triadicum* MOJS., *T. haberfellneri* MOJS., *Protrachyceras attila* MOJS., auch *Halobia rugosa* GÜMBEL, „*Posidonia*“ *wengensis* WISSMANN und gelegentlich Pflanzenreste (*Pterophyllum bronni* SCHENK, *Voltzia foetterlei* STUR). Als eine Besonderheit konnte der Flugfisch *Thoracopterus niederisti* BRONN bei Lunz gefunden werden.

Die Mikrofauna der Trachycerasschichten mit Foraminiferen der Gattung *Agathammina*, mit Schwebcrinoiden wie *Osteocrinus rectus* (FRIZZEL & EXLINE) etc. ist ziemlich arm.

Die Mächtigkeit der Trachycerasschichten ist im allgemeinen gering und beträgt nur wenige Meter, selten Zehnermeter. Ausnahmsweise wird von E. SPENGLER (1926, S. 53) von einer angeblich 150 m betragenden Mächtigkeit der Trachycerasschichten bei Hinterwildalpen berichtet.

2. Reingrabener Schiefer („Halobienschiefer“)

Schichtname: Obgleich in den Nördlichen Kalkalpen der Bezeichnung Halobienschiefer F. v. HAUER (1850 b, S. 290) gegenüber Reingrabener Schiefer F. v. HAUER (1853, S. 727) die Priorität gebührt und außerdem erstgenannter Begriff im heutigen Schrifttum wesentlich weiter verbreitet ist als die Lokalbezeichnung Reingrabener Schiefer, sollte doch letzterem Namen, der eine Typlokalität beinhaltet, im Sinne der stratigraphischen Nomenklaturregeln der Vorzug gegeben werden – noch dazu, da in historischer Sicht der Name Halobienschiefer ursprünglich für die Wengener Schichten in Südtirol vergeben worden ist (H. EMMRICH, 1844, S. 798).

Lithologie: Die Reingrabener Schiefer bestehen aus einer einförmigen, schwarzbraunen oder schwarzen, harten Tonschiefer- bis etwas weicheren Mergelschieferfolge, die blättrig oder griffelig zerfällt und zu fetten Tonböden verwittert. Sphaerosideritknollen sind darin nicht selten. Die Tonschiefer können mächtige einförmige Massen bilden (Beispiel: Hofpürglschuppe der Hallstätter Zone südwestlich des Dachstein) oder können streifenweise feinsandige Einschaltungen aufweisen und so gegen oben allmählich in den Lunzer Sandstein übergehen (z. B. Zlambachfazieszone im Salzkammergut, Hohe Wand etc.).

Die Mächtigkeit der Reingrabener Schiefer liegt im Raum der Lunzer Fazies, aber auch in anderen mergelreichen karnischen Regionen, besonders in der Hallstätter

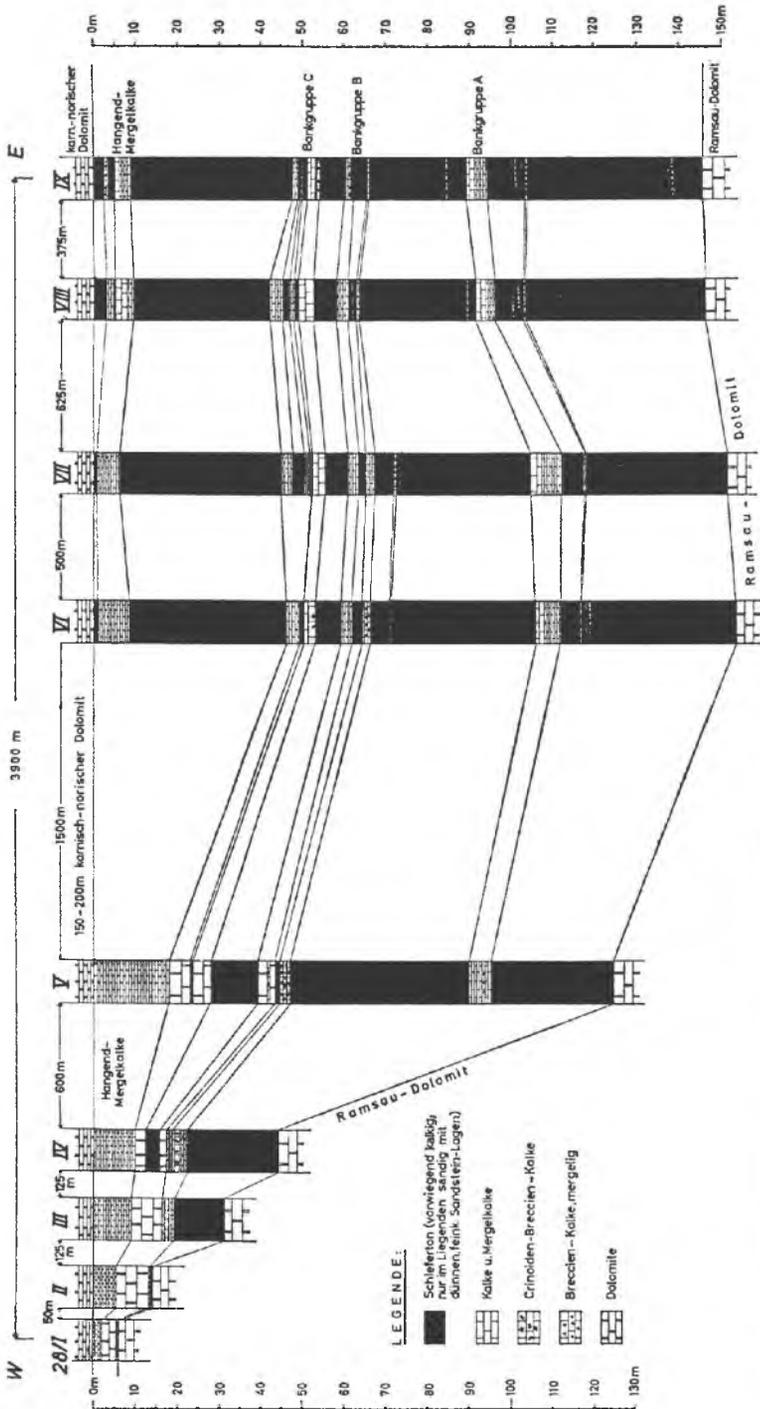


Abb. 57: Die schieferreiche Entwicklung des Echinodermkalklagen-führenden tieferen Karn auf der Südseite der Kalkalpen im Raum des Hochkönig, Salzburg, nach G. SCHULER, 1968, Abb. 3.

Zone, im Zehnermeterbereich und erreicht im Maximum etwa 200 m (Lunzer Gebiet). Das westlichste Vorkommen solch mächtiger Schiefer befindet sich auf der Südseite des Hochkönigmassivs mit rund 150 m Stärke (G. SCHULER, 1968, S. 18 f., Abb. 3) – Abb. 57.

Verbreitung: Die Typlokalität der Reingrabener Schiefer liegt im Reingrabene bei Rohr am Gebirge in der dolomitreichen Rohrer Fazies der östlichen Kalkvorpalen, wo die Schiefer zwischen den triadischen Dolomitmassen nur wenige Meter Mächtigkeit

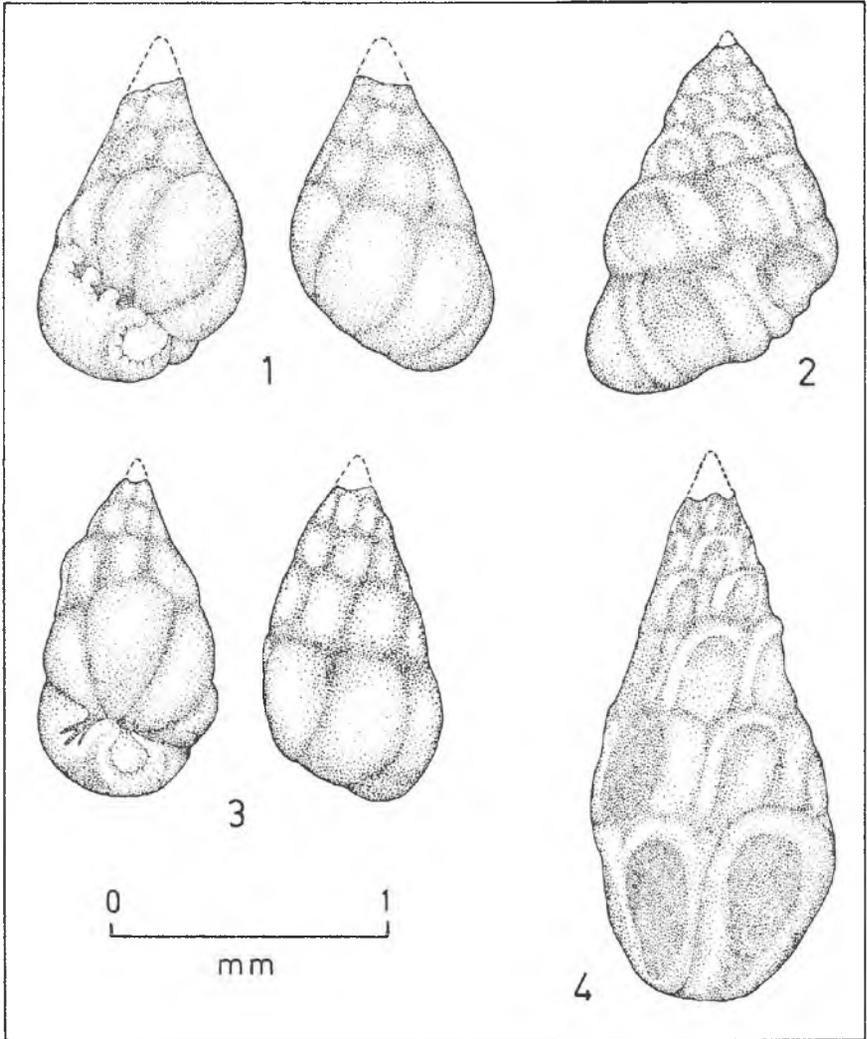


Abb. 58: Variostomiden aus den Reingrabener Schiefen von Reingrabene bei Rohr am Gebirge in Niederösterreich. Fig. 1—2: *Variostoma pralongense* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 3—4: *V. exile* KRISTAN-TOLLM. Beide Arten sind für das Unterkarn bezeichnend und wurden zuerst aus den Südtiroler Dolomiten beschrieben. Material und Zeichnung E. KRISTAN-TOLLMANN.

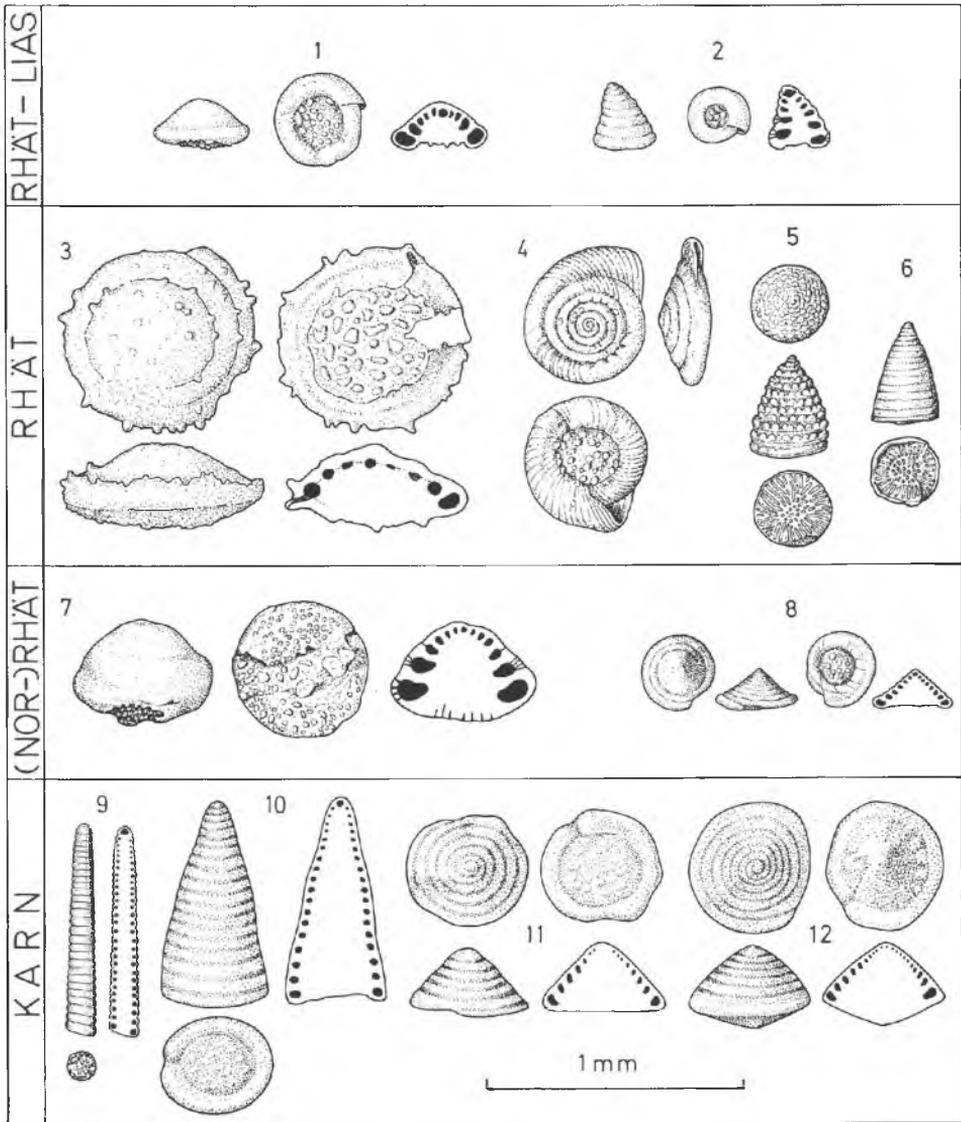


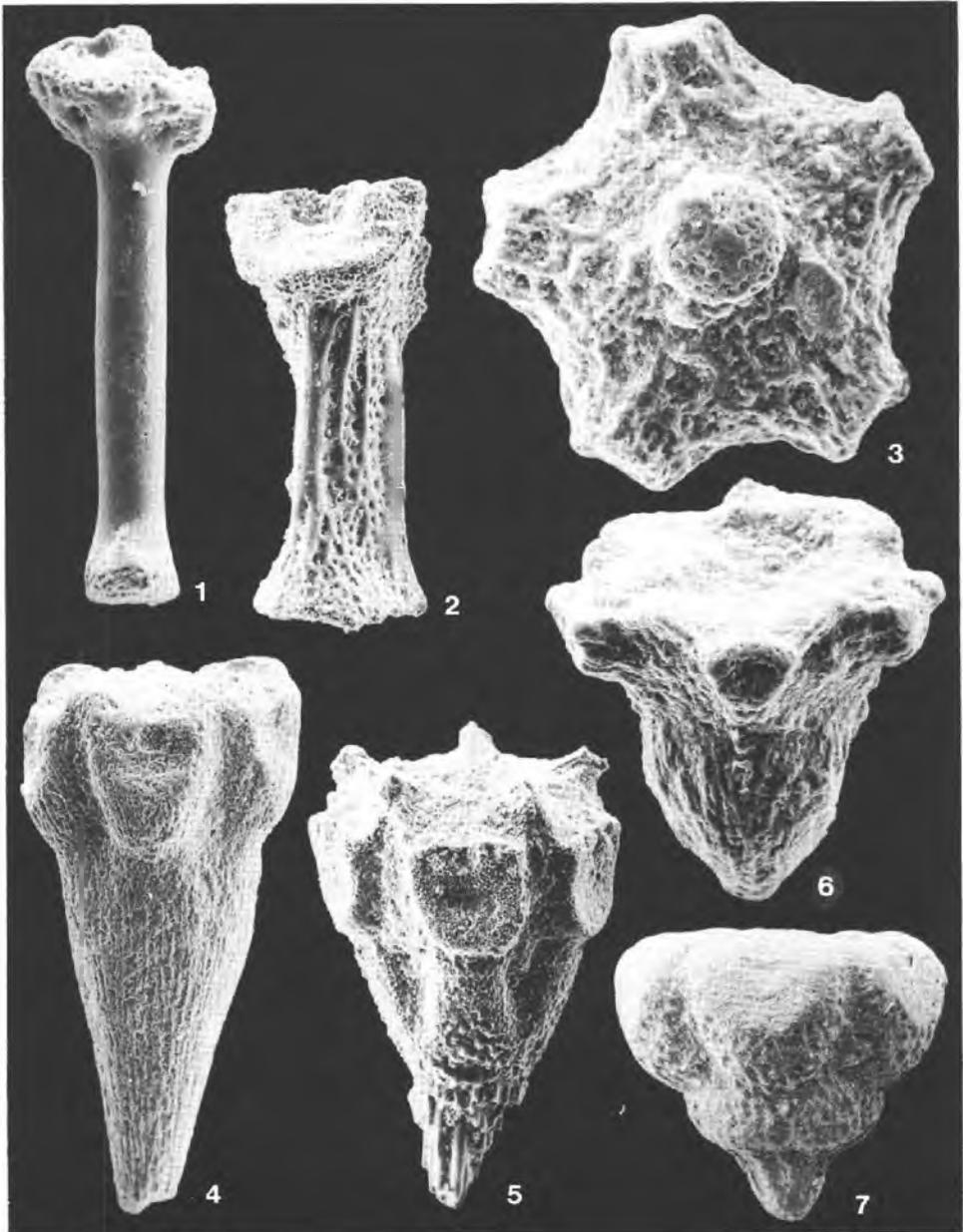
Abb. 59: Charakteristische *Trocholina*-Arten in Obertrias und Lias. Nach E. KRISTAN (1957), R. OBERHAUSER (1957) und A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLM., 1970, ergänzt. Fig. 1: *Trocholina granosa* FRENTZEN; Fig. 2: *Tr. turris* FRENTZEN; Fig. 3: *Tr. verrucosa* KRISTAN; Fig. 4: *Tr. plagiostoma* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 5: *Tr. mitra* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 6: *Tr. eduardi* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 7: *Tr. crassa* KRISTAN; Fig. 8: *Tr. acuta* OBERH.; Fig. 9: *Tr. proceva* (LIEBUS); Fig. 10: *Tr. multispira* OBERH.; Fig. 11: *Tr. ventroplana* OBERH.; Fig. 12: *Tr. biconvexa* OBERH. Die einzelnen Arten sind jeweils in das Feld des Schwerpunktes ihrer stratigraphischen Verbreitung eingetragen und können — von den karnischen Formen abgesehen — darüber hinaus reichen.

aufweisen. In der Lunzer Fazies stellen die Reingrabener Halobienschiefer das allenthalben vorhandene, basal lagernde julische Schichtglied der Lunzer Schichtfolge dar, welche im Normalfall im Jul Aonschiefer, Reingrabener Halobienschiefer und Lunzer Sandstein übereinander aufweist. Aber auch in den Hochalpen sind in der Hallstätter Zone, besonders in der Mürztaler Fazies und Zlambachfazies (nördlicher Teilkanal), ferner auch im Südast der Hallstätter Zone am Kalkalpensüdrand südlich vom Dachstein bis hinüber zum Blühnbachtal und zur Hochkönig-Südseite diese Schiefer von Bedeutung. Sogar in der Schwellenfazies der Hallstätter Zone, der Hallstätter Kalk-Fazies, erscheint im basalen Jul vielfach ein wenige Meter mächtiger Halobienschieferhorizont innerhalb der Hallstätter Serie.

Alter und Makrofauna: Das unterjulische Alter der Halobienschiefer wird durch eine Fauna mit *Halobia rugosa* GÜMBEL, „*Posidonia*“ *wengensis* WISSMANN, *Carnites floridus* (WULFEN), *Sageceras haidingeri* HAUER, *Trachyceras aonoides* MOJS. etc. belegt. Die Fossilführung ist meist gering bis sehr gering und nur in der Hallstätter Zone etwas artenreicher. Ein berühmter Fossilfundpunkt innerhalb der Reingrabener Schiefer der Kalkvoralpen liegt im Polzberggraben NE Lunz, von wo durch Grabungen eine reiche Trachyceratenfauna (aus den Trachycerasschichten) und die Funde des Dipnoers *Ceratodus sturi* TELLER (F. TELLER, 1891) sowie einer Crustaceenfauna (M. GLAESSNER, 1931) bekannt wurden.

Mikrofauna: Während manche mächtigen tonigen Partien in den Reingrabener Schiefen in bezug auf Mikrofauna fast steril sind, stellen sich anderenorts reiche und bezeichnende Foraminiferen- und Ostracoden-Gemeinschaften ein. In der Typlokalität, dem Reingraben bei Rohr am Gebirge in Niederösterreich, finden sich zwei auf Unterkarn beschränkte kalkschalige Foraminiferenarten, *Variostoma pralongense* KRISTAN-TOLLM. und *V. exile* KRISTAN-TOLLM. – Abb. 58. In den Halobienschiefern gewinnen ferner eine Reihe von *Trocholina*-Arten Bedeutung, ebenfalls auf das Karn

Abb. 60: Schwebcrinoiden der Gattung *Osteocrinus* und *Ossicrinus* aus dem Unterkarn (Cordevol und Jul); Material und Photo von E. KRISTAN-TOLLMANN. — Fig. 1: *Osteocrinus rectus rectus* (FRIZZELL & EXLINE), Armteil aus der oberen Region von außen, Länge 0,61 mm, Cordevol, Cassianer Schichten, Pralongia, 4 km ESE Corvara, Südtirol; Fig. 2: *Ossicrinus reticulatus* KRISTAN-TOLLM., Armteil von außen (Sekundibrachiale), Länge 1 mm, Cordevol, Cassianer Schichten, Ruones Wiesen bei Corvara, Südtirol; Fig. 3: *Osteocrinus depressus* KRISTAN-TOLLMANN n. sp. — eine Art der Gattung O. mit ganz flacher Theca, deren Centrodorsale aus einem kleinen Knopf besteht und deren anschließende weit abstehende Radialia eine unregelmäßig-netzförmige grobe Skulptur aufweisen. Auffällig ist die stark konkav herausgebogene Seitenkontur der Radialia unterhalb der Gelenkfläche. Ganzer Kelch (Theca, bestehend aus Centrodorsale und fünf Radialia) von unten, Durchmesser 0,5 mm; Jul, Halobienschiefer vom Steigweg NW Vd. Gosausee; Fig. 4: *Osteocrinus rectus goestlingensis* KRISTAN-TOLLM., Kelch (Theca) in Seitenansicht, Höhe 1,55 mm; Cordevol, Göstlinger Kalk E Göstling; Fig. 5: *Ossicrinus reticulatus* KRISTAN-TOLLM., Kelch in Seitenansicht, Höhe 1 mm; Cordevol, Cassianer Schichten, Ruones Wiesen bei Corvara, Südtirol; Fig. 6: *Osteocrinus brevis* KRISTAN-TOLLMANN n. sp. — eine Art der Gattung O. mit gedrungener, mäßig hoher Theca, deren Centrodorsale kurz und spitz becherförmig gestaltet sowie unregelmäßig grob längsgerippt ist. Der Ansatz zu den gerundeten dreieckigen Gelenkflächen der Radialia springt deutlich vor. Kelch in Seitenansicht etwas schräg von oben, Durchmesser 0,4 mm; Jul, Halobienschiefer vom Steigweg NW Vd. Gosausee; Fig. 7: *Osteocrinus rimosus* KRISTAN-TOLLM., Kelch (Theca) in Seitenansicht, Höhe 0,6 mm; Jul, Halobienschiefer vom Steigweg NW Vd. Gosausee.



beschränkt, so *Trocholina multispira* OBERH., *Tr. ventroplana* OBERH., *Tr. biconvexa* OBERH. (R. OBERHAUSER, 1957; L. KOEHN-Z., 1969, S. 17) – Abb. 59. In der juvavischen Region vermehrt sich der Artbestand bedeutend, Charakterformen wie *Angulodiscus comesozoicus* (OBERH.), *Austrocolomia marschalli* OBERH., *Endothyra kuepperi* OBERH., *Darbyella kollmanni* (OBERH.), *Duostomina rotundata* KRISTAN-TOLLM., *D. turboidea* KRISTAN-TOLLM. etc. sind stratigraphisch wertvolle Arten unter den Foraminiferen (vgl. Abb. 170).

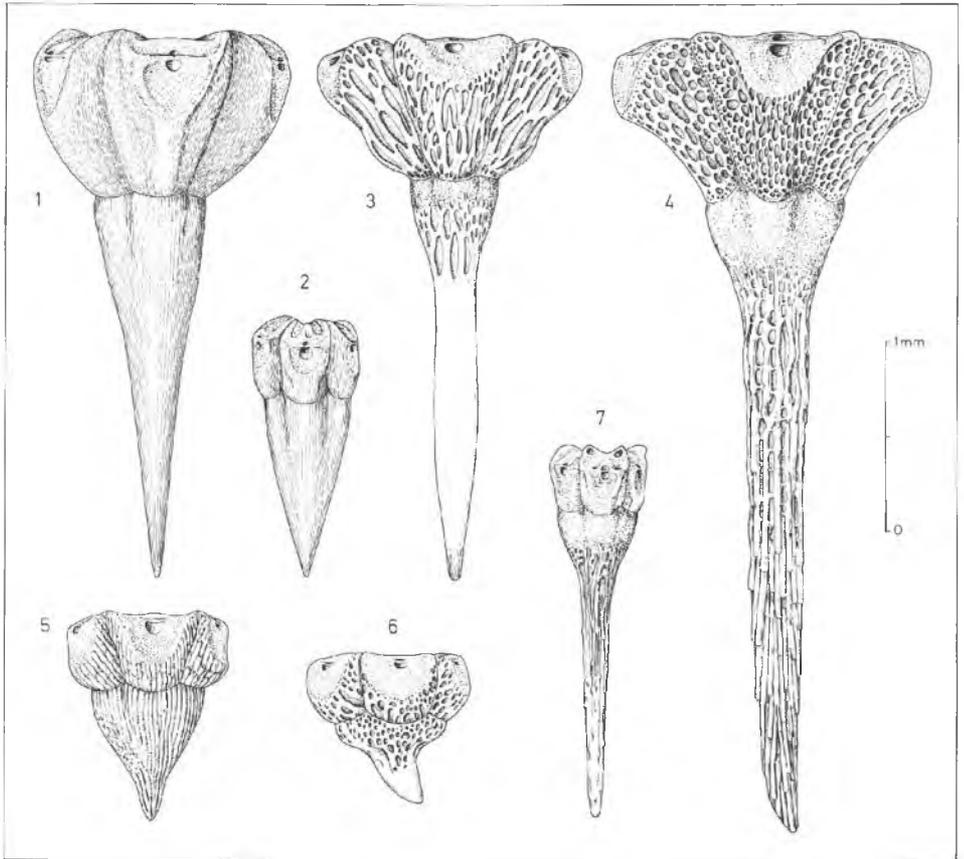


Abb. 61: Leitformen von Schwebcrinoiden der Gattung *Osteocrinus* und *Ossicrinus* aus dem Unterkarn (Cordevol — Jul) der Nördlichen Kalkalpen und der Dolomiten. Rekonstruktion von E. KRISTAN-TOLLMANN. Die Abbildung zeigt die kompletten Kelche, z. T. nach Rekonstruktion. Bei diesen Schwebcrinoiden sind die Thecen stark reduziert und bestehen nur mehr aus dem stielförmigen Centrodorsale und den fünf Radialia. Beispiele für die an die Kelche anschließenden knochenförmig anmutenden Armtteile (Brachialia) werden auf Abb. 60 und 62 gezeigt.

Arten: Fig. 1: *Osteocrinus rectus rectus* (FRIZZELL & EXLINE); Fig. 2: *O. rectus goestlingensis* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 3: *O. acus* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 4: *O. spinosus* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 5: *O. virgatus* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 6: *O. rimosus* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 7: *Ossicrinus reticulatus* KRISTAN-TOLLM.

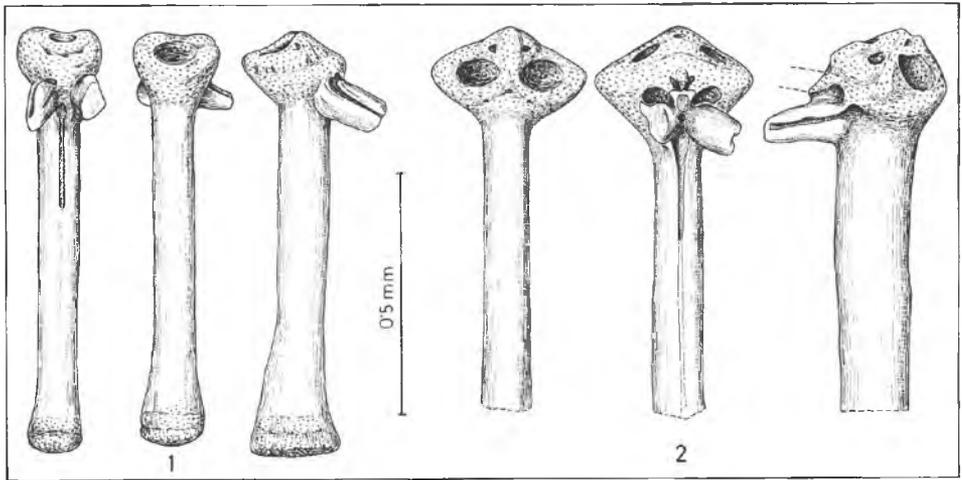


Abb. 62: Schwebcrinoiden-Armeile als Hauptbestandteil der Osteocrinusfazies im Cordevol-Jul der kalkigen und mergeligen Entwicklung. Sekundibrachiale (1) und Primaxillare (2) von *Osteocrinus rectus* (FRIZZELL & EXLINE) nach E. KRISTAN-TOLLM. (1970 c, S. 786, Abb. 5).

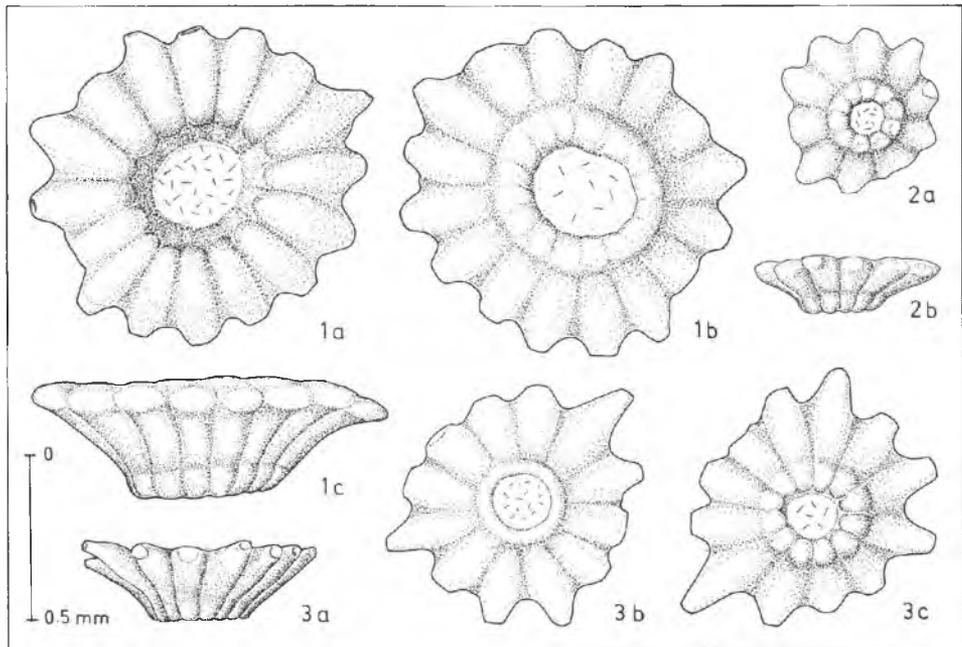


Abb. 63: Isolierte Wirtel der Wirtelalge *Clypeina besici* PANTIĆ aus den julischen Reingrabener Mergeln des Steiglweges NW vom Vd. Gosausee, Ob.-Öst.; Fig. 1 a, 3 b: Wirtel von oben; Fig. 1 b, 2 a, 3 c: Wirtel von unten; Fig. 1 c, 2 b, 3 a: Wirtel in Seitenansicht. Material und Zeichnung von E. KRISTAN-TOLLMANN.

An stratigraphisch bedeutsamen Ostracoden seien folgende in neuerer Zeit beschriebene Arten aus dem Halobienschiefer hervorgehoben: *Dicerobairdia gruenbachensis* KOLLMANN, *D. elegans* KOLLMANN (1963, S. 138), *D. tritorula* KRISTAN-TOLLM. (1971 c, S. 71), *Anisobairdia navicula* KRISTAN-TOLLM., *Aneisohealdia labiata* KRISTAN-TOLLM., *Triadohealdia sursottracta* KRISTAN-TOLLM. (1969, S. 82; 1971 b, S. 437; 1973 a, S. 153) und die schon aus Raibl bekannte *Kerocythere raibliana raibliana* (GÜMBEL) – KRISTAN-TOLLM. (1972 a, S. 44). Weiterhin liefern insbesondere die Gattungen *Kerocythere* und *Mostlerella* stratigraphisch wertvolle karnische Leitformen unter den Ostracoden (H. KOZUR & H. MOSTLER, 1973 a, S. 349).

Ein anderes, interessantes Element der Mikrofauna der Halobienschiefer sind die Tethys-weit verbreiteten Schwebcrinoiden der Gattung *Osteocrinus*, durch eine Reihe von Arten vertreten, die meist auf Cordevol-Jul beschränkt sind (E. KRISTAN-TOLLMANN, 1970, S. 783, Taf. 1). Die besondere Bedeutung dieser Schwebcrinoiden liegt einerseits in der überregionalen Verbreitung innerhalb der mediterranen Entwicklung, andererseits in ihrem faziesbrechenden Charakter, da sie, vom Seichtwasserbereich abgesehen, in den verschiedensten Ablagerungen, darunter auch im Hallstätter Kalk (siehe S. 185) gelegentlich massenhaft auftreten. Die Bestimmung ist auch aus den meist isoliert auftretenden Kelch- bzw. Armteilen möglich, häufig auch im Schriff. Abb. 60–62 geben Überblick über die häufigsten Arten. Die genaue stratigraphische Reichweite dieser Schwebcrinoiden – die z. T. auch schon aus dem Langobard bekannt sind – über das Massenaufreten im Cordevol-Jul hinaus, wird im einzelnen noch festzulegen sein.

Als Besonderheit in der Mikrofossilführung der Reingrabener Schiefer sei der südalpine Einfluß in den äußerst mikrofossilreichen Halobienschiefern am Steiglweg westlich des Vd. Gosausees erwähnt (Lokalität bei A. TOLLMANN & E. KRISTAN-T., 1970, S. 98, beschrieben): Dort erscheint die bisher nur aus den Südalpen (Raibl) und aus

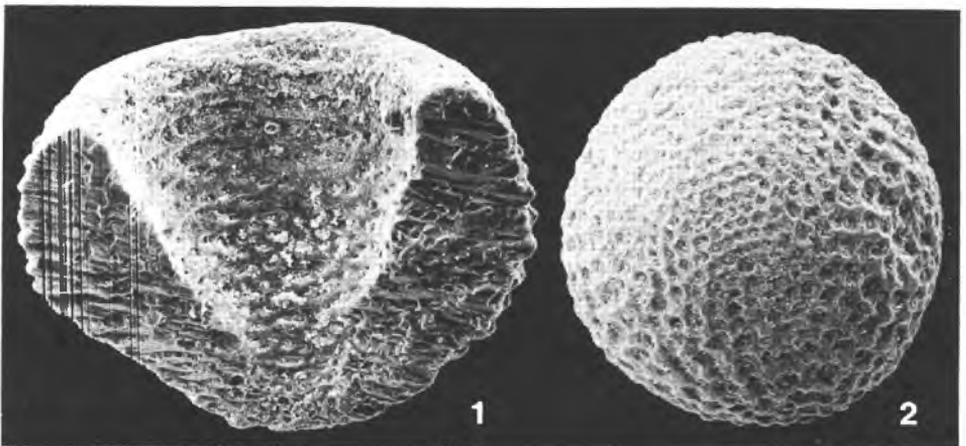


Abb. 64: *Calyptropora pachytocha* KRISTAN-TOLLMANN n. gen. n. sp., ein Mikroproblematikum, wahrscheinlich eine Alge aus dem julischen Halobienschiefer vom Steiglweg NW Vd. Gosausee; Material und Photo von E. KRISTAN-TOLLMANN. — Fig. 1: aufgebrochenes halbes Exemplar in Seitenansicht von innen, Durchmesser 1 mm; Fig. 2: Exemplar von oben mit grob retikulierter Oberfläche, Durchmesser 0,72 mm.

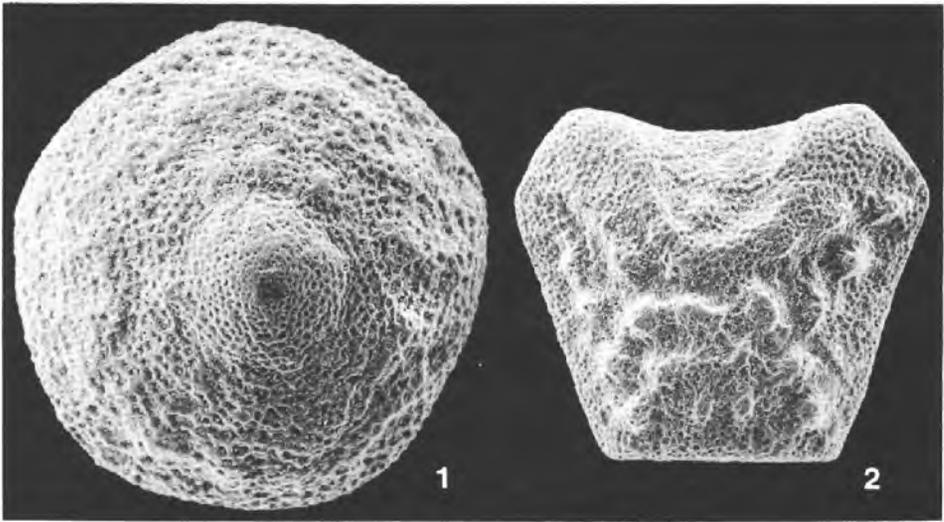


Abb. 65: *Nodolanx multinodosa* KRISTAN-TOLLMANN n. gen. n. sp., ein zu den Echinodermen gehöriges Mikroproblematikum aus dem julischen Halobienschiefer vom Steiglweg NW Vd. Gosausee; Material und Photo von E. KRISTAN-TOLLMANN. — Fig. 1: Zentralplatte von außen, Durchmesser 1,2 mm; Fig. 2: Seitenplatte von außen, Breite 1,5 mm.

Eberstein (Kärnten) beschriebene Foraminifere *Trocholina procera* (LIEBUS) – Abb. 59, Figur 9 – sowie in räumlicher Erhaltung die bisher nur aus Schliffen beschriebene Grünalge *Clypeina besici* PANTIĆ – Abb. 63. Von der gleichen Lokalität mögen außerdem noch die beiden im folgenden abgebildeten Mikroproblematika *Calypotropora pachytocha* KRISTAN-TOLLMANN n. gen. n. sp. und *Nodolanx multinodosa* KRISTAN-TOLLMANN n. gen. n. sp. Erwähnung finden, die für das Unterkarn bezeichnend sind (Abb. 64–65). Bei erstgenannter Art handelt es sich wohl um eine Alge, deren Gattung durch eine weitere Art auch im Nor vertreten ist. *Nodolanx multinodosa* KRISTAN-TOLLM. hingegen gehört zu den Echinodermen und tritt im Cordevol der Cassianer Schichten Südtirols sowie im Jul der Nordkalkalpen auf.

Die Sporenflora der Halobienschiefer des Salzbergbaues Hallein-Dürrenberg hat W. KLAUS (1959, Tab. 1; 1960) beschrieben und hiebei die Reichweite der Sporenformen im Karn angeführt (1960, S. 114).

3. Lunzer Sandstein

Begriffsprägung: Lunzer Schichten M. LIPOLD, 1863, S. 72.

Das Hauptverbreitungsgebiet des Lunzer Sandsteins ist der Lunzer Faziesraum in den östlichen Kalkvorralpen, wo er sich im höheren Jul aus den darunterliegenden Reingrabener Schiefen allmählich unter Wechsellagerung entwickelt (Abb. 66).

Die Mächtigkeit beträgt im zentralen Teil des Lunzer Faziesraumes 350 m, sie kann (einschließlich der Trachyceras- und Reingrabener Schiefer) 500 m erreichen, wie im Saggraben östlich vom Kerzenmandl 10 km N Hiefrau (M. BEHRENS, 1973, S. 56).

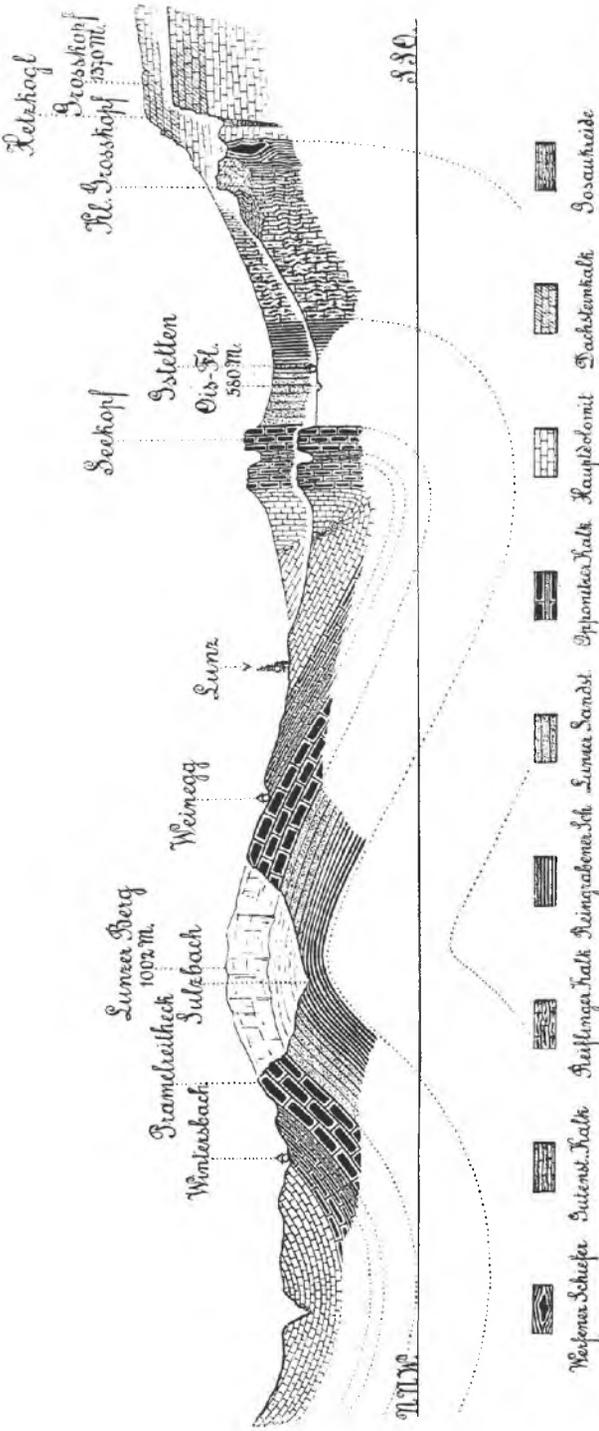


Abb. 66: Die karnische Schichtfolge im klassischen Profil der Lunzer Musterfalte bei Lunz, Nd.-Öst.; nach A. BITTNER, 1888, Abb. S. 76. Die Abbildung zeigt die Normalabfolge im Karn der Lunzer Fazies der Sulzbachdecke, die vom Liegenden gegen das Hangende in dieser Region bei optimaler Entwicklung über dem mitretriadischen Reiflinger Kalk Göstlinger Kalk, Trachycerasschiefer, Reingrabener Schiefer, Lunzer Sandstein (Hauptsandstein, Schieferon-Horizont, Hangendsandstein), Opponitzer Rauhwaacke (mit Gips), Opponitzer Kalk (samt Zementmergellagen) und Opponitzer Dolomit umfasst. Berührt ist auch das Profil durch den Stiegegraben nahe westlich des gezeigten Schnittes, von O. AMPFERER (1930 a, S. 85, Abb. 38) und E. KRISTIAN-TOLLMANN & A. HAMEDANI (1973, S. 196, Abb. 3) beschrieben.

Lithologie: Der Lunzer Sandstein besteht in der Hauptmasse aus feinkörnigem, grauem, braun verwitterndem Quarzsandstein und zeigt in reich entwickelten Profilen dieser Faziesregion eine Dreigliederung in den Lunzer Hauptsandstein im Liegenden, in die steinkohlenführenden Lunzer Schiefertone im Mittelabschnitt und in den nur mäßig mächtigen Lunzer Hangendsandstein im Oberteil (Detailprofile bei J. VERLOOP, 1908, Abb. 1–2, S. 82 ff.; W. NEUBAUER, 1949, Abb. 9 und M. BEHRENS, 1973, Taf. 1).

Lithologische Gliederung und Fossilführung der drei Haupt-horizonte des Lunzer Sandsteines im Sinne des Erstautors L. HERTLE, 1865, S. 490:

a) **Lunzer Hauptsandstein:** Er besteht aus feinkörnigem, frisch dunkelgrauem, verwittert grünlichgrauem bis braunem, leicht tonigem, teils karbonatisch, teils kieselig gebundenem Sandstein, der in lithologischer Hinsicht genauer genommen Feldspatgrauwacke bzw. Arkose darstellt (Abb. 67). Mergel- und Tonlagen treten sehr zurück. In den liegenden Partien stellen sich konglomeratartige Bildungen von kalkig-tonigen Geröllen und Tongallen-Horizonten ein (J. VERLOOP, 1908, S. 83). Die Mächtigkeit beträgt 30 m bis 50 m und mehr. Die Fossilführung ist auf seltene Muschelschalen und Pflanzenreste beschränkt.

Der Haupt- und Hangendsandstein zeigt nach M. BEHRENS (1973, S. 70 ff.) vielfältige Sedimentstrukturen: Zyklische Sedimentation im Sandstein ist nicht selten. Hiebei weist der massige Basalteil häufig gradierte Schichtung auf, darüber folgt Schrägschichtung, gegen oben schließt Flaserschichtung an. Diese Merkmale sowie eine Reihe anderer Sedimentstrukturen wie Strömungswülste (flute casts), Stoß- und Schleifmarken, Strö-



Abb. 67: Lunzer Sandstein des Jul im Stiegegraben bei Lunz, Nd.-Öst.

mungsrippeln, Wickelschichtung, Belastungsmarken etc. legen nahe, daß das Material durch Trübestrome in das Beckeninnere gelangt ist – entgegen der früheren Vorstellung eines äußerst seichten Sedimentationsraumes.

b) Der Lunzer Schiefertons-Komplex über dem Lunzer Hauptsandstein besteht aus einem schiefrigen Sandstein mit Sphaerosideriten und inkohltm Pflanzenhäckseln sowie schwarzen Tonschiefern mit Kohlenflözen, die vielerorts abgebaut worden sind. Reine Tone sind selten, durch Schluff und Feinsand gebänderte Tone sind weit verbreitet. Sie weisen häufig Flaserschichtung und Kleinschrägschichtung auf. Die Tonschiefer führen oft massenhaft die Phyllopodenart *Estheria minuta* GOLDF. oder die Bivalve *Anoplophora lettica* (QUENST.) und *A. recta* (GÜMBEL), wodurch auf das brackische Milieu hingewiesen wird. Über brackische Gastropoden der Lunzer Schichten hat J. YEN (1965 a) berichtet.

Die Steinkohlenflöze schalten sich in verschiedener Zahl bis zu 20, meistens 3 bis 5, und mit stark schwankender Mächtigkeit von 0 m bis 7 m in dieser Schiefertonsserie ein. Sie stellen sich in sehr hoher Lage der Lunzer Sandsteinfoolge als ganzes ein. Der Abstand des obersten Flözes vom Opponitzer Kalk beträgt in der Regel 15 m bis 40 m; Minimalwerte von 5 m treten hierbei jedoch ebenfalls auf. Die Gesamtmächtigkeit des Schiefertons-Niveaus kann 50 m betragen.

Durch die Aufschlüsse der Kohlenbergbaue sind aus diesen Lagen reiche und berühmte Floren mit *Equisetites arenaceus* JAEGER, *Calamites meriani* BRONG., *Alethopteris meriani* BRONG., *Pterophyllum haidingeri* GOEPP., *Pt. jaegeri* BRONG. etc. gewonnen worden (D. STUR, 1871, S. 250 ff.; 1885, S. 93 ff.; F. KRASSER, 1909; 1910; 1918; R. KRÄUSEL, 1921, S. 192 ff.; W. PETRASCHECK, 1929, S. 309; E. HOFMANN, 1953, S. 294 ff.; J. LANGER, 1943; 1945; W. KLAUS, 1966, S. 172). Ein eingehender Überblick über die Lunzer Flora stammt von E. HOFMANN (1953, S. 294–298), einen Kurzüberblick über die Zusammensetzung der Lunzer Flora nach Hauptgruppen gibt E. THENIUS (1974, S. 118), indem er auf Vertreter von Farnen (*Asterotheca*), Schachtelhalmen (*Equisetites*), Nacktsamern in Form von Ginkgogewächsen (*Glossophyllum*, *Ginkgoites*), Cycadophyten (*Bucklandia*, *Williamsonia*), Pteridospermatophyten (*Pramelreuthia*) und Coniferen (*Stachyotaxus*) hinweist. Aus diesem fossilführenden Niveau stammen auch Reste von Amphibien (*Mastodonsaurus*) und Reptilien (*Notosaurus*, *Francosuchus* etc.) – vgl. F. TRAUTH, 1948, S. 88 ff. Flugfische aus den Lunzer Schichten wurden von O. ABEL (1906) beschrieben, O. REIS (1901) hat einen *Coelacanthus*-Fund bekannt gemacht.

Die Sporenflora aus einem Sphaerosiderit der Lunzer Schichten hat W. KLAUS (1959, Tab. 1; 1960, S. 114; 1966, S. 172) beschrieben und auf den markanten Hiatus der Florenentwicklung aufmerksam gemacht, der an der Grenze von der Mitteltrias zur Obertrias in Erscheinung tritt und jenem an der Karbon/Perm-Grenze bzw. jenem der Oberkreide an Bedeutung gleichkommt (Abb. 56). Auf Grund der Untersuchung von H. MOSTLER & B. SCHEURING (1974, S. 27 ff., Taf. 2) hat sich dieser entscheidende Florenschnitt durch das Auftreten von *Ovalipollis*, *Circumpollis* etc. allerdings bereits innerhalb der oberen Mitteltrias, innerhalb des Langobard vollzogen.

Da die Erhaltung der Sporen in den Lunzer Schichten nach W. KLAUS (1960, S. 111) im allgemeinen schlecht ist, sei ergänzend zu der zuvor zitierten Beschreibung der Sporenflora aus dem Sphaerosiderit noch die bisher unveröffentlichte Sporenflora aus den Tonmergellagen des Lunzer Sandsteines, und zwar aus dem von E. KRISTAN-

TOLLMANN beprobten blauschwarzen Ton der Lunzer Schichten am rechten Ufer der Triesting bei Schatzen in Niederösterreich angeführt. Prof. W. KLAUS hat aus dieser Sporenflora folgende Arten bestimmt: *Calamospora nathorstii* (HALLE) KLAUS, *Aulisporites astigmus* (LESCHIK) KLAUS, *Paraconcavisporites lunzensis* KLAUS, *Conbaculatisporites mesozoicus* KLAUS, *Distalanulisporites punctus* KLAUS, *Camarozonosporites rudis* (LESCHIK) KLAUS, *Saturnisporites fimbriatus* KLAUS, *Aratrisporites scabratus* KLAUS, *Ovalipollis lunzensis* KLAUS, *Lueckisporites kraeuseli* (LESCHIK) POTONIÉ, *Pityosporites neomundanus* LESCHIK, *Lagenella martini* (LESCHIK) KLAUS, *Punctatisporites flavus* LESCHIK und *Triangulatisporites undulosus* LESCHIK; ferner sind die Gattungen *Lycopodiacidites* und *Duplicisporites* vertreten.

In der Mitte des vorigen Jahrhunderts wurden die Steinkohlen dieser Lunzer Schiefertone in zahllosen niederösterreichischen Orten als Schmiedekohle abgebaut, die einen Heizwert von 5000 bis 6000, in Einzelfällen bis 7500 Kalorien aufwies. Die Hauptabbau lagen in der Umgebung von Lunz (J. & H. HABERFELNER, 1902) und Schrambach bei Lilienfeld. Hinweise auf ältere Literatur finden sich bei G. GEYER (1908, S. 20) und E. SPENGLER (1931 a, S. 96 f.). Eine zusammenfassende Übersicht über die Schichtfolge und Lagerung der Hauptreviere stammt von W. PETRASCHECK (1929, S. 301 ff.). Einen Überblick über die Verhältnisse in dem am längsten kontinuierlich betriebenen Revier Schrambach-Lilienfeld hat W. NEUBAUER (1949, S. 319 ff.) gegeben.

c) Der Lunzer Hangendsandstein bildet eine abschließende, oft nur wenige Meter oder aber auch Zehnermeter mächtige Sandsteinlage der Lunzer Schichten aus blaugrauen, spätigen Sandkalken, die zu hellbraunem Sandstein verwittern. Sie wechsellagern mit hellgrauen, schiefriigen Mergeln, die in den höheren Partien von oolithischen Kalken, den sogenannten „Carditaschichten“, begleitet sind. Die Fauna dieser Kalke mit *Palaeocardita crenata guembeli* (PICHLER), *Pecten alternans* MÜNSTER, *Cassianella* bzw. *Gruenewaldia decussata* (MÜNSTER), *Avicula cassiana* BITTNER etc. beweist das erneut einsetzende vollmarine Milieu – vgl. G. v. ARTHABER (1906, S. 320), G. GEYER (1910, S. 36), F. TOULA (1910, S. 385 ff.), E. SPENGLER (1931 a, S. 44), F. TRAUTH (1948, S. 56).

Die Herkunft der bedeutenden Massen detritischen Materials, das in großer Uniformität weit über die Lunzer Faziesregion hinaus in den Kalkalpen verbreitet ist, ist noch nicht endgültig geklärt. Aus westlich benachbarten Abschnitten der Kalkalpen wissen wir (W. GROTTENTHALER, 1972, S. 7), daß das klastische Material grundsätzlich von Norden her geschüttet ist, daß es dann aber durch beckenparallele Strömungen vom Westen gegen Osten transportiert wurde. Gegen Osten hin reicht ja der Verbreitungsbereich der Lunzer Sandsteine in den Westkarpaten im Raum der „Weißwaag-Fazies“ um ein mehrfaches weiter als in den östlichen Kalkalpen. Dort ist die Schüttungsrichtung der Lunzer Schichten in der den Kalkvorpalen entsprechenden Choč-Decke analog orientiert, die Herkunft des detritischen Materials ist im Norden zu suchen, die Strömungsrichtungen weisen auf eine Einschüttung von NNW gegen SSE (R. MARSCHALCO & M. PULEC, 1967, S. 342).

Für den eigentlichen Lunzer Faziesraum ist die Untersuchung von M. BEHRENS (1973, S. 62 ff., 78) aufschlußreich, die zeigt, daß nach Lithologie und nach Schwermineralführung (die im gesamten Faziesraum vertikal und lateral weitgehend homogen ausgebildet ist und vor allem Zirkon, Rutil, Turmalin, Chromit, Granat und Apatit um-

faßt) eine enge Verwandtschaft des Lunzer Sandsteins zum germanischen Schilfsandstein besteht, so daß dieser Autor entgegen den Vorstellungen, die in den westlichen Kalkalpen entwickelt worden sind, auf ein einheitliches, nach der Schüttung aus Norden und Osten etwa im polnischen Vorlandbereich des Alpen-Karpatenraumes gelegenes Liefergebiet schließt. Immerhin hat diese Untersuchung die Lücke in der Kenntnis zwischen Westen und Osten geschlossen, so daß der allgemeine Trend der Schüttung aus dem Norden sich von den Westkalkalpen bis in die Westkarpaten abzeichnet. Trotzdem ist die Ableitung des Lunzer Sandsteins aus dem mittel- bis osteuropäischen Vorland noch nicht befriedigend, da diese gröber detritischen Massen dann ja durch die einst nördlich der Kalkalpen gelegenen zentralalpinen Zonen mit ihrer Keuperfazies durchtransportiert hätten werden müssen.

4. Opponitzer Schichten

Begriffsprägung: M. LIPOLD, 1865, S. 32.

Stellung und Lithologie: Das Oberkarn wird in der Lunzer Fazies durch die Opponitzer Schichten vertreten, die im tieferen Teil vorwiegend aus geschichteten Kalken, im höheren Abschnitt aus Dolomit und Rauhwanke bestehen. Mergel, Mergelschiefer, Gips und Anhydrit treten im Verband der Opponitzer Schichten auf.

Die Mächtigkeit der Serie erreicht maximal mehrere hundert Meter, wobei der Opponitzer Dolomit bereits 300 m messen kann.

In lithologischer Hinsicht bildet der Opponitzer Kalk das variabelste Glied der alpinen Trias und sieht vielen Varietäten des Muschelkalkes täuschend ähnlich, so daß er vielfach damit verwechselt worden ist und auch heute noch häufig zufolge der meist herrschenden Makrofossilarmut erst durch Conodontentests oder durch seine charakteristischen Trocholinen vom ersteren unterschieden werden kann. Die Abfolge der Einzelglieder innerhalb des Opponitzer Schichtstoßes ist recht variabel, doch läßt sich in gut entwickelten Serien etwa folgendes Normalprofil vom Liegenden weg aufstellen (F. TRAUTH, 1948, S. 43 ff.; A. TOLLMANN, 1966, S. 133): a) Opponitzer Liegendrauhwanke und gelegentlich gipshältiger Liegenddolomit, b) geringmächtiger Kalk, c) Opponitzer Zementmergel, d) mächtiges Opponitzer Kalkpaket, e) mächtige Opponitzer Hangendrauhwanke und Hangenddolomit, in Hauptdolomit übergehend.

Zu dieser Normalschichtfolge ist im einzelnen zu bemerken:

a) Mit den untertuvalischen Opponitzer Liegendrauhwancken und Dolomiten sind besonders im Raum des Ybbstales nicht unbedeutende Gipsvorkommen verbunden, wobei die Gipse mit dunkelgrauem Dolomit wechsellagern (O. AMPFERER, 1930 a, S. 83; A. TOLLMANN, 1966, S. 132). Eine noch wesentlich sulfatreichere Serie im Niveau der Opponitzer Schichten mit dunklem, körnigem Anhydrit in Wechsel mit dunklem Dolomit und Schiefen wurde in der außergewöhnlichen Mächtigkeit von 149 m und 250 m im aufrechten bzw. verkehrten Schenkel der gefalteten Frankenfesler Decke in der Bohrung Urmannsau bei Gaming in Niederösterreich angetroffen (A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967, S. 345 ff.). Gleichmaßen dürften die Evaporite der Göllerdecke im Wiener Becken-Untergrund, die in der Bohrung Laxenburg II in 150 m Mächtigkeit unterhalb von 3050 m Tiefe angetroffen worden waren (J. KAPOUNEK et al., 1963,

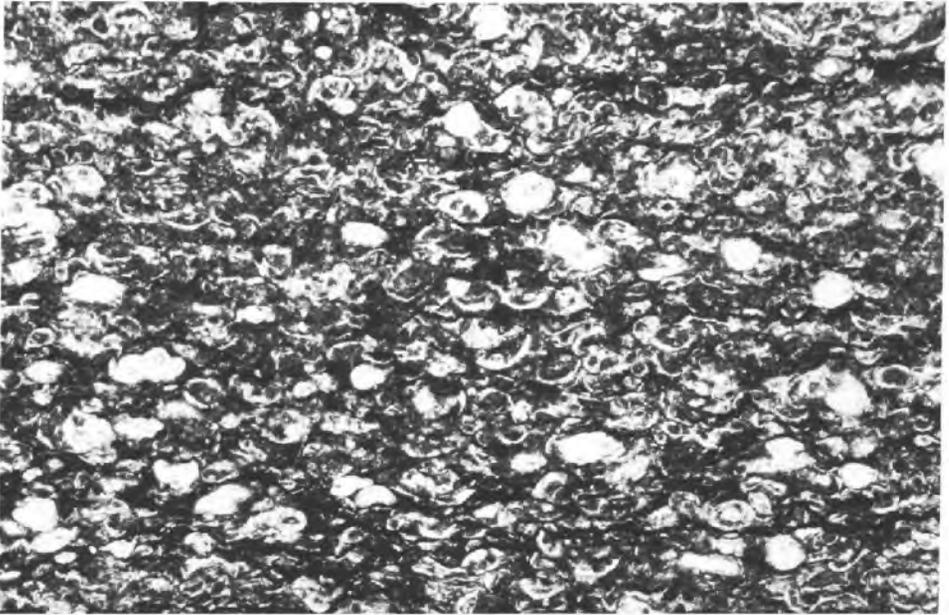


Abb. 68: Schliffbild aus Ostracoden-erfülltem Opponitzer Kalk aus dem Stiegengraben bei Lunz, Nd.-Öst.

S. 213) dem Oberkarn angehören. Die Liegendrauhwacke ist besonders im Westabschnitt des Lunzer Faziesraumes vorhanden und wird weiter im Osten durch die Hangendrauhwacke gleichsam vertreten.

b) Die geringmächtigen Kalke erscheinen nur in vollständig entwickelten Profilen.

c) Die Zementmergel bilden Einschaltungen in den Opponitzer Kalken. Die weißlichen, hell- oder dunkelgrauen, braun verwitternden Mergel können etliche Meter mächtige Partien bilden. Im Idealfall scheinen sie innerhalb der Opponitzer Schichten in zwei Niveaus auf, den beiden höheren Feinklastikaniveaus des Karn der westlichen Nordkalkalpen offenbar entsprechend. Im allgemeinen sind sie mikrofossilarm, eine etwas reichere Fauna aus dem schönen Opponitzer Mergelprofil des Stiegengrabens bei Lunz wird weiter unten beschrieben.

d) Der gut geschichtete Opponitzer Kalk zeigt vorwiegend graue, braune, häufig aber gelblichbraune Farbtöne und eine große Zahl verschiedenartiger Varietäten – Abb. 68.

e) Die Hangendrauhwacke bildet zufolge ihrer Mobilität auf weiten Strecken den tektonischen Abscherungshorizont des Frankenfels-Ternberger Deckensystems. Sie geht nach oben ohne scharfe Grenze in den Hauptdolomit über.

Die Makrofauna ist praktisch auf die Opponitzer Kalke mit ihren Mergellagen beschränkt. Als Hauptelemente der seit alters bekannten (D. STUR, 1871, S. 282 f.; A. BITTNER, 1886, S. 65) Makrofauna seien angeführt: *Gonodon mellingi* (HAUER), *Bakevella bowei* (HAUER), *Amussium filosum* (HAUER), *Palaeocardita crenata guembeli*

(PICHLER). *Lopha montiscaprilis* (KLIPSTEIN), *Costatoria whatleyae* (BUCH). Über die Brachiopoden des Opponitzer Kalkes hat A. BITTNER (1890, S. 145 ff.; 1892, S. 19 f.) berichtet.

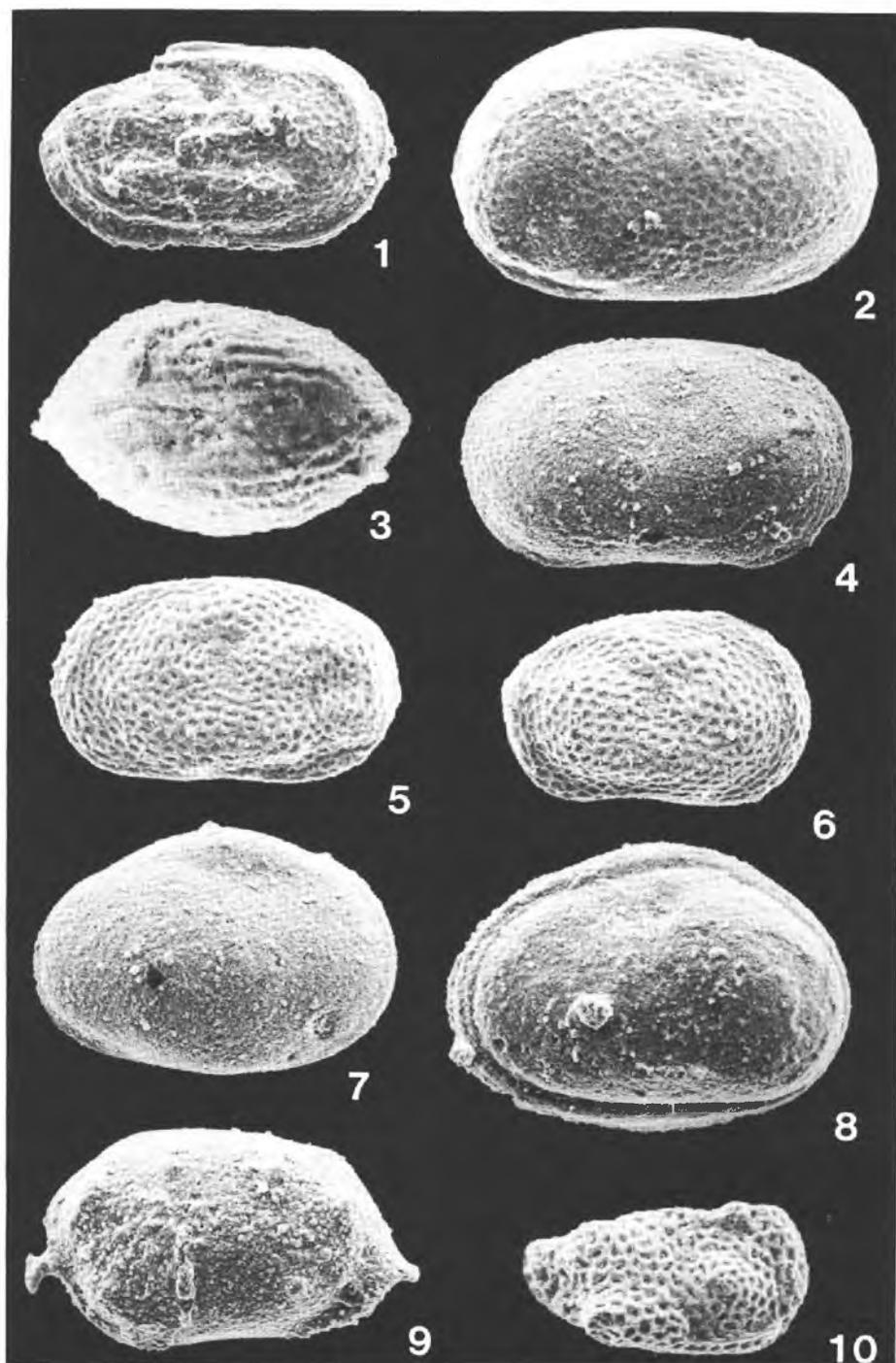
Mikrofauna: Die hervorstechendsten Elemente der Foraminiferenfauna, die im wesentlichen auf das Karn beschränkt sind, sind *Trocholina multispira* OBERH., *Tr. ventroplana* OBERH., *Tr. procera* (LIEBUS), *Angulodiscus eomesozoicus* (OBERH.), „*Involuntina*“ *praegaschei* KOEHN-Z. (L. KOEHN-Z., 1969, S. 17), *Nodosaria raibliana* GÜMBEL etc. (vgl. Abb. 59).

Die Mikrofauna aus Mergelpartien des klassischen Profiles der Opponitzer Schichten im Stiegegraben SW Lunz in Niederösterreich enthält unter anderem auch Holothuriensklerite und Ostracoden, die anzeigen, daß etliche Arten vom Cordevol bis ins Oberkarn durchlaufen (E. KRISTAN-TOLLM. & A. HAMEDANI, 1973, S. 201 ff.): So etwa die Holothurienskleritart *Eocaudina eurymarginata* KRISTAN-TOLLMANN und *Theelia guembeli* KRISTAN-TOLLM. Unter den Ostracoden dieses Abschnittes der Opponitzer Schichten dominiert absolut die Gattung *Reubenella* mit vier Arten, es kommt die aus Raibl beschriebene Art *Leviella raibliana* (GÜMBEL) noch im Oberkarn vor, und es sind wiederum die Gattungen *Kerocythere* und *Mostlerella* vertreten, deren Hauptentwicklung im Karn liegt, die aber auch in die höhere Obertrias emporreichen – Abb. 69.

5. Karnische Echinodermenkalke mit Schiefereinschaltungen (Mürztaler Schichten, Wandaukalk, julische und tuvalische Cidariskalke)

Vorkommen: In der Reihe der eingangs erwähnten, gut individualisierten Regionen mit schieferreicher karnischer Beckenfazies im Zuge der nord- und südjuvavischen Hallstätter Zone ist das Karn vielfach in Form von dunklen bis schwarzen, auch kieseligen oder Hornstein führenden, zähen, an Echinodermen reichen Kalken ausgebildet, die mit Tonschiefern wechsellagern und besonders in den tiefen Lagen mächtigere Partien von Reingrabener Schieferrn enthalten. Typische Regionen hierfür sind die Gebiete der Mürztaler Fazies (nordjuvavisch) und der Aflenzler Fazies (südjuvavisch) im Osten der Kalkhochalpen und bestimmte Abschnitte der Hallstätter Entwicklung im Westen (vgl. Abb. 252). Auch im voralpinen Gebiet gibt es untergeordnet solche mit den unterkarnischen Schieferrn in Verbindung stehende dunkle Echinodermenkalke, für die Abb. 70 ein Beispiel im Schlift liefert.

Abb. 69: Charakteristische Ostracoden der Opponitzer Schichten vom Stiegegraben SW Lunz in Niederösterreich; Material und Photo von E. KRISTAN-TOLLMANN. — Fig. 1: *Leviella raibliana* (GÜMBEL), larvale rechte Klappe, beschädigt, 100×; Fig. 2: *Reubenella avnimelechi* SOHN, rechte Klappe, weiblich, adult, 100×; Fig. 3: *Simeonella brotzenorum* SOHN, Larve, Gehäuse liegend von unten, 210×; Fig. 4: *Reubenella* sp., rechte Klappe, adult, 100×; Fig. 5, 6: *Reubenella gibbera* KRISTAN-TOLLMANN, 100×; Fig. 5: Holotypus der Art, weibliche linke Klappe; Fig. 6: larvale rechte Klappe; Fig. 7, 8: *Reubenella ivisensis* KRISTAN-TOLLMANN, 100×; Fig. 7: larvale rechte Klappe; Fig. 8: adultes weibliches Gehäuse von links; Fig. 9: ? *Nodobairdia mammilata* KOLLMANN, larvale linke Klappe, 100×; Fig. 10: *Mostlerella nodosa* KOZUR, rechte Klappe, 100×.



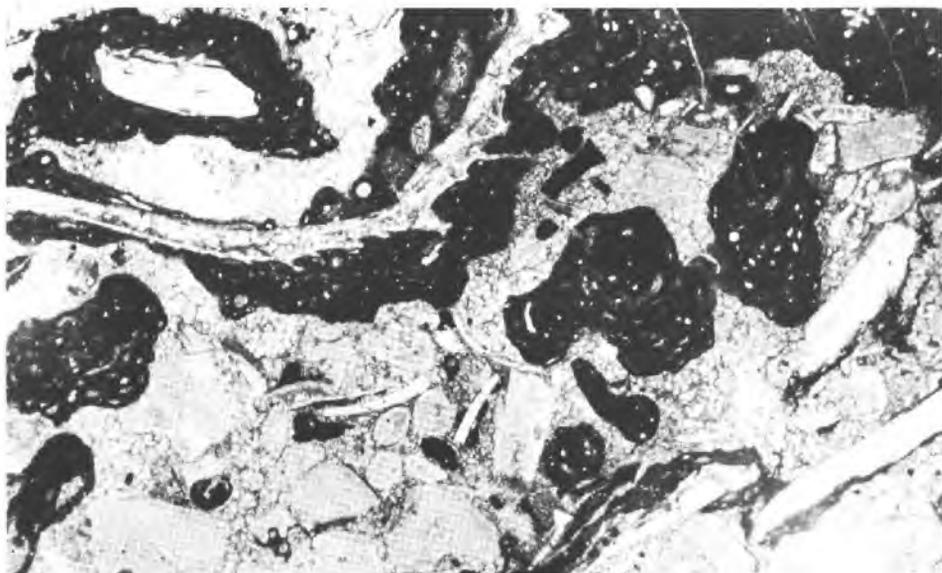


Abb. 70: Dunkelgrauer unterkarnischer crinoidenreicher Kalk mit bis 4 mm großen Stöckchen der sessilen Foraminifere *Tolypamma gregaria* WENDT, auf Muschelschalenresten angewachsen. Julischer Kalk aus der Hinterbrühl W Mödling, Göllerdecke. Die Assoziation erinnert in manchem an die bis zum „Foraminiferen-Riff“ ausgestaltete Vergesellschaftung im karnischen Hallstätter Kalk, die J. WENDT (1969, S. 180 ff.) beschrieben hat.

5 a) Mürztaler Schichten

Begriffsprägung: E. SPENGLER, 1925 a, S. 292.

Vorkommen: Die dunkle, häufig Hornsteinkalke führende obertriadische Serie der Mürztaler Schichten setzt in den Kalkhochalpen im Westen der Mürztaler Alpen südlich vom Student ein, zieht über die Mürzschlucht zum Schneevalpenstock und reicht mit Ausläufern unter der Rax bis zum Kalkalpen-Südrand unter der Schneebergdecke durch.

Lithologie und Alter: Die Mürztaler Schichten bestehen aus dunklen bis schwarzen, häufig Hornsteinknollen führenden, an Echinodermen und Spongien gelegentlich reichen, gut geschichteten bis dickbankigen Kalken, die besonders im tieferen Abschnitt von einer Reihe von Tonschieferpartien durchsetzt sind. Im Westteil ihres Verbreitungsgebietes in den Mürztaler Alpen kommt an der Basis noch eine Wechselagerung der Kalkbänke mit rhythmisch eingeschalteten millimeterstarken Kiesel- und Kalklamellenhorizonten dazu (R. LEIN, 1972, S. 57). Diese Folge der Mürztaler Schichten ist entweder im wesentlichen auf das Karn beschränkt und geht gegen Hangend allmählich in helle, norische Hallstätter Kalke über oder aber sie umfaßt unter Ausfall der Hallstätter Kalke Karn und Nor gemeinsam und wird direkt von Zlambachschichten überlagert. Den erstgenannten Fall zeigt am besten das verkehrt lagernde Profil der Naßköhrschruppe in der Mürzschlucht SE Frein, wo die Mächtigkeit der im wesentlichen karnischen Mürztaler Schichten etwa 300 m erreicht (H. P. CORNELIUS, 1939,

S. 60; 1952, S. 25). Im zweitgenannten Fall, der in der westlich anschließenden Region N Dobrein und N Niederalpl verwirklicht ist, wird eine Mächtigkeit von 500 m erreicht (R. LEIN, 1972, S. 13, Abb. 16: „Hornsteinbankkalk“).

Unter dem Begriff Mürztaler Schichten dürfen nicht auch noch die rhätischen Zlambachschichten der Mürztaler Alpen (G. GEYER, 1889, S. 582) subsummiert werden, sondern der Name soll nur auf die tiefer-obertriadischen Anteile im Sinne von D. STUR (1871, S. 260 f.) beschränkt bleiben.

Eine mikrofazielle Charakteristik der Mürztaler Schichten wurde von E. FLÜGEL (1963 b, S. 72 ff.) gegeben, die allerdings durch die versehentliche Einbeziehung einer Reihe anderer Schichtglieder wie Aflenzerkalk und Zlambachschichten nicht repräsentativ ist. R. LEIN (1972) hat die Serie mikrofaziel neu charakterisiert.

Makrofauna des karnischen Anteiles: Das Alter des karnischen Anteiles der Mürztaler Schichten wird in den Tonschiefern durch *Halobia rugosa* GÜMBEL belegt, die karnischen Kalke enthalten eine Fauna mit reichlich Cassianer Elementen mit *Encrinurus granulatus* MÜNSTER, *Verrucospongia armata* (KLIPST.), *Dendrocoelia dichotoma* LAUBE, *Palaeocera gracilis* (MÜNSTER) etc.

In der Mikrofauna sind es im Karn vor allem wiederum die oben genannten Trocholinen, die eine Einstufung dieser Kalke ermöglichen. Daneben ist die für das karnische Alter bezeichnende Schwebcrinoide *Osteocrinus* durch verschiedene Arten vertreten (E. KRISTAN-TOLLM., 1970, S. 783, Taf. 1) – vgl. Abb. 60–62, 93. Aus den Mürztaler Mergeln schließlich ist jüngst *Kerocythere reticulata* KRISTAN-TOLLM. (1972, S. 46) beschrieben worden, die entgegen H. KOZUR & A. ORAWECZ-SCH. (1972, S. 12) nicht mit *Kerocythere veghae* KOZUR synonym ist, sondern eine selbständige Art darstellt. Der nur im Westen bedeutendere norische Anteil ist durch eine Foraminiferenfauna mit *Duotaxis metula* KRISTAN belegt.

5 b) Das Aflenzer Karn

Lithologische Entwicklung: In der Aflenzer Fazies ist eine dreimalige Wiederholung von Schiefen (Reingrabener Schiefer) und Karbonathorizonten (zwei Wandaukalkpartien und zuoberst dunkler Dolomit) im Jul bis Tuval zu erkennen (E. SPENGLER, 1920, S. 225) – vgl. Abb. 71. Das tiefste Schieferband führt

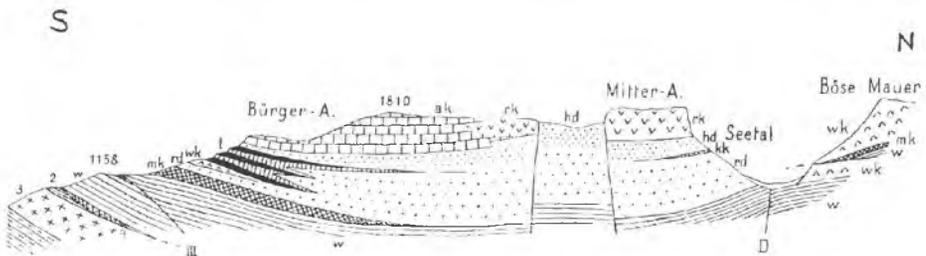


Abb. 71: Die Verzahnung der Aflenzer Beckenfazies mit der Riffazies des Hochschwabes im Profil durch die Bürgeralpe nach E. SPENGLER, 1926 a, Taf. 1, Fig. 6: w — Werfener Schiefer, mk — Gutensteiner Dolomit, rd — Ramsaudolomit, wk — Wettersteinkalk, l — Reingrabener Schiefer mit Kalkzwischenlagen, hd — Hauptdolomit, ak — Aflenzer Kalk, rk — Dachsteinschiefer.



Abb. 72: Schliffbild des karnischen Crinoidenkalkes vom Leckkogelprofil am Gosaukamm, Salzburg, reich an Biogenen und Intraklasten. Negativphoto von R. LEIN, 6,1 \times .

Halobia rugosa GÜMBEL und *Carnites floridus* WULFEN. Das oberste Schieferband enthält *Cuspidaria alpiscivicae* BITTNER. Die zwischengeschalteten dunklen Wandakalke – im Sinne von D. STUR, 1871, S. 246 – gleichen in Fazies und Fauna jenen der Mürtzaler Schichten. Sandsteine fehlen hier vollkommen. Die Serie ist heute besonders gut entlang der neuen Bürgeralpenstraße aufgeschlossen und deshalb lehrreich, da hier einerseits der dreifache Rhythmus Tonschiefer-Karbonat auftritt, der dann weithin in den Nördlichen Kalkalpen und in den oberostalpinen Schollen in den Zentralalpen wiederzufinden ist, ferner aber auch, da hier der sehr rasche seitliche Übergang in die Dolomitfazies, die im Nordwesten das mergelige Karn vollkommen ersetzt, überblickt werden kann (vgl. S. 518). Die Mächtigkeit der karnischen Serie beträgt im Bürgeralpenprofil etwa 300 m (E. SPENGLER, 1926, S. 51, Taf. 1).

Zur regionalen Verbreitung dieser schieferreichen, Echinodermenkalk führenden, aber sandsteinfreien karnischen Entwicklung im Bereich des Kalkalpen-Südrandes sei noch kurz auf die vergleichbaren Vorkommen weiter im Westen hingewiesen, bei denen sich allerdings die Tonschiefer noch stärker in den Vordergrund schieben: Ein analoger, dreigliedriger Rhythmus wie in der Aflenzer Fazies, nur unter stärkerem Zurücktreten der Kalklagen innerhalb der karnischen Schieferserie stellt sich zunächst wieder in 28 km Entfernung WNW von Aflenz jenseits des Hochschwabzuges bei Hinterwildalpen ein (E. SPENGLER, 1926 a, S. 52). Weiter im Westen sind z. B. vergleichbar: Die Hüpflinger Fazies im Gesäuse, die schieferreichen Serien in der Hallstätter Zone südlich unter dem Dachsteinmassiv, das Karn im Blühnbachtal und jenes auf der

Hochkönig-Südseite (G. SCHULER, 1968, Abb. 3). Zuzolge der absoluten Dominanz der Schiefer in den letztgenannten Profilen ist hierauf bereits S. 140 bei Besprechung der Reingrabener Schiefer hingewiesen worden – vgl. Abb. 57.

5 c) Cidariskalk

Begriffsfassung: Seit E. BÖSE (1898, S. 722) die „Cidaritenbreccie“ beschrieben hat, wird in verschiedenen Arbeiten von Cidaris-Schichten bzw. -Kalken berichtet, worüber O. KÜHN (1962, S. 87 ff.) einen gedrängten Überblick gibt.

Vorkommen: Besonders der tuvalische Cidariskalk ersetzt in der Hallstätter Zone vielerorts die diesem Niveau in den Voralpen entsprechenden Opponitzer Schichten, so etwa im Bereich der Hohen Wand im Osten, in den Mürztaler Alpen oder in der Zlambachfazies im Gebiet des Grundlsee im Salzkammergut (dort gehört auch der jüngst zu Unrecht als karnischer Anteil von „Pötschen-Schichten“ mit keulenförmigen Seeigelstacheln von W. SCHÖLLBERGER, 1974, S. 115, bezeichnete Kalktypus diesem Cidariskalk an). Der Cidariskalk ist aber nicht nur auf die Hallstätter Zone beschränkt, sondern kann auch auf andere Abschnitte, namentlich im hochalpinen Raum, übergreifen.

Lithologie und Mächtigkeit: Der hell- bis dunkelbraune, gut geschichtete oder gebankte, gelegentlich von Brekzien begleitete Kalk ist oft partienweise

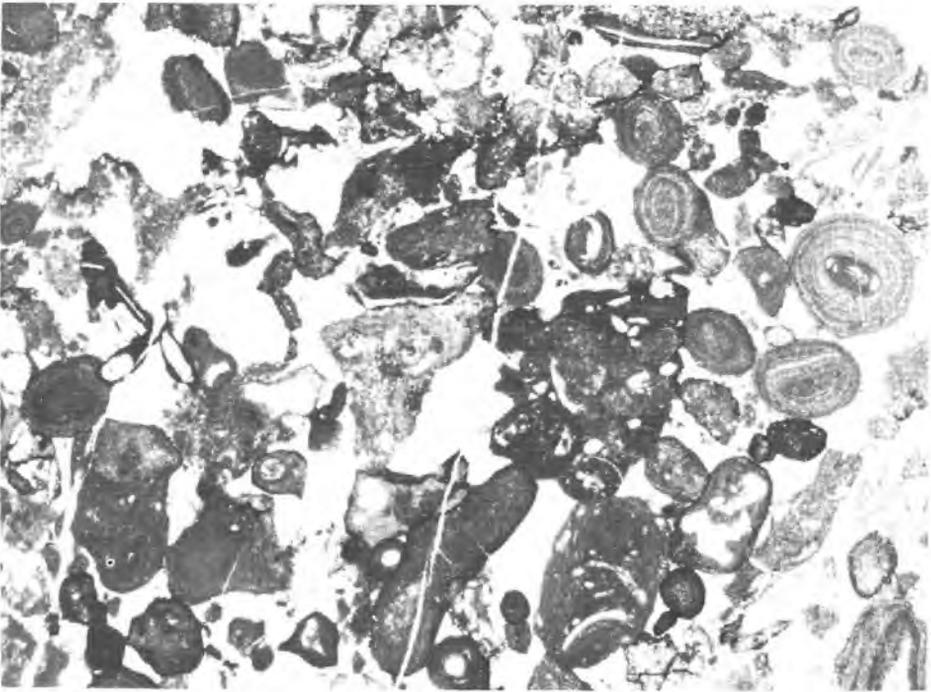


Abb. 73: Ooide sind fast stets ein wesentlicher Bestandteil des tuvalischen Cidariskalkes. Stärker vergrößertes Schliffbild vom Cidariskalk nördlich des Rastberges, Hohe Wand, Nd.-Öst.



Abb. 74: *Amblysiphonella*, eine Sphinctozoe, im tuvalischen Cidariskalk ENE des Rastkreuzes auf der Hohen Wand, Nd.-Öst.; Höhe des Schwammes 5,5 mm (det. E. OTT).

verkieselt. In mikrofazieller Hinsicht sticht der überaus charakteristische, weit verbreitete Typus eines Biointraoomikrites, reich an Biogenen und Intraklasten, hervor, der durch den beträchtlichen Anteil an Ooiden und Oncoiden das relativ seichte Bildungsmilieu dokumentiert – Abb. 72–73. Der Cidariskalk erreicht nicht selten eine Mächtigkeit von etwa 100 m, maximal rund 300 m.

F a u n a : Die Cidariskalke enthalten neben Brachiopoden, Mollusken und Schwämmen (Abb. 74) vor allem Echinodermenreste mannigfaltiger Art. Die großen, keulenförmigen Stacheln von *Cidaris dorsata* BRAUN sind ihr Charakterfossil (Abb. 75), daneben solche von *Cidaris waechteri* WISSMANN, ferner Trochiten von *Encrinurus cassianus* LAUBE, *E. granulosus* (MÜNSTER), *Isocrinurus propinquus* (MÜNSTER) etc. – zur Bestim-

mung der Echinodermenfauna sei vergleichsweise auf die Monographie von F. BATHER (1911) und den taxonomisch allerdings revisionsbedürftigen Cassianer Fossilatlas von R. ZARDINI (1973) verwiesen.

Für die Mikrofauna ist die Beteiligung der karnischen Foraminiferenarten *Trocholina multispira* OBERH., *Tr. ventroplana* OBERH. (vgl. Abb. 59, Fig. 10–11) und von Vertretern der Gattung *Arenovidalina*, *Spirophthalmidium* und *Agathammina* bezeichnend. Weitere Arten von Foraminiferen und Conodonten gibt W. SCHÖLLNER (1974, S. 113 f.) aus dem von ihm als „Hornstein-Bankkalk der Lunzer und Raibler Schichten“ bezeichneten typischen oberkarnischen Cidariskalk aus der Zlambachfazies-Region südlich vom Grundlsee an.

6. Carditaschichten

Begriffsprägung: H. PRINZINGER, 1855, S. 338 (vor A. PICHLER, 1856, S. 725) nach dem häufigen Auftreten der Bivalvengattung (*Palaeo-*)*Cardita*. – Ausführliche historische Übersichten über die Verwendung und Abwandlung des Begriffes bei O. KÜHN (1962, S. 77 ff. – wenig präzise), H. JERZ (1966, S. 8) und G. SCHULER (1968, S. 6).



Abb. 75: Tuvalischer Cidariskalk aus der Grundlsee Zlambachfazieszone SW vom Grasberg mit angewitterten keulenförmigen Stacheln von *Cidaris dorsata* BRAUN.

Auftreten und Ausbildung: In jenen Gebieten der Kalkalpen, wo die schieferreiche Entwicklung des Karn primär weitgehend oder vollständig reduziert ist und das lithologisch erfaßbare „Karn“ nur in einem wenige Meter mächtigen Paket von „Carditaschichten“, d. h. zum Teil oolithischen Kalken mit Cidarisstacheln, Crinoiden und Brachiopoden und geringen Schieferlagen steckt, ist der Großteil der karnischen Sedimente offenbar noch in der unterlagernden und überlagernden Karbonatplatte, also im Wettersteindolomit bzw. im Hauptdolomit oder Dachsteinkalk enthalten.

Das berühmte Beispiel der Verzahnung des Karn der Aflenzler Fazies auf der Bürgeralpe mit dem Riff des Hochschwabes (E. SPENGLER, 1920, Taf. 4) zeigt den seitlichen Ersatz der unteren beiden karnischen Schiefer-Kalkzyklen durch Ramsaudolomit, des oberen Zyklus durch Hauptdolomit (Abb. 71). Eine zweite ebenso klassische Stelle, wo auf einer Strecke von wenigen hundert Metern die Verzahnung von 300 m mächtigem, vielfältigem Karn in Lunzer Fazies mit dem Wettersteindolomit und seiner Hauptdolomitbedeckung der südlich anschließenden Rohrer Fazies überblickt werden kann, liegt in der Reisalpendecke im Fenstergraben 4 km südlich von Kleinzell in Niederösterreich (E. SPENGLER, 1928 a, S. 115; 1931 a, S. 39; 1931, Kt.; 1959, S. 291). Hierbei werden die Opponitzer Schichten durch Hauptdolomit, die tieferen Anteile des Karn durch Wettersteindolomit vertreten – vgl. Abb. 247.

Im Mittelabschnitt der Kalkalpen, z. B. im Hochkalter-Tirolikum (W. BARTH, 1968, S. 129) oder im Juvavikum der Berchtesgadener Decke steckt nach G. SCHULER (1968, Taf. 1) der Hauptanteil des Karn im „Hauptdolomit“ über dem schmalen Schiefer-Oolith-Onkolith-Horizont, der als Ganzes das unterste der drei Hauptschiefer-niveaus des Karn repräsentiert, also das Jul einleitet. Analog fallen bei Reduktion der Schieferhorizonte in den westlichen Kalkalpen im Nordteil stets die höheren Niveaus zugunsten der Karbonatentwicklung aus (H. JERZ, 1966, S. 16 ff.), obgleich dort noch eine spezifisch entwickelte „Raibler Karbonatserie“ unter dem Hauptdolomit zu erfassen ist (siehe S. 164).

In abgewandelter Form kann diesem Faziesraum auch noch die von W. GROTTENTHALER (1972, S. 6 ff.) als „Zentralfazies“ bezeichnete karnische Entwicklung im Raum der Totengebirgsdecke und Dachsteindecke angeschlossen werden, wo ebenfalls der gesamte höhere Abschnitt des Karn als Dolomit ausgebildet ist, aber der basale Komplex mit dem liegenden Grenzhorizont aus bituminösem Kalk und Onkoiden und mit der darüberfolgenden Tonschieferserie mit ein bis zwei Sphaerocodienbänken bzw. einer Oolithbank bereits größere Mächtigkeit im Ausmaß von durchschnittlich 20 m bis 30 m oder darüber hinaus erreicht.

Bei einem Vergleich der vier mitgeteilten Beispiele vom Ersatz des schieferreichen vielgliedrigen Karn durch kompakte Dolomite (oder Kalke) fällt auf, daß in den erstgenannten Beispielen angeblich der oberste Schieferhorizont die größte Beständigkeit zeigt und zunächst die tieferen karnischen Partien vollkommen durch Dolomit ersetzt werden, während bei den letztgenannten, in neuerer Zeit – nach besserer Kenntnis des Karn insgesamt – untersuchten Beispielen sich der untere Hauptschieferhorizont als dominantes Element erwies.

Betreffs der Fauna sei auf die Anmerkungen beim Cidariskalk und bei den Nordalpinen Raibler Schichten verwiesen.

7. Nordalpine Raibler Schichten (Zirler Schichten)

Begriffsprägung „Raibler Schichten“ in den Südalpen: F. FOETTERLE in F. v. HAUER, 1856 b, S. 745. – F. v. RICHTHOFEN übertrug als erster 1859, S. 101, die Bezeichnung auf die nordkalkalpinen karnischen Schichten. Ausführliche historische Behandlung des Begriffes bei O. KÜHN (1962, S. 371), H. JERZ (1966, S. 8) und G. SCHULER (1968, S. 6).

Bezeichnung: Diese Schichtgruppe stellt gegenüber den zuvor genannten Schichtgliedern einen in den westlichen Kalkalpen angewendeten Sammelbegriff für die julische bis tuvalische Gesteinsgruppe dar. Die aus den Südalpen stammende Bezeichnung „Raibler Schichten“ wurde von F. v. RICHTHOFEN (1859) auch auf die Sedimente der karnischen Stufe in den westlichen Nordkalkalpen übertragen und wird heute in dieser Region ganz allgemein für die julisch-tuvalische Serie angewendet. Der ursprünglich hier seit A. PICHLER (1856) synonym dazu verwendete Begriff „Carditaschichten“ wurde von S. v. WÖHRMANN (1889, S. 225) nur auf die „Untere Abteilung“ mit *Cardita crenata guembeli* PICHLER beschränkt, etwa den julischen Aon/Lunzer Schichten des Ostens entsprechend, während die „Obere Abteilung“ als Nordalpine Torerschichten bezeichnet wurde, charakterisiert durch das gebietsweise häufige Auftreten von Ostreen, besonders *Alectryonia montiscaprilis* (KLIPSTEIN), etwa den tuvalischen Opponitzer Schichten des Ostens analog (vgl. H. JERZ, 1966, S. 8 ff.). Die Bezeichnung für diese westkalkalpine karnische Schichtgruppe ist durchaus unglücklich, da sie weder in bezug auf das Alter noch im entfernten in bezug auf die lithologische Gliederung mit den Raibler Schichten der Südalpen übereinstimmt oder auch nur Beziehungen aufweist. Die Raibler Schichten der Südalpen mit ihrer völlig abweichenden Gliederung von jenen der nordalpinen Fazies setzen ja auf Grund des Vorkommens von *Trachyceras aon* MÜNSTER (Abb. 12, Figur 2) bereits tiefer, schon im Cordevol ein (G. v. ARTHABER, 1906, S. 300). Wenn man also schon den Namen in den Nordalpen verwenden wollte, müßte man zur Unterscheidung mindestens die Bezeichnung „Nordalpine Raibler Schichten“ verwenden. Besser aber wäre, ihn durch einen unbelasteten Lokalnamen aus dieser nordalpinen Faziesregion zu ersetzen – etwa durch „Zirler Schichten“ nach der reichhaltigen und detailliert studierten (H. JERZ, 1966, S. 10 ff.) karnischen Serie bei Zirl in Tirol.

Fazies: In fazieller Hinsicht gewinnt man durch den zutreffenden Vergleich der Nordfazies der Nordalpinen Raibler Schichten in den westlichen Kalkalpen mit der Lunzer Fazies (H. JERZ, 1966, S. 88) Anschluß an die Verhältnisse im Osten. Diese Nordfazies ist durch das Fehlen aller höheren Schieferserien, durch eine mächtige Rauhackenbildung und durch ihren salinaren Charakter in den hohen Partien sowie durch das Fehlen der Sphaerocodien von der Südfazies mit ihrer reichen Untergliederung unterschieden und zeigt daher wesentlich engere Beziehungen zu der Lunzer Fazies.

Gliederung: Die Sedimente des Jul und Tuval sind im Gesamtbereich der westlichen und im Westabschnitt der mittleren Kalkalpen, bis wohin man sie unter der Bezeichnung „Nordalpine Raibler Schichten“ zusammenfaßt, jüngst sedimentologisch im Detail durchgearbeitet worden (H. ANGERMAIER et al., 1963; H. JERZ, 1966; W. SCHULER, 1967, 1968; W. HARSCH, 1968, 1970; O. SCHULZ, 1970; W. GROTTENTHALER, 1972). Danach läßt sich trotz aller lokalen Differenzierungen und Reduzierungen in den am

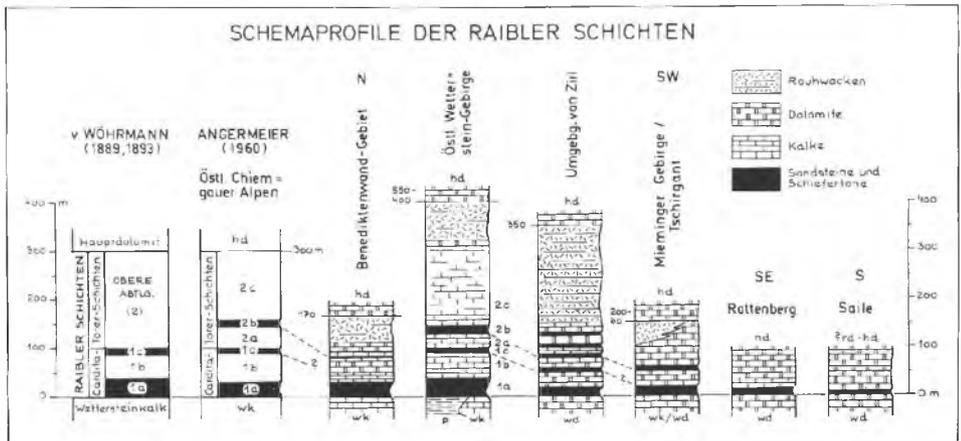


Abb. 76: Schematische Profile der Nordalpinen Raibler Schichten in den westlichen Nordkalkalpen nach H. JERZ, 1966, Abb. 1; Profilserie von Norden (links) nach Süden (rechts).

reichsten entwickelten Profilen, besonders im Bereich der zentralen Längszone, eine dreifache Wiederholung von Tonschiefer-Karbonatserien feststellen (Abb. 76). Es wurde hierbei folgende Gruppierung vorgenommen:

- A. Untere Abteilung („Carditaschichten“ – Name ungeeignet, siehe S. 159 f.):
- a) Untere Schiefertonserie (Horizont 1 a)
 - b) Untere Karbonatgesteinsserie (Horizont 1 b)
 - c) Mittlere Schiefertonserie (Horizont 1 c)
- B. Obere Abteilung („Torer Schichten“ – Name ungeeignet, siehe S. 161):
- a) Mittlere Karbonatgesteinsserie (Horizont 2 a)
 - b) Obere Schiefertonserie (Horizont 2 b)
 - c) Obere Karbonatgesteinsserie (Horizont 2 c)

Der Gesteinsbestand der einzelnen Horizonte umfaßt folgende Haupttypen (Lit. siehe oben, petrographische Beschreibung bei O. SCHULZ, 1970, S. 203 ff.):

A a) Der Horizont 1 a, die Untere Schieferton-Sandstein-Serie ist die mächtigste und am konstantesten über alle Teilbereiche hin anhaltende feinklastische Folge mit durchschnittlich 30 m, maximal 140 m Stärke. Sie lagert konkordant über Wettersteinkalk mit seiner Pyritgrenzschwarte (O. SCHULZ, 1970, S. 203) und über Partnachschichten, wobei die Untergrenze gegenüber letzteren mit der ersten Sandschüttung und der sprunghaften Zunahme des Mikrofossilgehaltes gezogen wird (H. JERZ, 1966, S. 71, 76). Über den Arlbergschichten setzt dieser Horizont lokal südlich von Lech mit groben Basalkonglomeraten auf (W. STENDEL-RUTKOWSKI, 1962, S. 537). Innerhalb des Horizontes 1 a erfolgt relativ rasch der Ausgleich des im Cordevol noch vorhandenen, 100 m überschreitenden submarinen Reliefunterschiedes (W. HARSCH, 1968, S. 28). Der Gesteinsbestand umfaßt zunächst allgemein dunklen Tonschiefer (Illit als Tonmineral überwiegt weitaus), gegen oben erfolgt ein allmählicher Übergang in Sandstein, und im höchsten Teil stellen sich wiederum Schiefer mit Karbonatlagen ein (Onkolithe, Oolithe, Mergelkalke, Lumachellen). Der Sandstein ist in diesem tiefsten klastischen

Horizont über das Gesamtgebiet verbreitet, während er in den höheren möglichen feinklastischen Horizonten nur im Süden und Südwesten erscheint (Abb. 36). Der dünnplattige, feinschichtige Sandstein stellt petrographisch eine Feldspat-Grauwacke oder Arkose dar und enthält neben Pflanzenhäcksel lokal maximal dezimeterdicke, einst auch abgebaute Kohleflözchen im Nordrandgebiet (Füssen, Reutte) und im Südrandabschnitt (Imst) – H. JERZ, 1966, S. 85. Die Kalkeinschaltungen der mittleren und südlichen Längszone enthalten die Onkolith bildende Grünalge *Sphaerocodium borne-manni* ROTHPLETZ (bis 1,3 cm große Knollen), die in der Nordrandzone fehlt (H. JERZ, 1966, S. 53) – Abb. 77. Das Bildungsmilieu kann nach dem Vorkommen von Lunzer Sandstein reich an Sedimentstrukturen und den Sphaerocodien als bewegtes Flachwasser bezeichnet werden – Sphaerocodien gedeihen manchmal bis in Tiefen von 100 m, wesentlich besser im seichteren Wasser. Altersmäßig sagt übrigens *Sphaerocodium bornemanni* als Einzelform wenig aus, wie K. LEUCHS (1925 b, S. 6) dargelegt hat, der es aus dem norischen Plattenkalk als Seltenheit beschrieb – vgl. auch K. CZURDA (1970, S. 477) und K. CZURDA & L. NIKLAS (1970, S. 179) – und auch aus anderen Stufen erwähnte. Das massenhafte Auftreten im Karn aber ist schon bezeichnend.

A b) Der Horizont 1 b stellt eine maximal 60 m mächtige Kalk-Dolomit-Folge dar. Sie beginnt mit der überaus charakteristischen Leitbank des „Gelbkalkes“, einem gelblichen, mürben Kalk-Dolomit-Horizont mit Wühlgefügen, also einem mergeligen Bioturbationskalk, dessen Analogon noch im Drauzug südlich der Zentralalpen in genau gleicher Position wiederzufinden ist. Die Hauptmasse des Horizontes 1 b darüber besteht aus dünnbankigem Kalk und Dolomit, aus frühdiagenetischen Dolomiten mit Feinschichtung und Stromatolith-Dolomiten, die auf eine Entstehung im Lagunenbereich einer äußerst flachen See mit hoher Salinität hinweisen. In der Südzone wurde ein Spongien-Kieselbänderkalk beobachtet. Die Serie ist wohl zufolge der Hyperhalinität äußerst fossilarm.



Abb. 77: Kohlenvorkommen und Pflanzenreste sowie Gipsvorkommen in den Nordalpinen Raibler Schichten der westlichen Nordkalkalpen; ferner ist die Nordgrenze der Verbreiterung von *Sphaerocodium borne-manni* ROTHPLETZ eingetragen. Nach H. JERZ, 1966, Abb. 31–32, und G. SCHULER, 1968, Abb. 18.

A c) Der 20 m bis 25 m mächtige zweite Tonschieferhorizont (1 c) kam ebenso wie die höheren mächtigeren Feinklastika-Horizonte nur in der Mittel- und Südlängszone, nicht in der Nordzone zur Ausbildung, die aus einer zusammenhängenden Karbonatfolge mit Evaporiten im Hangenden des durchgehend ausgebildeten tiefsten Schiefer-Sandsteinhorizontes besteht. Die Zusammensetzung des zweiten Schieferhorizontes ist stärker differenziert (H. JERZ, 1966, S. 12): Über einer tieferen Schiefer-ton-Fossilkalkserie stellen sich in höherer Lage pflanzenführende Sandsteine und zuoberst dunkle Ostreen-Echinodermenkalke und Oolithe ein.

B a) Die Mittlere Karbonatgesteinsserie (Horizont 2 a) besteht aus 15 m bis 20 m mächtigen Kalken und Dolomiten, die im Nord- und Südrandbereich mehr hervortreten.

B b) Der Obere Schieferhorizont (Horizont 2 b), der durchschnittlich 20 m bis 25 m, lokal auch 35 m Mächtigkeit erreicht, fehlt im Norden. Er besteht aus meist kalkigen Tonschiefern, in denen lokal (Vorarlberg, Heiterwand) noch Sand-schüttungen auftreten. Neben Sandkalkbänken mit massenhaft *Myophoria fissidentata* WÖHRMANN, Lumachellekalken, Oolithen und Onkolithen ist die Einschaltung einer weithin aushaltenden Leitbank aus Echinodermenspatkalk mit Sphaerocodien hervor-zuheben.

B c) Eine größere Variabilität und rasche seitliche Abänderung zeigt der Horizont 2 c, die bis 330 m dicke Obere Karbonatgesteinsserie, worunter die im Hangenden der fossilreichen Bänke einsetzende Folge verstanden wird. Die Serie setzt sich aus Kalken, Schlickgeröllkalken, Dolomiten, auch Stromatolith-Dolomit, resedimentierter Dolomitmbrekzie, Rauhvacen und Evaporiten zusammen und enthält im südlichen Gebiet auch noch 2 m bis 5 m mächtige weitere Schiefer-tonhorizonte (4. bis 5. Horizont) mit Sandsteinlagen (Zirl, Solstein, Heiterwand). Die gesamte Serie läßt auf eine gegen oben hin zunehmende Verflachung des Ablagerungsraumes, verbunden mit steigender Salinität, schließen. Die Rauhvacke verdankt zum Teil Resedimentationsprozessen ihre Bildung (H. JERZ, 1966, S. 59), aber die Hauptmasse hängt sicherlich mit dem salinar-lagunären Einfluß, mit ursprünglich geringen Gipsgehalten zusammen. Die Mächtigkeit der Rauhvacke ist in den Nordrandgebieten am größten (über 100 m), nimmt gegen Süden hin ab und endet an einer schrägen, WSW-ENE verlaufenden Grenze östlich des Kaisergebirges (G. SCHULER, 1968, S. 48, Abb. 18). Unter den Evaporiten treten Anhydrit und Gips stockartig mit Mächtigkeiten bis zu 25 m bis 30 m auf – vgl. Abb. 77. Sie werden zum Teil noch heute abgebaut, so bei Nassereith und bei Weißenbach bei Reutte (O. SCHMIDEGG, 1955 b), wo Jahresvarven nachweisbar waren (H. JERZ, 1966, S. 61 f.). Am konstantesten sind diese Sulfatgesteine in der Vorarlberger Fazies verbreitet, reichen aber gegen Osten in der Nordrandzone noch mit einst bauwürdigen Vorkommen ins Heuberg- und Hochfellngebiet, obgleich dort östlich des Inn die Salinarfazies stark zurücktritt (G. SCHULER, 1968, S. 38). R. v. KLEBELSBERG (1935, S. 62 f.) gibt eine gedrängte Übersicht über die bedeutenden Raibler Gipsvorkommen in Tirol und Oberbayern. Lokal kam es im oberkarnischen Salinar sogar zur Ablagerung von Steinsalz, das, wenn auch spurenweise, im einstigen Gipsbergbau südlich von Kochel angetroffen worden war (C. E. SCHAFFHÄUTL, 1851, S. 34; G. MÜLLER-DEILE, 1940, S. 12) und auch in Steinsalzpseudomorphosen im Osten von Liechtenstein erfaßt werden konnte.

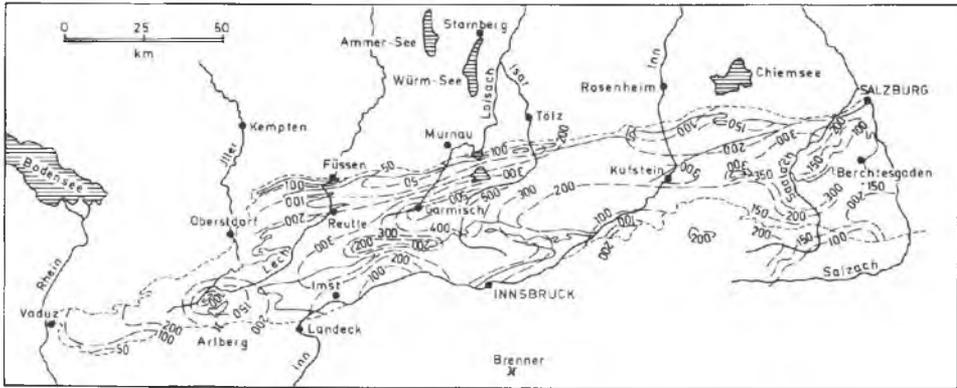


Abb. 78: Die Mächtigkeit der Nordalpinen Raibler Schichten in den westlichen Kalkalpen nach W. HARSCH, 1970, Abb. 4, H. JERZ, 1966, Abb. 28, und G. SCHULER, 1968, Abb. 15. Tektonik nicht rückgeformt.

Die Mächtigkeit der Nordalpinen Raibler Schichten in den westlichen Kalkalpen erreicht einen Maximalbetrag von rund 500 m in einer mittleren, WSW-ENE streichenden Längszone, die östlich vom Inn bei Kufstein in Ostrichtung einschwenkt und bei St. Johann noch 350 m Schichtmächtigkeit zeigt. Gegen Norden hin tritt eine Mächtigkeitsabnahme bis zu einer Schwellenzone mit Beträgen von 40 m bis 60 m auf, ähnlich gegen Süden, während am äußersten Nordrand wiederum ebenso wie ganz im Süden (200 m Mächtigkeit) höhere Mächtigkeitswerte aufscheinen – Abb. 78.

Die Untersuchung der Schüttungsrichtung der Klastika und die Art der Schwerminerallieferung haben ergeben, daß ein nördliches Liefergebiet, daß sich gegen Osten bis in den Meridian der Kampenwand östlich vom Inn hinzog, aus einem granatreichen Metamorphitbereich gegen Süden schüttete (H. JERZ, 1966, S. 86), während östlich anschließend im Meridian des Hochfeln saure Eruptiva als Liefergebiet zu vermuten sind.

Eine zweite Schüttung erreichte von einem bunten zusammengesetzten Liefergebiet den Südteil der westlichen Kalkalpen (G. SCHULER, 1968, S. 42, 50; 1971, S. 121 f.). Hier ist auf apatitreiches magmatisches Gestein im Westen, auf ein plagioklasreiches, etwa granodioritisches Gestein im Mittelabschnitt ab Karwendel und auf Granatgneise noch weiter im Südosten zu schließen; schließlich ist zufolge des ausgewogenen Schwermineralspektrums mit Granat und der stabilen Schwermineralgruppe im Meridian des Hochkönig ein aus Metamorphiten und sauren Eruptiva bestehendes Hinterland zu registrieren.

In fazieller Hinsicht ist in den Nordalpinen Raibler Schichten der westlichen Kalkalpen nach lithologischen Merkmalen eine Längsgliederung in drei Zonen zu bemerken (H. JERZ, 1966, S. 87), und zwar eine nördliche und westliche mit zeitweiser Salinarfazies, eine mittlere küstenferne mit hohen Mächtigkeiten und eine südliche mit geringen Werten der Mächtigkeiten. Nach biofaziellen Merkmalen zerfällt dieser Raum demnach in zwei Zonen: in die nördliche, zeitweise hyperhaline, fossilarme Fazies, frei von Sphaerocodien, die gegen Osten über Salzburg hinaus bis zum Traunsee verfolgt

werden konnte (W. GROTTENTHALER, 1972, Kt.), und die größere südliche Region mit reichhaltigem Fossilgehalt mit Sphaerocodien, Austern, Echinodermen etc. Es ist bezeichnend, daß bei ausgreifendem Faziesvergleich gegen Süden hin der Drauzug sich in bezug auf das Karn nach diesen erwähnten Einzelheiten eng an diese Südfazies anschließt. Bezüglich von Paläotemperaturbestimmungen sei vergleichsweise auf die Ermittlung von 17 Grad C für Fossilschalen aus den Raibler Schichten von Raibl in den Südalpen verwiesen (W. KALTENEGGER et al., 1971, S. 281).

In der Makrofauna sind folgende Elemente für die einzelnen Horizonte bezeichnend (S. v. WÖHRMANN, 1889, S. 181 ff.; 1894, S. 693 ff.; A. BITTNER, 1890, S. 145 ff.; O. AMPFERER, 1924 b, S. 31 ff.; L. NÖTH, 1926, S. 430 f.; R. v. KLEBELSBERG, 1935, S. 60; H. ANGERMAIER et al., 1963, S. 100; vgl. südalpine Raibler Fauna-Zusammenfassung bei P. LEONARDI, 1968, ferner Cassianer Echinodermen-Atlas von R. ZARDINI, 1973): Die Untere Schiefertongfolge (1 a) weist die Leitform *Traumatocrinus caudex* (DITTMAR) auf, führt ferner *Sphaerocodium bornemannii* ROTHPLETZ, *Palaeocardita crenata guembeli* (PICHLER). Letztgenannte Art kommt auch noch in der Mittleren Schiefertongfolge (1 c) vor, für die aber *Iloernesia sturi* (WÖHRMANN), *Heminajas fissidentata* (WÖHRMANN) und *Anoplophora recta* (GÜMBEL) neben Sphaerocodien, Cidaristacheln etc. bezeichnend sind. Die Obere Schiefertongfolge (2 b) wird durch eine Fauna mit *Amussium filosum* (HAUER), *Alectryonia montiscaprilis* (KLIPSTEIN), *Angustella angusta* (GOLDFUSS), *Pteria aspera* (PICHLER) und *Terebratulula paronica* TOMMASI gekennzeichnet. Gegliederte Schwämme aus den Sphaerocodienkalken beschrieb E. OTT (1967). Über die schon bei G. ARTHABER (1906, S. 316) aus Vorarlberg angeführte karnische Art *Megalodus triquetter* WULFEN sowie die sonst für den tieferen Dachsteinkalk bezeichnende Art *Megalodus complanatus* GÜMBEL – allerdings hier mit Vorbehalt bestimmt – berichtete jüngst aus Oberen Raibler Schichten des Arlberggebietes F. CZURDA (1973, S. 400).

Die Mikrofauna der Nordalpinen Raibler Schichten, die bei relativer Artenarmut unter den Foraminiferen besonders Lageniden und unter den Ostracoden besonders Bairdien führt, ist erst zum kleinen Teil untersucht. G. BUNZA & H. KOZUR (1971) haben aus einer ausnahmsweise mikrofossilreichen oberkarnischen Probe im Aachenseegebiet eine Reihe von Ostracoden beschrieben.

8. Tisovec-Kalk

Begriffsprägung: V. KOLLAROVA-ANDRUSOVOVA, 1960, S. 106.

Bezeichnung und Verbreitung: Recht untergeordnet, aber in der Literatur doch mehrfach erwähnt, treten im Jul-Tuval helle Riffkalke und Riffschuttkalke auf, von den meisten Autoren bisher entweder als „karnische Wettersteinkalke“ oder „karnische Dachsteinkalke“ (H. ZAPPE, 1972, S. 519) bezeichnet – Abb. 79. Ein Herabreichen des Dachsteinkalkes in das Karn wurde ja schon früh auf Grund der geringen Mächtigkeit des Raibler Bandes mancherorts im Bereich der Dachsteinkalkfazies vermutet bzw. sichergestellt (z. B. auf der Reiteralm östlich von Lofer – F. F. HAHN, 1913 b, S. 389; im Watzmann – G. ARTHABER, 1906, S. 322, Abb. etc.). O. KÜHN (1962, S. 104) hatte sich dagegen ausgesprochen.

Nun zeigt sich aber, daß die Erfassung dieses karnischen Riff-(Schutt)kalkes als

eigenes Glied völlig gerechtfertigt ist. Dieser Typus tritt besonders in den östlichen Kalkhochalpen hervor und schiebt sich noch mehr in der Fortsetzung dieser Zone in den Westkarpaten, den Gemeriden, in den Vordergrund. E. KRISTAN (1958, S. 259) hat entsprechende Kalke der Hohen Wand als „Opponitzer Riffkalk“ bezeichnet. Als günstiger Name erscheint aber die von V. KOLLAROVA-ANDRUSOVOVA (1960, S. 106; vgl. 1967, S. 272) in den Karpaten aufgestellte Bezeichnung Tisovec-Kalk, da dort darin julische und tuvalische Anteile durch Ammoniten und Kalkalgen belegt werden konnten (J. BYSTRICKY, 1967, S. 264; 1973, S. 300 f.). Als Hochgebirgs(korallenriff)kalk wird die Riffkalkmasse Mitteltrias-hohe Obertrias bezeichnet.

In den Kalkalpen sind derartige julisch-tuvalische Riffkalke s. l. in der Zlambachzone des steirischen Salzkammergutes bekannt (A. TOLLMANN, 1960 b, S. 63; W. SCHÖLLNBERGER, 1974, S. 114), ferner jüngst in größerem Umfang aus den Mürztaler Alpen beschrieben worden (R. LEIN & H. ZAPFE, 1971, S. 136; H. ZAPFE, 1972, S. 587 ff.), wo sie im liegenden Anteil reich an Cidarisstacheln, Korallen, Crinoiden und Kalkschwämmen sind, im Hangendanteil aber aus kaum gebankten Algenkalken mit Oncoïdlagen mit *Poikiloporella duplicata* (PIA) – Reichweite Karn bis Unternor – sowie der für das höhere Karn bezeichnenden Bivalve *Cornucardia hornigii* (BITTNER) – vgl. H. ZAPFE, 1972, S. 592 ff. – auftreten (Abb. 79–80). Tisovec-Kalk erscheint hier in den östlichen Kalkhochalpen sowohl am Südrand der voralpinen Dachsteinkalkregion

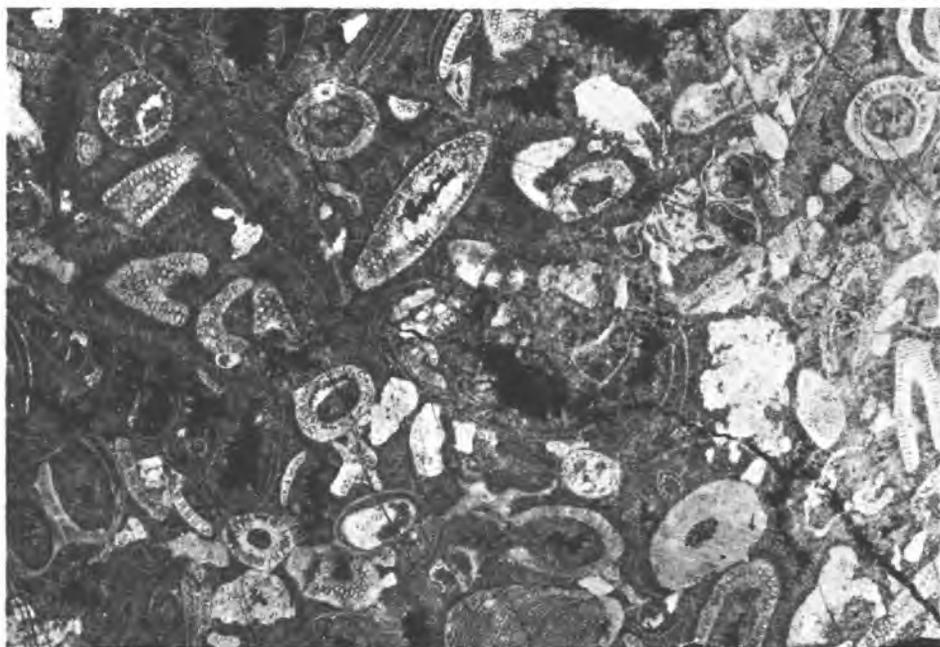


Abb. 79: Tisovec-Kalk vom Schönhaltereck in den Mürztaler Alpen, Steiermark, mit *Poikiloporella duplicata* (PIA) und *Parachaetetes* sp. (zartwüchsige Rotalge). Negativphoto von R. LEIN, 5,9 ×.

(Waxeneck im Schneecalpegebiet am Plattform-Südrand gegen die nordjuvavische, im Süden anschließende Mürztaler Beckenfazies hin) als auch, wie erst jüngst durch R. LEIN (1972, S. 81, 85) bekannt geworden, in der zweiten, selbständig im Süden durchziehenden hochalpinen Dachsteinkalk-Fazieszone zwischen nord- und südjuvavischem Hallstätter Kanal, nämlich in der Zone Hochschwab-Veitsch-(Roßkogel-Deckscholle), die zum Schneeberg hinüberzieht. Die Verwendung der Bezeichnung Tisovec-Kalk

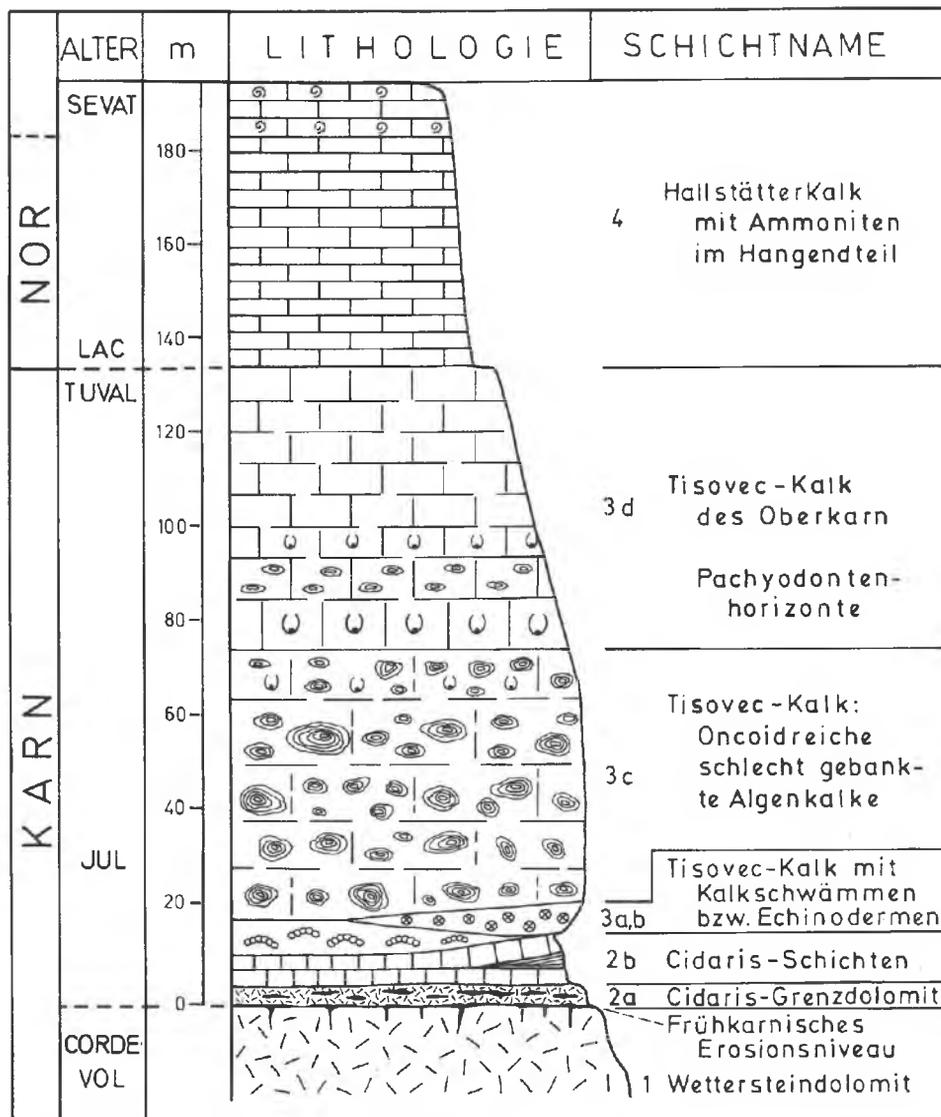


Abb. 80: Das Tisovec-Kalk-Profil am Schönhaltereck in den Mürztaler Alpen nach R. LEIN & H. ZAPFE, 1971, Abb. 2. Stratigraphische Begriffe hinzugefügt.

für eine derartige spezifische Plattform-Ausbildung des Jul-Tuval ist voll berechtigt (A. TOLLMANN, 1972 d, S. 195).

Schließlich hat R. LEIN (1975) auch im Südrandgebiet der Dachsteindecke Tisovec-Kalk durch Conodonten und Algen belegt: So tritt dieser hier in massiger, z. T. dolomitierter, onkolithischer Ausbildung, reich an Algen wie *Teutloporella herculea* (STOPP.) und *Poikiloporella duplicata* (PIA) im Mandlingzug, also in der tektonischen Unterlage der Dachsteindecke auf und geht im Oberstuval in Hallstätter Kalke über. Andererseits stellt er sich auch im Südrandgebiet der Dachsteindecke selbst ein, wie etwa im Gipfelaufbau des Stoderzinken bei Gröbmung, wobei die Basis des Tisovec-Kalkes dort durch neun Conodonten-Formen von R. LEIN als cordevolisch eingestuft worden ist.

8 a) Tisovecdolomit

Begriffsprägung: Neue Bezeichnung als Analogiebildung zum Namen Tisovec-Kalk in dolomitischer Ausbildung.

Definition: Weißer karnischer Riffdolomit mit ungeschichtetem bis undeutlich gebanktem Habitus, vielfach reich an nur teilweise sparitisch ausgefüllten Hohlräumen und lokal mit reicher karnischer Makrofauna.

Typlokalität und stratigraphische Position des erwähnten Tisovecdolomites: Schroff zerrissene Dolomit-Felsreihe westlich ober der Schneckenalm 3 km SE vom Ostende des Grundlsee im steirischen Salzkammergut im Verband der Zlambachfazieszone (Nördliche Hallstätter Zone). Dieser Dolomit schaltet sich hier zwischen unterkarnischem Reingrabener Schiefer und Lunzer Sandstein im Liegenden und oberkarnischem Cidariskalk im Hangenden ein. Seine Mächtigkeit beträgt dort bei starkem Schwanken in der westlichen Fortsetzung wohl über 200 m.

Lithologie und Fauna: Die hellen, löcherig-drusigen, feinkristallinen Dolomite im erwähnten Dolomit-Felszug zwischen Schneckenalm und Schlaipfenalm stellen die dolomitisierte Entwicklung des karnischen Riffkalkes, Typus Tisovec-Kalk, in der nordjuvavischen Grundlseeer Hallstätter Zone dar, wo auch die entsprechenden kalkigen Typen der Tisovec-Schichten in gleicher Position unmittelbar jenseits östlich des Salztales nördlich vom Lawinenstein auftreten. Ursprünglich als Ramsaudolomit gedeutet (A. TOLLMANN, 1960 b, S. 60), wurde das karnische Alter durch den Fund einer kleinen Makrofauna mit *Cidaris dorsata* BRAUN, reich an Korallen, Bivalven, Gastropoden und Algen, auch Ammoniten führend, entdeckt durch G. SCHÄFFER und D. van HUSEN bei der 1967 geführten Instituts-Exkursion, klar gestellt. Auch W. SCHÖLLNER (1974, S. 114) hat diesen fossilführenden Dolomit auf Grund der Kenntnis dieser Funde in das Karn eingereiht.

9. Hallstätter Kalk, karnischer Anteil

Der Begriff Hallstätter Kalk stammt von F. v. HAUER, 1853, S. 723. Auf ältere, nicht eingebürgerte Synonyme wie „Dürrenberger Kalk“ H. BRONN (1832, S. 158) u. a. wird hier nicht mehr eingegangen.

Gesteinscharakter: Die Hallstätter Kalke der Nördlichen Kalkalpen sind rote, graue, weiße oder verschiedenartige Farbschattierungen aufweisende mikritische Kalke mit überwiegend pelagischer, charakteristisch zusammengesetzter Fauna, darunter

massenhaft Bivalven-Protoconche („Filamente“ im Querschnitt). Hallstätter Kalke können geschichtet, knollig, geflasert oder massig ausgebildet sein. Der Tongehalt der Kalke ist gering, in den Schichtfugen und Flaserzügen ist er angereichert und besteht aus Illit, Chlorit, Montmorillonit und Kaolinit (J. RIECHE, 1971, S. 89 ff.; H. ZANKL, 1971, S. 152).

Die Bildungszeit des Hallstätter Kalkes in den Nordkalkalpen erstreckt sich vom mittleren Anis bis ins Sevat, das bisher zum Obenor gerechnet wurde, in Herkunft wohl ins Unterrhät zu stellen sein wird. Der ursprünglich nur für oberanisisch gehaltene Schreyeralmkalk hat mittelanisische bis ladinische Anteile gezeigt; die lange Zeit als Charakteristikum der Hallstätter Zone des Salzkammergutes angenommene „ladinische Schichtlücke“ hat sich bei Neuuntersuchung der Hallstätter Kalke nicht als real erwiesen: Die grauvioletten Bankkalke der Hallstätter Entwicklung gehören vorwiegend dem Ladin an (L. KRYSZYN & W. SCHÖLLNBERGER, 1972, S. 66 f.). In anderen Abschnitten der Hallstätter Zone (Mürztaler Alpen) wird das Ladin durch Dolomite repräsentiert. Der Schwerpunkt der Hallstätter Kalkbildung aber liegt im Karn und Nor. Über das Sevat hinaus hält die Hallstätter Kalkbildung im Rhät nicht mehr an.

Die Mächtigkeit dieser Sonderfazies bleibt auch im obertriadischen Anteil weit hinter jener der übrigen Serien der Obertrias zurück und beträgt insgesamt für Karn und Nor etwa 80 m bis 140 m (W. SCHLAGER, 1969, S. 306) oder weniger.

Regionale Verbreitung: Die Sonderfazies des Hallstätter Kalkes ist auf eine bestimmte Zone, die in Teilkanälen verlaufende Hallstätter Zone, beschränkt, die sich in den Kalkalpen von Lofer im Westen über Hallein, Lammertal, Salzkammergut, Vorland des Hochschwabes, Mürztaler Alpen und Hohe Wand bis Hernstein im Osten fortgesetzt und streckenweise nicht nur in die zwei Hauptkanäle, sondern noch weitere lokale Verzweigungen gegliedert ist. Die karnischen Hallstätter Kalke sind im Südkanal besonders im West- und Mittelteil entwickelt, man kennt sie bereits vom Lofer-Unkener Gebiet (F. F. HAHN, 1910, S. 330), mit besonderem Fossilreichtum aber aus der Halleiner Region (B. PLÖCHINGER, 1955, S. 100; H. PICHLER, 1963, S. 155 ff.), dann von den klassischen Lokalitäten im Salzkammergut (E. KITTL, 1903, S. 8 ff.; G. ARTHABER, 1906, S. 369 ff.; C. DIENER, 1921, 1926; A. TOLLMANN, 1960, S. 75 ff.; W. SCHLAGER, 1967 b, S. 231 ff.; 1969, S. 293; L. KRYSZYN et al., 1969; 1972; L. KRYSZYN, 1973) und gegen Osten hin bis zu den Vorlagen des Hochschwabes (Bergstein – H. KOLLMANN, 1964 a, S. 78 f.). Weiter im Osten ist der karnische Hallstätter Kalk spärlich. Er wird z. B. im Balberstein im Miesenbachtal vermutet (B. PLÖCHINGER, 1967, S. 25). Es scheint aber, daß mitteltriadischer und karnischer Hallstätter Kalk in der ganzen Längserstreckung der Kalkalpen nur im südjuvavischen Hallstätter Kanal zur Ausbildung gelangt sind, während im Nordkanal die Hallstätter Entwicklung überhaupt erst im Nor begann und auf Nor und Rhät beschränkt ist. Im Nordkanal herrschte im Lammertal im Karn Dolomit-, Schiefer- und dunkle Kalk-Bildung (die wenigen Hallstätterkalke sind wohl tektonische Deckschollen vom Südkanal), im Salzkammergut die Grundlseer Zlambachfazies mit einem lunzerartigen Karn, in den Mürztaler Alpen Tisovec-Kalk als Schwellensediment und das schieferreiche Mürztaler Karn ohne Hallstätter Kalk als Beckenfazies, im Miesenbach-Hohe-Wand-Sockel ebenfalls Lunzer Sandstein führendes Karn. Auf den enormen Gegensatz in der Fazies des tieferen Anteiles der Triasserie zwischen nördlicher und südlicher Entwicklung ist ja im Salz-

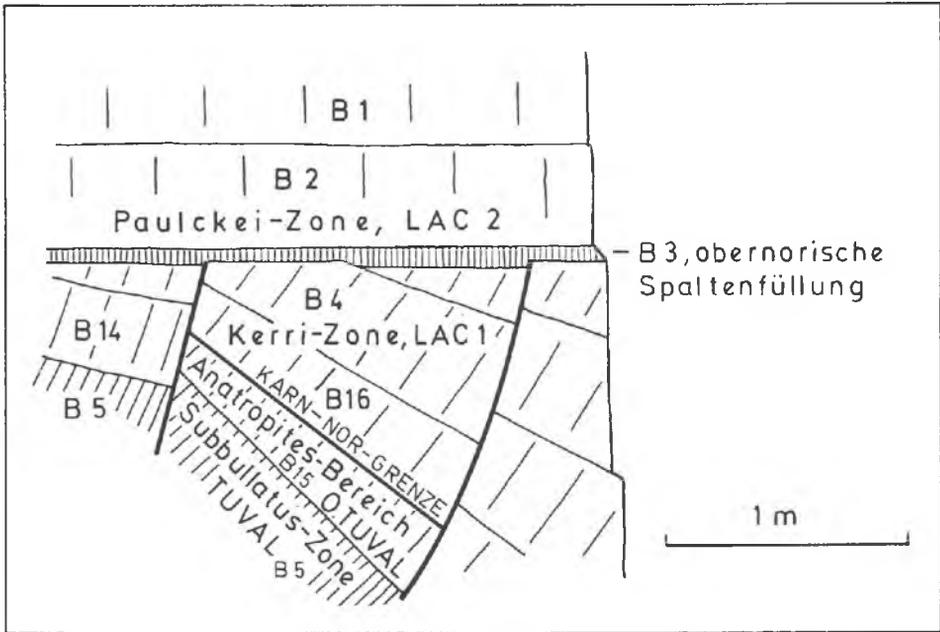


Abb. 81: Die Karn-Nor-Grenze im Hallstätter Kalk im Steinbruch auf der Nordseite des Feuerkogels bei Mitterndorf im steirischen Salzkammergut. Schichtreduktion, syndedimentäre Schollenkipfung und S-Spalten-Füllungen haben das komplizierte Bild ergeben, das L. KRYSŤYN (1973, Abb. 4) enträtselt hat.

kammergut vom Verfasser seit der Entdeckung der kompletten tieferen Abfolge der Hallstätter Nordfazies im Grundlsecc-Tauplitz-Gebiet (1958 b, 1960 b) gegen mancherlei Einwände wiederholt hingewiesen worden.

Die Lokalität am Feuerkogel-Nordhang NW von Mitterndorf im Salzkammergut ist als Typusregion des karnischen Hallstätter Kalkes von besonderer Bedeutung: Von C. DIENER (1921, S. 25) als tuvalisch betrachtet, von L. KRYSŤYN (1970 a, S. 498) auch im julischen Anteil erfaßt, war sie trotz der Kondensation 1971 (L. KRYSŤYN et al., S. 612 ff.) zum Stratotyp des Tuval gewählt und zur Festlegung der Karn-Norgrenze herangezogen worden (Abb. 81). Syndedimentäre Schollenverkipfung und enorme Reduktion haben das Bild hier so kompliziert, daß nur eine eingehende Analyse der Ammoniten- und Conodontenfauna die genaue Horizontierung der einzelnen Bänke dieser klassischen Lokalität ermöglicht hat – L. KRYSŤYN, 1973, S. 119, Abb. 4, 1974 c – Abb. 81. Weitere klassische karnische Hallstätter Kalk-Profile, neu studiert, liegen knapp südwestlich vom Gipfel dieses Feuerkogels, wo im gebankten roten Hallstätter Kalk Jul und Tuval, darüber noch das basale Nor und im unterlagernden roten Knollenkalk noch Cordevol belegt sind (L. KRYSŤYN et al., 1972, S. 97 ff., Abb. 5–6; L. KRYSŤYN, 1973, S. 118, Abb. 3) – Abb. 82 – sowie im Sommeraukogel bei Hallstatt (L. KRYSŤYN et al., 1971, S. 612 ff.; L. KRYSŤYN, 1973, S. 120 ff., 1974), wo auch Langobard noch durch Ammoniten eingestuft ist.

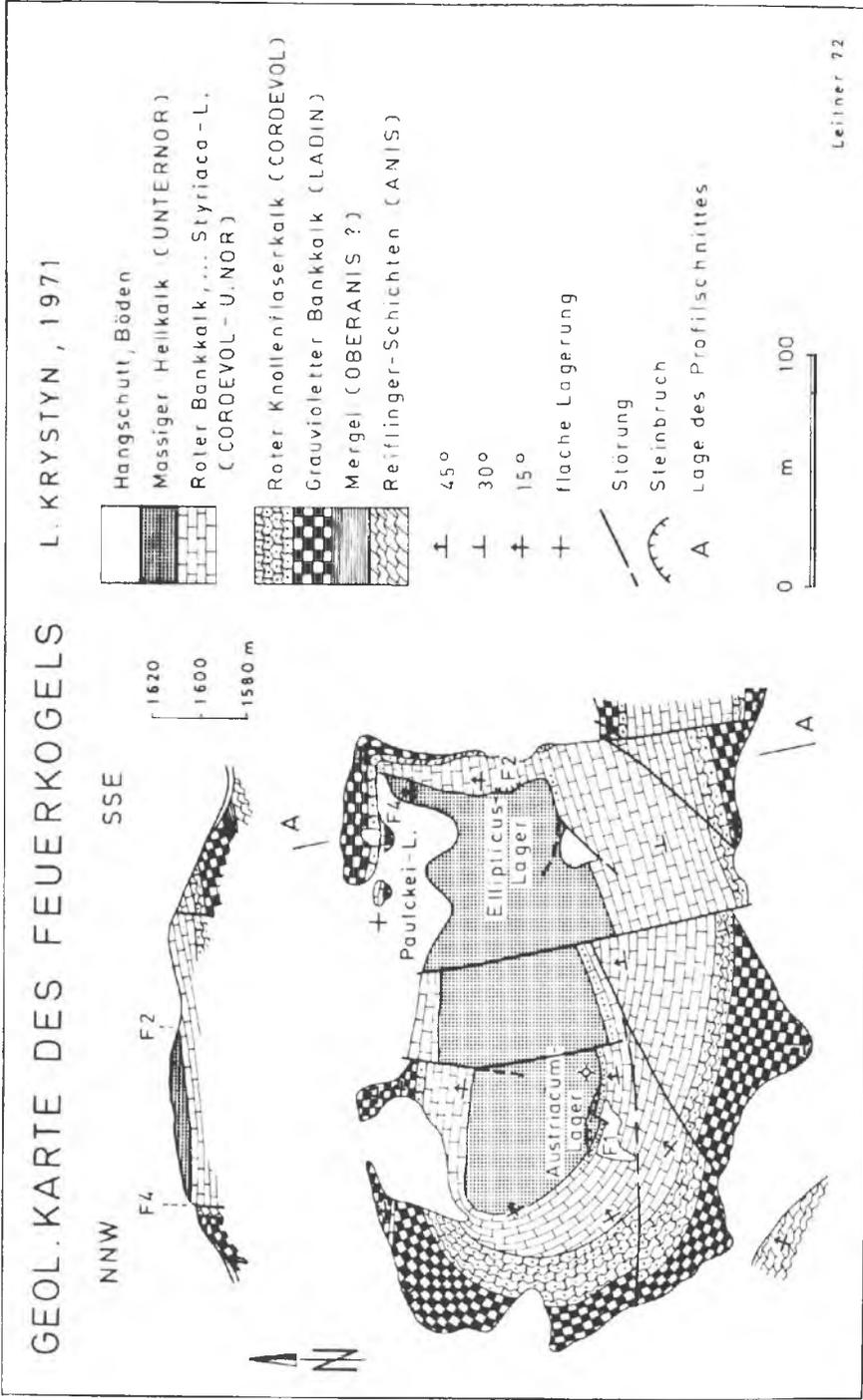


Abb. 82: Das Hallstätter Kalk-Profil des Feuerkogels bei Mitterndorf im Salzkammergut und der räumliche Aufbau dieses Hallstätter Kalk-Gipfels. Stratotypus des Tuval. F1—F4: Klassische Ammonitenfundpunkte. Nach L. KRYSSTYN, 1973, Abb. 2.

Die Normalschichtfolge im Hallstätter Kalk ist erst in jüngster Zeit erfaßt worden (W. SCHLAGER, 1969, S. 293; L. KRYSZYN, 1974). Dieses Unterfangen war deshalb erschwert gewesen, da Kondensation und fossilreiche Spaltenfüllungen die Analyse behindert hatten (W. SCHLAGER, 1969; L. KRYSZYN et al., 1971, S. 593; H. ZAPPE, 1971, S. 583). Ein Überblick über die Gesamtabfolge im Hallstätter Kalk (über die karnische Stufe hinaus) läßt folgendes Schema erkennen – in der Einstufung der Typen gegenüber der ursprünglichen Darstellung von W. SCHLAGER (1969) durch L. KRYSZYN & W. SCHÖLLNBERGER (1972, S. 66 ff., S. 94) und L. KRYSZYN (1974 a) abgeändert – vgl. Abb. 83:

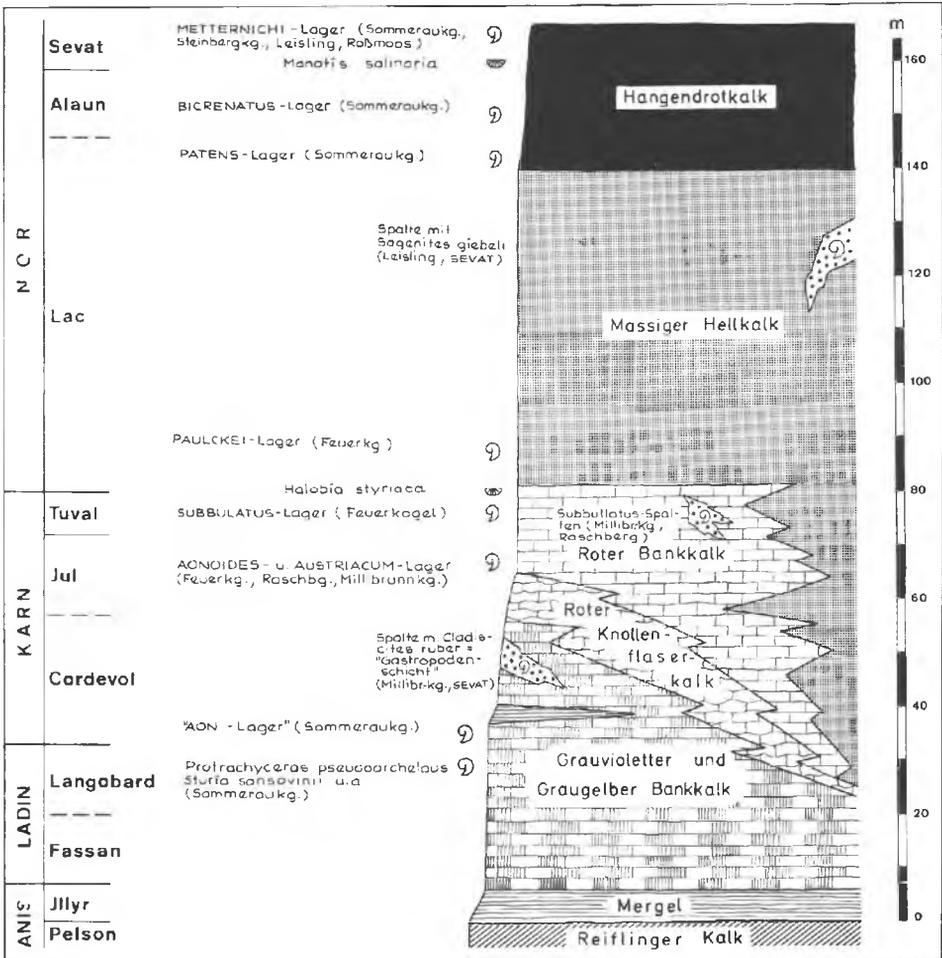


Abb. 83: Das Normalprofil im Hallstätter Kalk nach L. KRYSZYN, 1974 a, Abb. 1. Gegenüber früheren Annahmen fällt auf, daß die meisten karnischen und norischen Hallstätter Kalk-Typen kein regelmäßiges Übereinander, sondern ein tief bis ins Ladin hinunterreichendes, faziell bedingtes Nebeneinander bilden.

- a) Etwa 10 m bis 15 m Schreyeralmkalk (Mittelanis bis Ladin): Dickbankiger, roter, mikritischer, meist stark kondensierter Kalk.
- b) Etwa 20 m bis 50 m grauvioletter (und graugelber) Hallstätter Bankkalk (Oberstanis bis Unterkarn: Oberillyr, Fassan, Langobard, Cordevol): 10 cm bis 20 cm dick, ebenflächig oder wellig geschichtete, mikrosparitische oder pelsparitische, etwas kieselige, basal hornsteinführende, grauviolette bis graugelbe Kalke (hierher gehört auch der „graugelbe Bankkalk“ W. SCHLAGER, 1969). Die erwähnten Unterstufen sind durch Conodonten und Ammoniten belegt.
- c) 5 m bis 15 m Draxlehner Kalk = Roter Hallstätter Knollenflaserkalk (Langobard bis Tuval): 10 cm bis 30 cm dickschichtiger knollig-flasriger, fleischroter Mikrit. Im Salzkammergut Langobard bis Jul, im Hallein-Loferer-Gebiet nur Tuval (B. PLÖCHINGER, 1955, S. 100; H. PICHLER, 1963, S. 157 f.); durch Conodonten belegt.
- d) Bis 50 m Roter Hallstätter Bankkalk (Langobard bis unteres Nor): 20 cm bis 50 cm dick geschichteter, ebenflächiger, roter, mikritischer Kalk, häufig mit Eisen-Mangan-Oxydkrusten an Subsolutionsflächen. Gegen oben seitlicher Ersatz durch massige helle Hallstätter Kalke möglich. Altersbelegt besonders durch Ammoniten und durch die *Halobia styriaca*-Lumachelle (Unternor).
- e) Etwa 30 m bis 120 m Massiger Hallstätter Hellkalk (Langobard bis Unternor): Fossilarmer, mikritischer, weißer, auch gelblich bis rosa gefärbter, massiger oder undeutlich dickbankiger Kalk, durch Conodonten eingestuft. Er kann seitlich die verschiedenen Rotkalktypen bis in das Langobard ersetzen.
- f) Rund 20 m Hallstätter Hangendrotkalk (Oberstes Unternor bis Ende Sevat): Plattige bis wellig-schichtige mikritische rote Kalke, gegen oben hin gelegentlich in hellgraue bis weißlichgraue Kalke des obersten Sevat übergehend. Gute Ammonitenbelege, ferner *Heterastridium*, *Monotis salinaria* (BRONN) und Lumachellen.

Die Gliederungsversuche im „Pseudo-Hallstätter Kalk“ und Hallstätter Kalk, die G. SCHMITZ (1960, S. 23–26, unveröffentlicht) und H. FLÜGEL & H. PETAK (1964, S. 19 ff.) mit verschiedenem Ergebnis unternahmen und hiebei eine Reihe von Schichtnamen schufen bzw. veröffentlichten (Klobenwandkalk, Lanaukalk, Scheiblingkalk), sind für die Hallstätter Kalk-Stratigraphie bedeutungslos.

Die Genese der Hallstätter Kalke: Im Gegensatz zur älteren Vorstellung, die einen bathyalen Bildungsraum (Meerestiefe größer als 200 m) für den Hallstätter Kalk angenommen hatte (vgl. hierzu H. ZAPPE, 1959, S. 125, sowie historische Zusammenstellung der Auffassungen in graphischer Form bei J. RIECHE, 1971, S. 140), gehen heute die Ansichten aller Forscher dahin, daß es sich beim Hallstätter Kalk im allgemeinen um Bildung eines neritischen Meeres, kaum tiefer als 50 m bis 200 m gehandelt habe (vgl. z. B. H. ZANKL, 1967, S. 134; 1971, S. 155). Der Hallstätter Kalk wurde in der an die Karbonatplattform der Obertrias anschließenden Beckenfazies gebildet. Neben der primären Rotfärbung der Hallstätter Kalke, die schon als eisenoxydreicher Rotschlamm sedimentiert worden sind, tritt untergeordnet auch sekundäre Rotfärbung und Entfärbung im Hallstätter Kalk auf (W. SCHWARZACHER, 1948, S. 37). Wesentlich für die Rotfärbung der Kalke ist ein durch bewegtes Bodenwasser gut durchlüftetes Gebiet, in welchem demnach oxydicierende Bedingungen herrschten, die auch noch in das

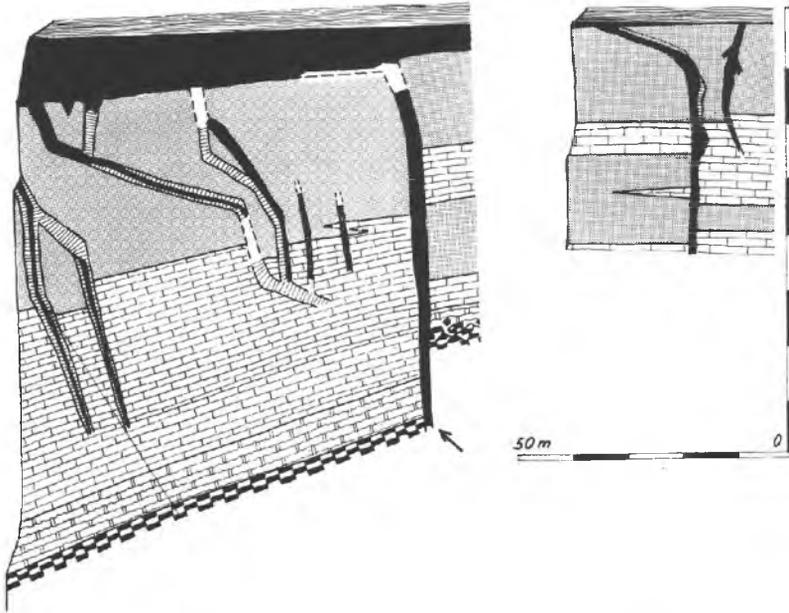


Abb. 84: Synsedimentäre Spaltenbildung und -füllung im Hallstätter Kalk des Sommeraukogels nach W. SCHLAGER, 1969, S. 3C2, Abb. 7.

Sediment tief eingriffen. Als Heimat derartiger Hallstätter Kalk-Bildung kämen danach in erster Linie flache Schwellenzonen innerhalb der Becken in Frage, auf denen neben den angeführten Bedingungen durch den mit leichter Bodenströmung verbundenen geringen Sedimentanfall zusätzlich eine geringe Sedimentationsrate vorhanden ist. Durch Krusten im Sediment bezugte Subsolutions und Kondensationen weisen ebenfalls in diese Richtung. Die eingehendste Analyse des Bildungsraumes der Hallstätter Kalkstämme stammt von J. RIECHE (1971, S. 141 ff.), der alle lithologischen, geochemischen und paläontologischen Daten über diesen Kalktypus für eine derartige Analyse zugrunde legte. In dieser Arbeit sind auch (S. 148) die Daten über die bisherigen Paläotemperaturbestimmungen für die Obertrias zusammengestellt – vgl. auch S. 219, 260, 278.

Die Art des Auftretens der Fossilführung: Die Anhäufung der Fossilien im Hallstätter Kalk in meist eng begrenzten „Linsen“ ist heute durch Subsolutions bei geringer Sedimentation und vielleicht auch durch Frachtsonderung verständlich. In den karnischen Hallstätter Kalken treten gleichermaßen wie im Nor im allgemeinen zwei Typen von Fossilagerstätten auf: Schichtlagerstätten in Subsolutionskalken und Lagerstätten in synsedimentären Spalten – Abb. 84. Zur ersteren gehören nach L. KRYSZYN et al., 1971, S. 286, folgende karnische Fossilinseln: Jul: *Trachyceras aonoides*-Lager am Raschberg östlich von Goisern und am Millibrunnkogel nördlich davon; *Austriacum*-Lager und *Ellipticus*-Lager am Feuerkogel NE Äußere Kainisch; *Subbullatus*-Lager des Tuval der gleichen Lokalität; ferner gehören die schichtförmig eingeschalteten Schille von wohl pseudoplanktonischen Bivalven wie *Halobia* und im Nor *Monotis* zu diesem Typus. Zu den Spaltenlagerstätten sind hin-

gegen (J. c., S. 288) die tuvalischen Subbullatus-Lager mit *Tropites subbullatus* (HAUER) vom Raschberg, Millibrunnkogel und vom Rappoltstein WNW von Hallein zu zählen (L. KRYSZYN et al., 1968, S. 331; 1970, S. 491) – Abb. 85.

Bearbeitung der Makrofauna: Die erstaunliche Formenfülle der Fossilien in den Hallstätter Kalken hat sei je das Interesse der Paläontologen auf sich gezogen. In zahllosen Publikationen ist bereits in der klassischen Zeit der Erforschung der Hallstätter Zone der Fossilinhalt beschrieben worden. Bevor eine Kurz-Übersicht über die leitenden, für die stratigraphische Zonierung wesentlichsten Elemente der Hallstätter Fauna gegeben wird, soll eine Zusammenstellung der wichtigsten paläontologischen Untersuchungen über die karnisch-norisch-sevatischen Hallstätter Fossilien vorausgeschickt werden.

Mit der Gesamtfauuna der obertriadischen Hallstätter Kalke befaßten sich in der klassischen Forschungs epoche Arbeiten von G. ARTHABER, 1906, S. 365 ff.; C. DIENER, 1916; 1921 a; 1925 a; A. v. DITTMAR, 1866. Im Hinblick auf die einzelnen Makrofossilgruppen der Hallstätter Kalke seien erwähnt: Hydrozoen – A. E. REUSS, 1865 b; Korallen – F. FRECH, 1890; A. E. REUSS, 1855; Bivalven – M. HÖRNES, 1855; 1856 b; E. KITTL, 1912; E. v. MOJSISOVICS, 1874 b; Gastropoden – M. HÖRNES, 1855; 1856; E. KOKEN, 1897 a, b; Cephalopoden – C. DIENER, 1917; 1919 a–b; 1920 a–b; 1921 b–c;

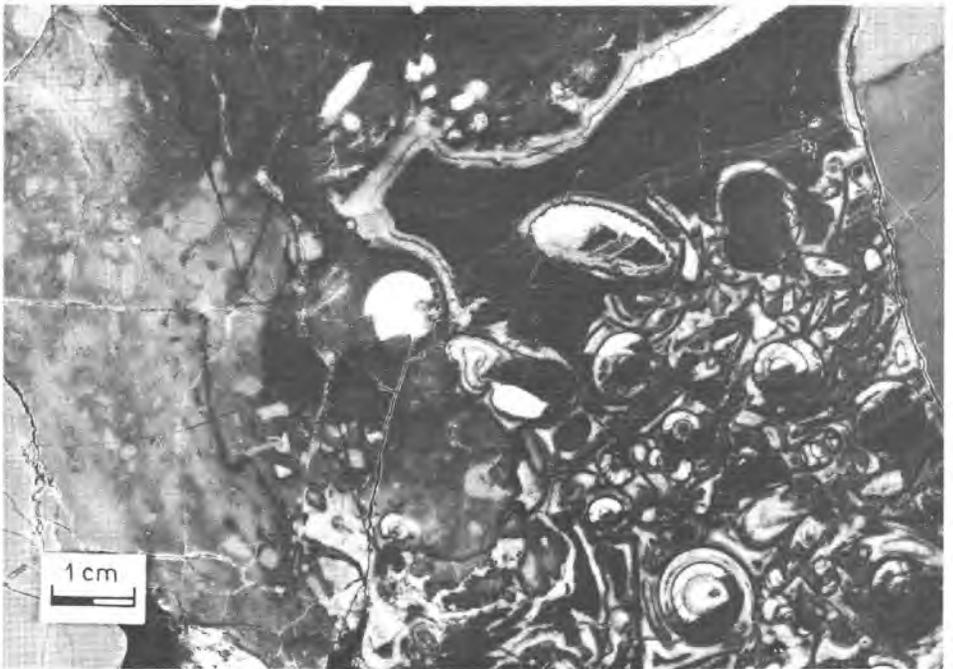


Abb. 85: Eine Hallstätter Rotkalk-Spaltenfüllung mit *Tropites subbullatus* (HAUER) des Tuval am Rappoltstein WNW Hallein, Salzburg. Sedimentäre „Wasserwaagen“ in der Füllung der Ammonitengehäuse der Spalten zeigen das „Oben“. Stück aus der Sammlung des Geologischen Institutes, koll. W. SCHLAGER.

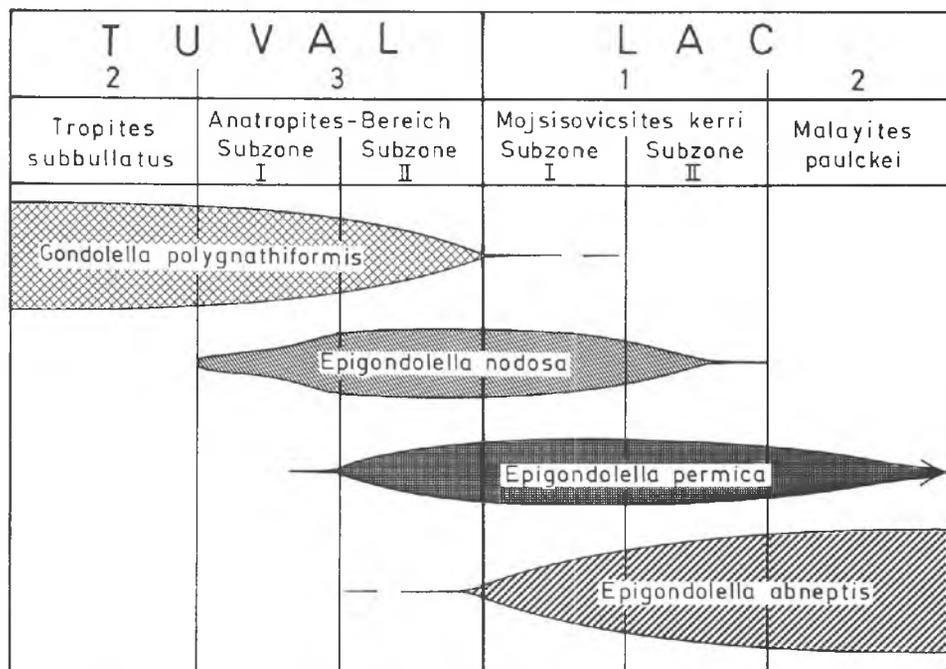


Abb. 86: Stratigraphische Verbreitung und relative Häufigkeit wichtiger Plattform-Conodonten im höheren Oberkarn und tieferen Nor anhand des Beispiels vom Hallstätter Kalk des Feuerkogels bei Aussee, Ob.-Öst., nach L. KRYSŤYN, 1974 c, Abb. 1.

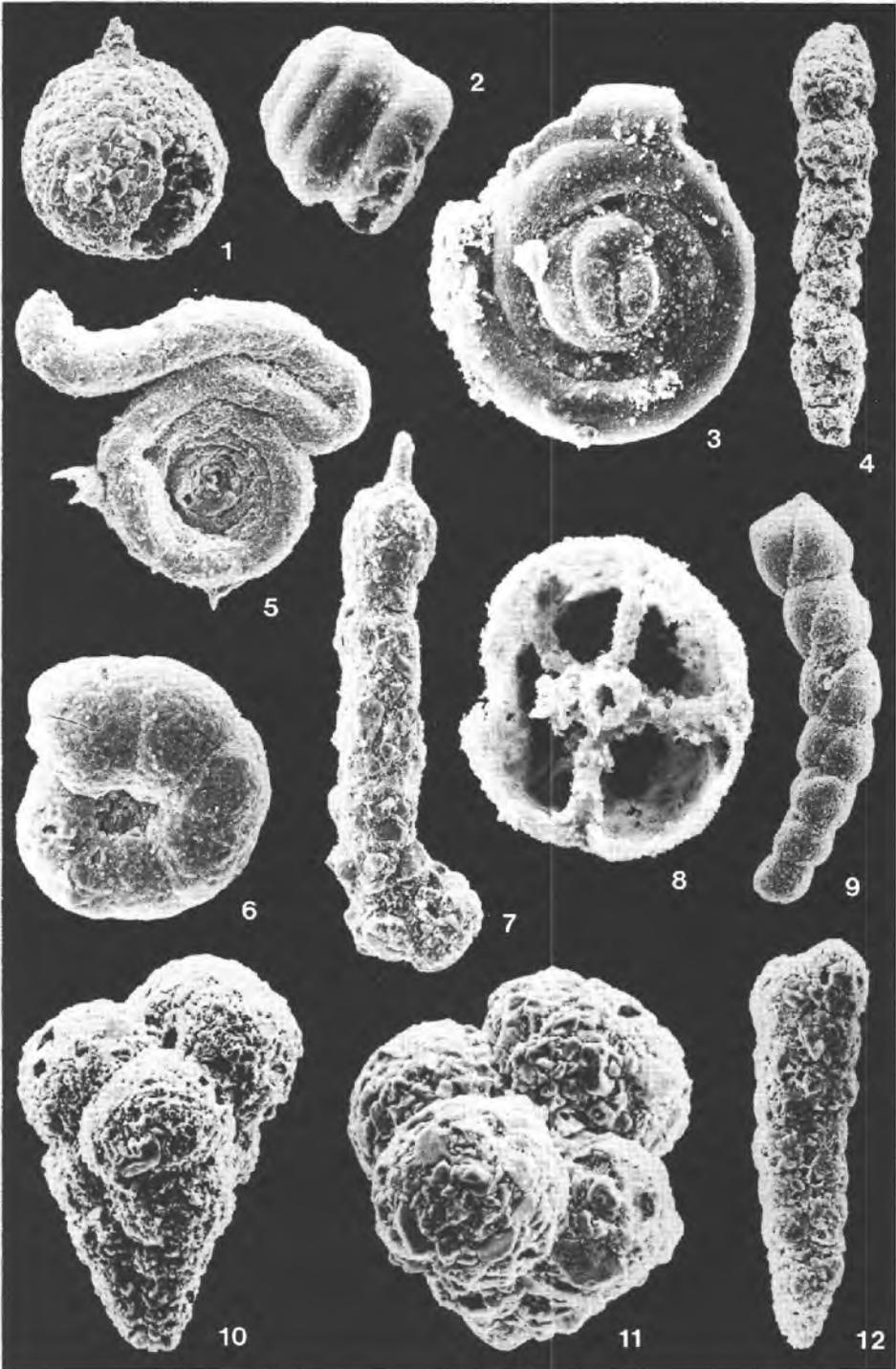
1926; O. GUGENBERGER, 1928; F. v. HAUER, 1846 a, 1847; 1850 b; 1855; 1860; A. HEINRICH, 1909; E. v. MOJSISOVICS, 1882; 1893; 1873–1875–1902; Brachiopoden – A. BITTNER, 1890, S. 195 ff.; 1892 c, S. 20 ff.; 1895, S. 369; E. SUSS, 1855; Crustaceen – F. TRAUTH, 1918. Vergleichsweise muß in diesem Zusammenhang auf die eingehende monographische Beschreibung der Molluskenfauna (Cephalopoden, Bivalven, Gastropoden) der grauen sevatischen Crinoidenkalk von Pleskový Prameň in den Südgemäriden des Slowakischen Karstes verwiesen werden (V. KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVÁ & M. KOCHANOVÁ, 1973), da hier die Neubearbeitung einer Fauna vorliegt, die zahlreiche Hallstätter Elemente führt.

Für eine feinere Zonierung der karnischen Hallstätter Kalke bilden an makrofaunistischen Elementen neben den Halobien vor allem die Cephalopoden die bezeichnendsten Elemente. Für die Zonengliederung sind nach der Revision durch E. TOZER (1967; 1971; 1974), L. KRYSŤYN et al. (1972) und besonders L. KRYSŤYN (1973) für die einzelnen Zonen folgende Ammoniten typisch (vgl. Abb. 11–12): Das Cordovol umfaßt nur die Aonzone (= Obesum-Zone TOZER) mit der Index-Art *Trachyceras aon* (MÜNSTER), ferner etliche Arten von Pro- und Paratrachyceraten, *Lobites ellipticus* MOJS., *Paralobites pisum* (MÜNSTER) etc. Die „Ellipticus-Zone“ der neueren Literatur wäre der Aon-Zone synonym. Das Jul enthält die Aonoides-Zone mit der Index-Art *Trachyceras aonoides* MOJS., ferner Arten

von *Sirenites*, *Buchites*, *Arcestes*, *Celtites* und *Hypocladiscites subornatus* (MOJS.). Das Jul läßt sich vom Cordevol durch das Einsetzen von *Sirenites* abgrenzen. Die berühmteste Ammonitenfundstelle der Hallstätter Zone überhaupt bildet das der Aonoides-Zone angehörige sogenannte Austriacum-Lager südwestlich des Gipfels vom Feuerkogel bei Mitterndorf, von welchem in kleineren Steinbrüchen gewonnen, früher allerdings komprehensiv aufgesammelt, und daher noch benachbarte Horizonte mitumfassend, eine Fauna mit 464 Cephalopodenarten, 78 Arten von Gastropoden und zahlreichen weiteren Elementen bestimmt worden ist (G. ARTHABER, 1906, S. 371; C. DIENER, 1926, S. 75; L. KRYSZYN etc. 1972, S. 99 ff.). *Sageceras haidingeri* (HAUER), *Pompeckjites layeri* (HAUER), *Hypocladiscites subornatus* (MOJS.), *Simonyceras simonyi* (HAUER) und *Megaphyllites jarbas* (MÜNSTER) sind neben den Trachyceraten und den oben angeführten Gattungen hier die häufigsten Formen des julischen Anteils. Die weniger als 1,5 m über dem Ammonitenlager des Feuerkogels anstehende Lumachellelage mit *Halobia styriaca* (MOJS.), welche Art früher ebenfalls noch als unterkarnisches Leitfossil angesehen worden war, wird heute nach L. KRYSZYN in das unterste Nor versetzt, da sich dazwischen das kondensierte Tuval einschaltet. Während im amerikanischen T u v a l neuerdings drei Zonen ausgedehnt werden können, ist unsere altbekannte oberkarnische Subbullatus-Zone nur der mittleren dieser drei Zonen ident. Für sie ist *Tropites subbullatus* (HAUER) namengebend, nach dessen Form ja die berühmten „Fasselschichten“ des oberkarnischen Hallstätter Kalkes des Millibrunnkogels NE des Raschberges östlich von Goisern ihren Namen erhalten haben. 141 Cephalopodenarten barg dieser Fundpunkt, unter denen die bezeichnendsten nach Revision bei L. KRYSZYN (1973, S. 127) angeführt werden. Typisch für das Oberkarn ist das Einsetzen der Gattung *Tropites*, ferner der Juvavitin (*Projuvavitin*, *Anatomites*), von *Jovites*, *Trachysagenites* und *Eusagenites*. E. TOZER (1971, S. 1022 f., Tab. 2) gibt eine graphische Übersicht über die stratigraphische Reichweite der triadischen Ammonitengruppen.

Jüngste Untersuchungen von L. KRYSZYN (1974 a, b) lassen übrigens auch in den tuvalischen Hallstätter Kalken des Salzkammergutes eine weitere Untergliederung dieser Unterstufe zu: Während in Nordamerika das Tuval durch E. TOZER (1971, S. 1014) von Liegend gegen Hangend, wie erwähnt, in drei Zonen – nämlich die Zone

Abb. 87: Häufige und charakteristische sandschalige Foraminiferen aus dem obertriadischen Hallstätter Kalk, E. KRISTAN-TOLLMANN, Original. — Fig. 1: *Saccamina sphaerica* M. SARS, 60 ×, Sevat, Sommeraukogel-N bei Hallstatt, Ob.-Öst.; Fig. 2: *Glomospira gordialis* (JONES & PARKER), 120 ×, Sevat ?, Lauterbach, S vom Plassen bei Hallstatt, Ob.-Öst.; Fig. 3: *Glomospirella shengi* HO, 120 ×, Fundpunkt wie Fig. 2; Fig. 4: *Gaudryinella elegantissima* KRISTAN-TOLLMANN, 125 ×, Nor, Dürrnberg, Jakobberg-Stollen bei Hallein, Salzburg; Fig. 5: *Ammovertella* cf. *polygyra* KRISTAN-TOLLMANN, 60 ×, Fundstelle wie Fig. 1; Fig. 6: *Haplophragmoides subglobosus* (G. O. SARS), 120 ×, Fundpunkt wie Fig. 2; Fig. 7: *Ammobaculites tzankovi* (TRIFONOVA), 90 ×, Fundpunkt wie Fig. 2; Fig. 8: *Diplosphaerella reducta* KRISTAN-TOLLMANN, 180 ×, Sevat ?, Lauterbach S Plassen bei Hallstatt; Fig. 9: *Plagioraphe tornata* KRISTAN-TOLLMANN, 75 ×, Nor, Suppenhaferl-Kogel beim Sandling, Salzkammergut; Fig. 10: *Verneulinoides mauritii* (TERQUEM), 125 ×, Nor, Vd. Lercheck bei Königsleiten, Berchtesgaden; Fig. 11: *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN, 120 ×, Ansicht von schräg unten, Nor, Suppenhaferl-Kogel beim Sandling, Salzkammergut; Fig. 12: *Gaudryina kelleri* TAPPAN, 120 ×, Karn, Kampl bei Mitterndorf, steir. Salzkammergut.



des *Tropites dilleri* SMITH, des *Tr. welleri* SMITH und jene des *Klamathites macrolobatus* SILBERLING – gegliedert werden konnte, läßt sich nun in der Hallstätter Zone im Tuval ebenfalls die basale Dilleri-Zone durch eine Ammonitenfauna mit *Spirogmocereras oedipus* (MOJS.), *Sp. cassiopeia* (MOJS.), *Gymnotropites trinkeri* (MOJS.) etc. erfassen und kann über der darauffolgenden Subbullatus-Zone noch eine Zweigliederung des Anatropites-Bereiches im obersten Karn vorgenommen werden. Eine derartige Teil-

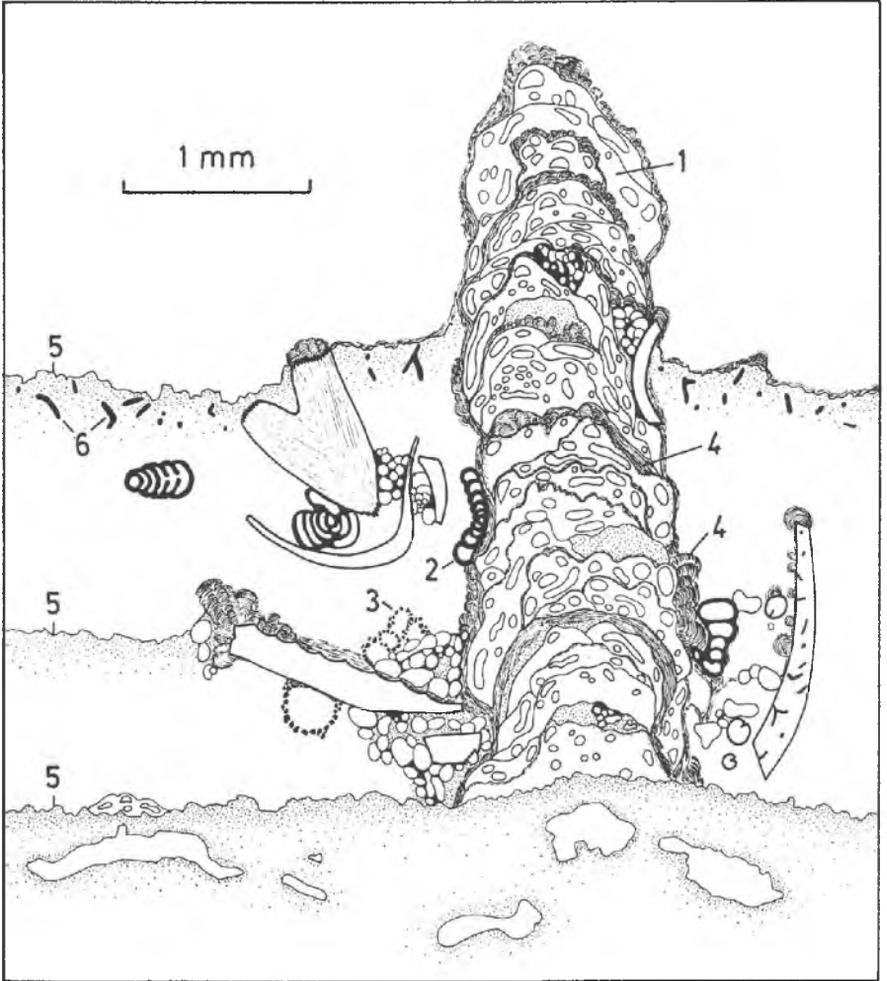


Abb. 88: Ein Foraminiferen-„Riff“ im karnischen Hallstätter Kalk des Feuerkogels bei Aussee. Schematische Darstellung durch Kompilation mehrerer Dünnschliffe von J. WENDT, 1969, Abb. 2. — 1: Foraminiferenkrusten aus *Tolypammina gregaria* WENDT; 2: *Planinvolvoluta* und 3: *Placopsilina* (?), beides aufgewachsene Foraminiferen; 4: Syngenerische, kollomorphe Limonitkrusten als Anzeiger eines sedimentären Hiatus; 5: Hardground-Abfolge in Millimeter-Abstand, durch braunrote tonige Lösungsrückstände betont; 6: Bohrspuren von ThallopHYTEN (Algen?).

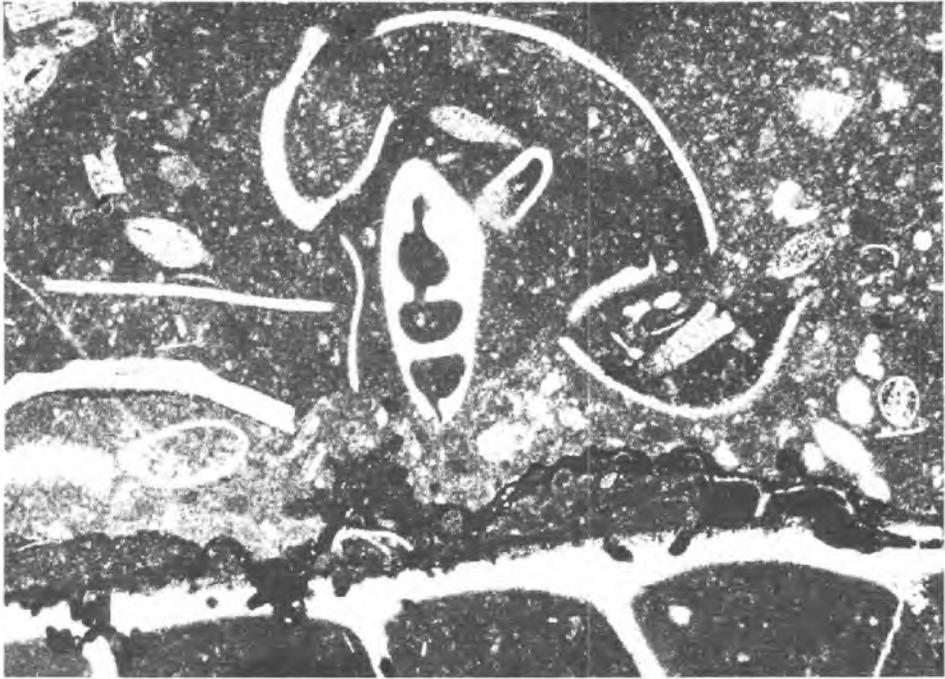


Abb. 89: Schliff durch karnischen Hallstätter Kalk vom Feuerkogel bei Aussee, Steiermark. Das Ammonitengehäuse im unteren Bildteil ist von *Tolypammina gregaria* WENDT überwachsen. In der übrigen Mikrofauna stehen die ovalen bis rechteckigen Schnitte von *Osteocrinus* im Vordergrund. Bildhöhe 3 mm.

lung zeigt sich nicht nur in der Ammonitenfauna (Einsetzen der Gattungen *Gonionotites*, *Griesbachites*, *Juvavites* s.l., und *Dimorphites* erst in der höheren Subzone, der Subzone II des Anatroplites-Bereiches), sondern kann auch auf Grund der Conodonten erfaßt werden: Während *Epigondolella nodosa* (HAYASHI) mit der Basis der Zone I des Anatroplites-Bereiches einsetzt, stellt sich *E. permica* (HAYASHI) erst im oberen Anatroplites-Bereich ein (L. KRYSZYN, 1974 c) – vgl. Abb. 86.

Mikrofauna: Die Foraminiferenfauna der karnischen Hallstätter Kalke ist trotz alter Ansätze (A. HEINRICH, 1913) noch nicht neu bearbeitet. Sie enthält neben reichlich Lageniden vor allem Sandschaler. J. RIECHE (1971, Beil.-Taf.) hat eine umfangreiche Zusammenstellung der durch Lösen des Kalkes isolierten, von E. KRISTAN-TOLLM. bestimmten, sandschaligen Foraminiferen gegeben. Die meisten Arten davon sind stratigraphisch wenig aussagekräftig. Am häufigsten erscheinen im karnischen Hallstätter Kalk *Jaculella protea* (CUSHMAN & WATERS), *Psammosphaera cava* MOREMAN, *Glomospirella shengi* HO, *Haplophragmium* sp., *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLM., *Gaudryina kelleri* TAPPAN, *Verneulinoides mauritii* (TERQUEM), die aber durchaus keine Leitformen sind, sondern teils bereits aus dem Paläozoikum, teils aus Trias bis Jura erstbeschrieben sind – Abb. 87. Charakteristisch für die langsame Sedimentationsrate im Milieu des Hallstätter Kalkes ist die große Zahl der auf-

gewachsenen Foraminiferen wie etwa *Tolypammina gregaria* WENDT, *Planinivoluta* und *Placopsilina* (?), die „Mikroriffe“ im Zentimeterbereich bilden (J. WENDT, 1969) – Abb. 88–89. Eine weit verbreitete stratigraphisch wertvolle karnische sandschalige Foraminiferenart, bisher nur aus Schliffen beschrieben, stellt *Variostoma falcata* KRISTAN-TOLLM. (1973 c, S. 425) dar – Abb. 90. Die mikroskopische Alge *Globochaete alpina* LOMBARD, deren Optimum erst im Malm liegt, tritt vielerorts schon im Hallstätter Kalk als bezeichnendes Element auf (vgl. M. MIŠÍK, 1959).

Conodonten: Die für die stratigraphische Gliederung der karnischen Hallstätter Kalke so wesentlichen Conodonten sind, von der Pionierarbeit von R. HUCKRIEDE (1958) abgesehen, in neuerer Zeit bezüglich ihres stratigraphischen Wertes in den Nördlichen Kalkalpen besonders durch L. MOSHER, 1968 a; 1970; H. KOZUR & H. MOSTLER, 1970 a; 1971; 1972 a; 1973 b; und durch L. KRYSZYN, 1970 a, Tab. 1; 1973; studiert worden. Da die Conodontenzonen-Gliederung in verschiedenen Abschnitten des Mediterrans durchaus noch nicht einheitlich durchgeführt wird, ist es im Sinne von L. KRYSZYN (1973, S. 172 ff.) besser, für die einzelnen, von ihm durch Ammonitenrevision an den klassischen Lokalitäten neu getesteten Stufen nicht (provisorische) Conodontenzonen, sondern die charakteristischen Conodontenleitformen anzugeben – Abb. 91. Gerade die für die Conodontengliederung früh ausgewerteten Feuerkogel-Profile waren ja früher vielfach fehleingeschätzt worden – vgl. L. KRYSZYN et al., 1971, S. 300, Tab. 1. Im Karn ist das Cordevol (Aonzone) durch *Epigondolella mungoensis mungoensis*



Abb. 90: *Variostoma falcata* KRISTAN-TOLLM. in schrägem Längsschnitt, aus dem karnischen Hallstätter Kalk vom Feuerkogel NE Kainisch, Steiermark. Höhe 0,9 mm.

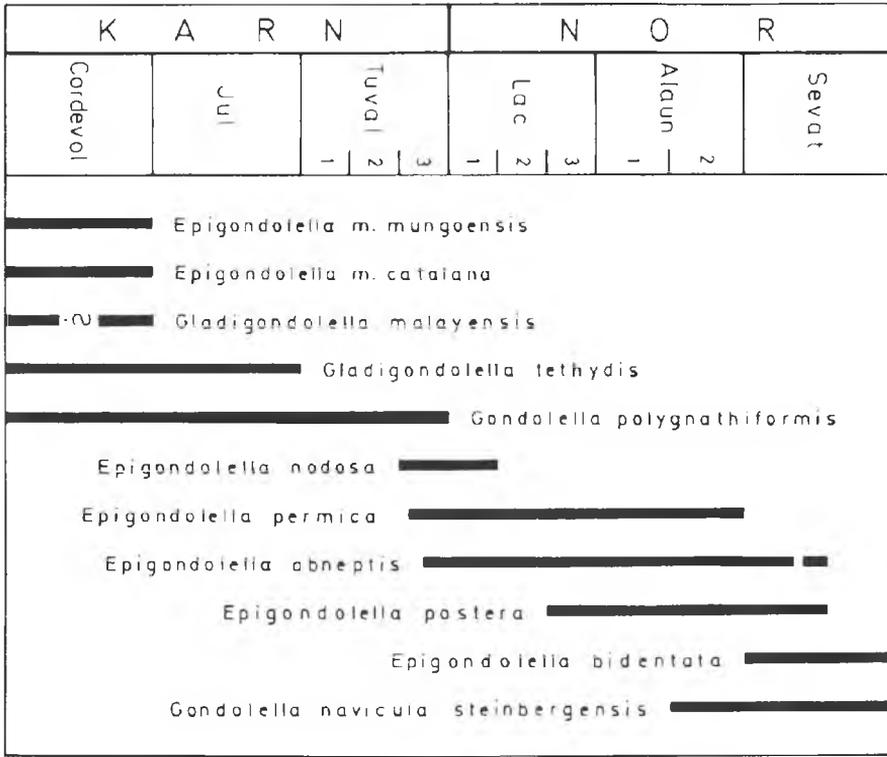
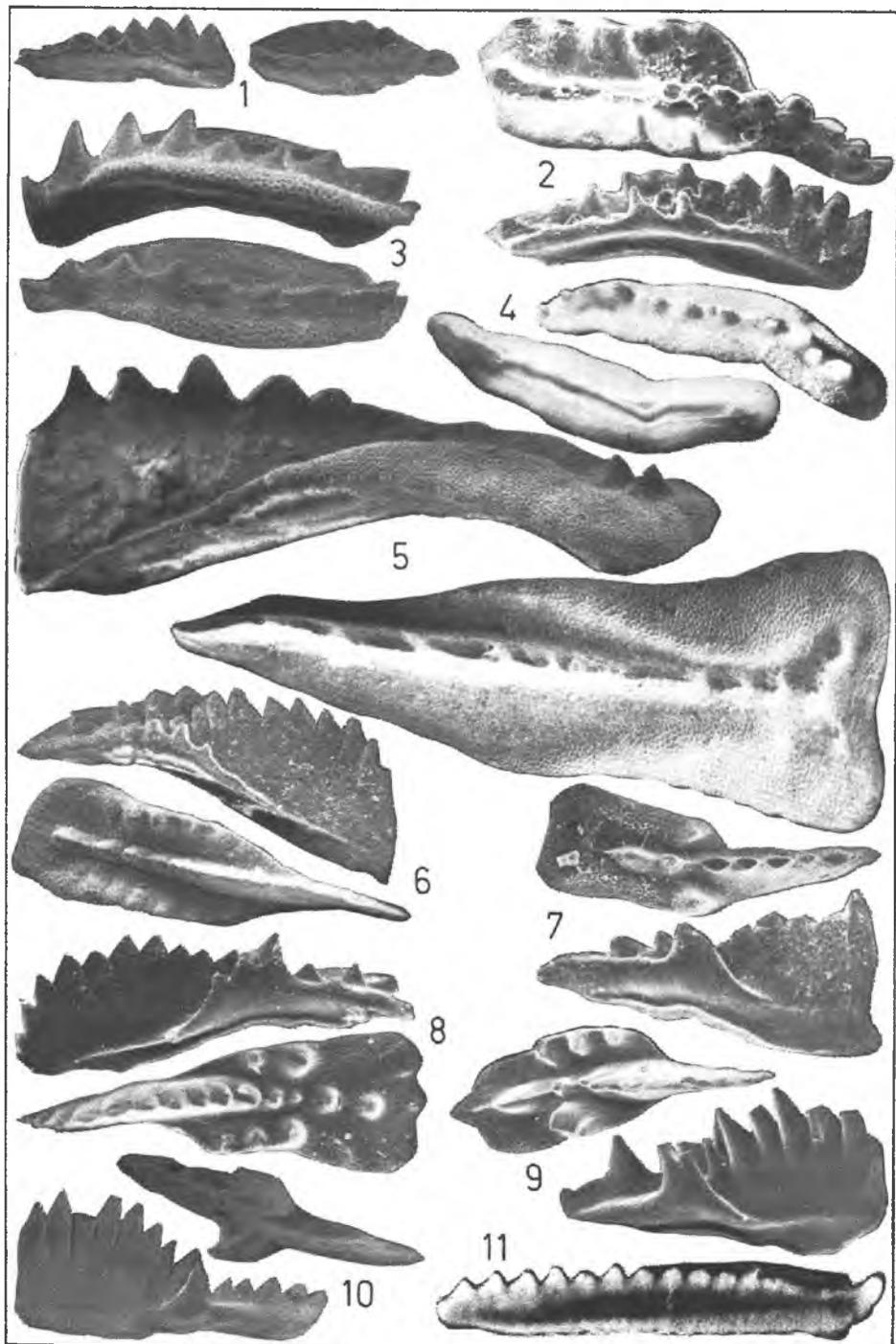


Abb. 91: Conodontenstratigraphie der Obertrias im Hallstätter Kalk nach L. KRYSZYN, 1973, Abb. 6.

(DIEBEL), *E. mungoensis catalana* (HIRSCH) und *Gladigondolella malayensis* NOGAMI – alle drei Formen reichen aus dem Langobard noch empor – vom Jul abtrennbar. Das Jul ist durch das Aushalten der häufigen Form *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), die seit dem Fassan existiert, unter Aussetzen der zuvor genannten Formen charakterisiert, wobei auch *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV im Jul häufig ist (Reichweite: Cordevol bis Tuval). Das Tuval wird besonders durch letztgenannte Form gekennzeichnet, während *Gladigondolella tethydis* verschwunden ist. Mehrere *Epigondolella*-Arten kommen im höheren Teil des Tuval neu hinzu: *E. nodosa* (HAYASHI), *E. permica* (HAYASHI), *E. abneptis* (HUCKRIEDE) – siehe Abb. 92 –, wobei sich gerade mit den genannten *Epigondolella*-Arten noch eine weitere Untergliederung des Tuval vornehmen läßt (L. KRYSZYN, 1974 c) – Abb. 86.

Schwebcrinoiden: Daneben kommt in der Mikrofauna des karnischen Hallstätter Kalkes den Schwebcrinoidenresten (Roveacrinidae) eine besondere Bedeutung zu. E. KRISTAN-TOLLMANN hat (1970, S. 781 ff.) zuerst auf das Massenvorkommen und auf die eminente stratigraphische Bedeutung der Roveacriniden zur tethysweiten Korrelierung der kalkigen und mergeligen Sedimente dieses Zeitraumes hingewiesen – Abb. 93. Diese Gruppe ist auch deshalb von Interesse, weil sie als Faziesbrecher eine zeitliche Paral-



leisierung der verschiedenen ausgebildeten Sedimente ermöglicht. H. MOSTLER (1973, S. 714) hat gezeigt, daß im karnischen Hallstätter Kalk Roveacriniden-Elemente gelegentlich bis zu zwei Drittel des gesamten Sedimentes ausmachen können, d. h. daß in etwa 30 dkg gelöstem Probematerial bis zu 100.000 Kelche anzutreffen waren. Bezeichnend für den unterkarnischen Hallstätter Kalk sind folgende Arten: *Osteocrinus rectus rectus* (FRIZZELL & EXLINE), *O. hessi* MOSTLER, *O. planus* MOSTLER, *O. squamosus* MOSTLER, *Poculocrinus glaber* MOSTLER und *P. globosus* MOSTLER. Für das Tuval erscheinen z. B. *Osteocrinus acanthicus* MOSTLER und *O. sulcatus* MOSTLER als bezeichnend. Im karnischen Hallstätter Kalk des Feuerkogels herrschen *O. rectus rectus* (FRIZZELL & EXLINE) sowie *O. rectus goestlingensis* KRISTAN-TOLLM. (Abb. 60). H. MOSTLER (1971 a, S. 29 ff.; 1973 b, S. 723, Taf. 3) hat ferner verschiedene Ophiurenstacheln aus diesen Sedimenten bekannt gemacht.

Holothurien: Zur Trennung der karnischen Unterstufen eignen sich nach H. MOSTLER (1973 c, S. 737 ff.) ferner die Holothuriensklerite bestens, indem das Cordevol durch die Assemblage-Zone mit *Theelia koeveskalensis* KOZUR & MOSTLER, das Jul durch die Zone mit *Theelia thallatocanthoides* MOSTLER und das Tuval bis Unternor durch die Zone mit *Theelia raschbergensis* MOSTLER charakterisiert sind (Abb. 34).

Stratigraphisch wertvolle **Mikroproblematika** aus dem karnischen Hallstätter Kalk wie *Bogschites*, *Harinellites* etc. wurden von H. KOZUR & H. MOSTLER, 1973 c, S. 1000, beschrieben.

10. Hallstätter Dolomit

Begriffsprägung: F. F. HAHN, 1913 a, S. 9.

Begriffsfassung: Die Bezeichnung Hallstätter Dolomit besteht zu Recht für eine Sonderausbildung der Dolomite in der westlichen und mittleren Hallstätter Zone in Form von bunten, lithologisch differenzierten, oft Hornstein führenden Typen, die hauptsächlich an der Wende von der Mittel- zur Obertrias, gelegentlich aber auch noch höher in der Obertrias erscheinen. Der Begriff Hallstätter Dolomit darf aber nicht einfach für alle Dolomite, die innerhalb der Hallstätter Zone auftreten, angewendet werden, wie früher häufig geschehen (zuletzt H. PICHLER, 1963, S. 152).

Lithologie: In lithologischer Hinsicht wird die Masse des mitteltriadischen Dolomites in der Hallstätter Zone des Salzkammergutes nicht durch Hallstätter Dolomit, sondern durch einen mittelgrauen, gelegentlich heller oder dunkler (braun-) grauen, teils massigen, teils geschichteten, dichten bis feinkristallinen Dolomit gebildet, den man durchaus noch je nach Varietät als Gutensteiner- oder Steinalmdolomit be-

Abb. 92: Die wichtigsten obertriadischen Plattform-Conodonten aus den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes in stratigraphischer Anordnung als Illustration zur Abb. 91, vorwiegend nach L. KRYSZYN (1973, Taf. 1—5 p. p.), sowie nach R. HUCKRIEDE (1958, Taf. 12) und L. MOSHER (1968, Taf. 117). Vergrößerungen ca. 80 ×, außer Fig. 1 (100 ×), Fig. 4 (27 ×) und Fig. 11 (60 ×). — Fig. 1: *Epigondolella mungoensis catalana* (HIRSCH); Fig. 2: *E. mungoensis mungoensis* (DIEBEL); Fig. 3: *Gladigondolella malayensis* NOGAMI; Fig. 4: *G. tethydis* (HUCKRIEDE); Fig. 5: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV; Fig. 6: *Epigondolella nodosa* (HAYASHI); Fig. 7: *E. permica* (HAYASHI); Fig. 8: *E. abneptis* (HUCKRIEDE); Fig. 9: *E. postera* (KOZUR & MOSTLER); Fig. 10: *E. bidentata* MOSHER; Fig. 11: *Gondolella navicula steinbergensis* (MOSHER).

zeichnen kann. Erst der Hangendanteil jenes Dolomites, der direkt von karnischen Halobienschiefern überlagert wird, tritt dort in Form von Hallstätter Dolomit mit charakteristischen bunten, weinroten, roten, violetten, bläulichen, braungrünen und auch gelblichen Farbtönen auf. Auch diese bunten Dolomite können noch massig sein, meist aber zeigen sie eine gute ebenflächige bis wellige Schichtung im Dezimeterbereich. In diesen bunten Partien treten gelegentlich dunkle, zum Teil ebenfalls bunte Hornsteinknollen auf, so daß besonders die wellig-knolligen, hornsteinführenden Typen – von der Färbung abgesehen – ganz das Aussehen vom Reiflinger Dolomit erhalten – Abb. 94.

Mächtigkeit: Während die Mächtigkeit der mitteltriadischen bis cordevolischen Dolomitserie im Salzkammergut bis 200 m beträgt, nimmt der Anteil an Hallstätter Dolomit nur einen Bruchteil der Gesamtmächtigkeit ein.

Vorkommen: Die Verbreitung derartiger, sehr gut miteinander vergleichbaren, aber unter verschiedenen Bezeichnungen beschriebenen Hallstätter Dolomite reicht vom Unken-Loferer Gebiet im Westen (F. F. HAHN, 1910, S. 328 f.; 1913 a, S. 9; H. BÖGEL,

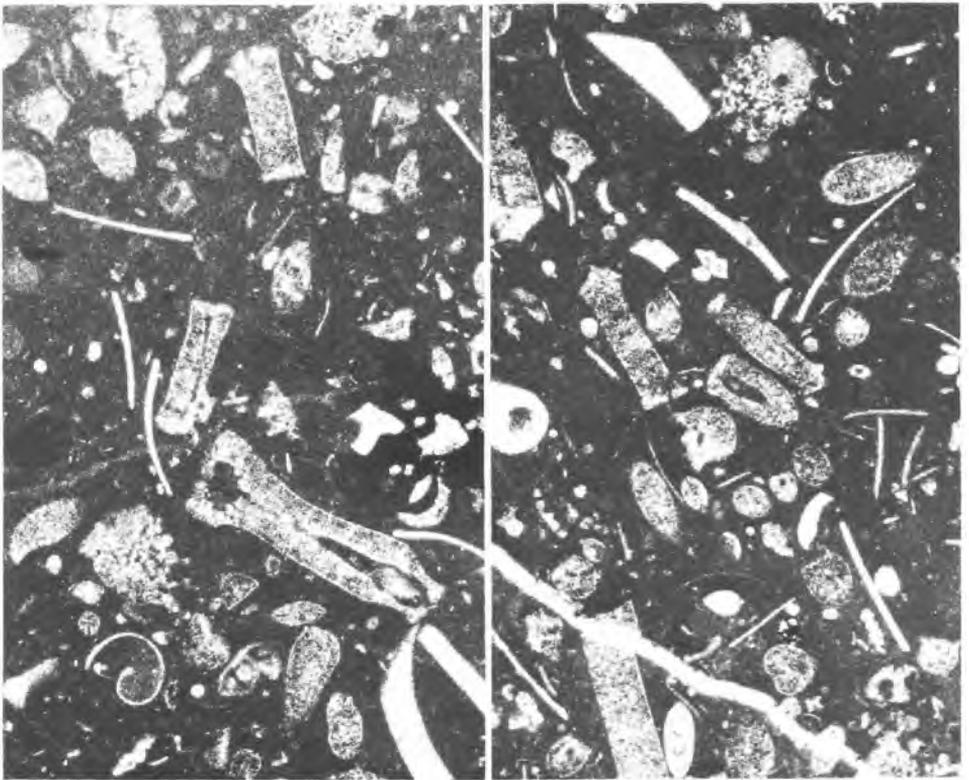


Abb. 93: Osteocrinusfazies im karnischen Hallstätter Kalk des Feuerkogels bei Aussee, Steiermark. Das Schlibfbild zeigt die knochenförmigen oder schräg oval angeschnittenen Armglieder der Mikroschwebcrinoide *Osteocrinus rectus* (FRIZZELL & EXLINE); Größenmaßstab: der größte Armteil besitzt 1,3 mm Länge. Man vergleiche hierzu auch Abb. 60–62.



Abb. 94: Hornsteinreicher Hallstätter Dolomit des Cordevol (?) vom Rinderfeld E Hofpürglhütte beim Gosaukamm, Salzburg.

1971, S. 6) über das anschließende Saalachgebiet (G. GILLITZER, 1913, S. 176), ferner über die Umrahmung des Gosaukammes (W. SCHLAGER, 1967 b, S. 220 f.) bis in die Hallstätter Region westlich des Plassen. Auch in der Werfener Schuppenzone sind diese bunten Hallstätter Dolomite anzutreffen (R. ROSSNER, 1972, S. 13 ff.).

Alter und Fauna: Als Alter des Hallstätter Dolomites wurde in den älteren Arbeiten ohne Fossilbeleg Anis, Ladin und Karn angegeben. Diese Einstufung trifft nicht zu, da früher vielfach alle Dolomite der Hallstätter Zone, also auch Gutensteiner Dolomit, Steinalmdolomit etc. einfach als Hallstätter Dolomit bezeichnet worden waren, also auch die abweichenden anisischen Dolomite (H. PICHLER, 1963, S. 152) zu Unrecht einbezogen waren. Da der Begriff hier auf die oben beschriebenen, klar umgrenzten bunten Dolomite beschränkt wird, kommt dem Hallstätter Dolomit ein geringeres Alter zu.

Auch der bei W. SCHLAGER (1967 a, S. 55; 1967 b, S. 220 f.) teils als Buntdolomit, teils als Hornsteindolomit bezeichnete Hallstätter Dolomit in der Umrahmung des Gosaukammes ist durchaus nicht in das Anis-?Ladin einzustufen, da diese Einstufung des dort fossilereeren Dolomites von W. SCHLAGER ja noch unter der Annahme der Existenz einer ladinischen Schichtlücke in allen Abschnitten der Hallstätter Zone vorgenommen worden war, während heute mit einem Emporreichen des unterlagernden massigen hellen Dolomites in das Ladin und mit einer Einordnung des auflagernden Hallstätter Dolomites in das Cordevol zufolge der direkten Überlagerung durch julische Schiefer zu rechnen ist. Die gleiche Revision bezüglich des Alters gilt für die

in Anlehnung an W. SCHLAGER vorgenommene Einstufung des Hallstätter Dolomites (Buntdolomites) der Werfener Schuppenzone durch R. ROSSNER (1972, S. 14).

Dem Hallstätter Dolomit der Typregion im Raume Lofer-Unken, wo er ja von F. F. HAHN (siehe oben) seinen Namen erhalten hat, käme nach den Angaben von H. BÖGEL (1971, S. 6) ein (karnisch-)norisches Alter zu, belegt durch den Fund der Conodontenform *Epigondolella abneptis* (HUCKRIEDE) im Dolomit, bezeichnend für (oberstes Karn,) Nor und Sevat.

F. Norische Stufe

Allgemeines

Abgrenzung und Stufengliederung des Nor: Die Stufengliederung des Nor ist in der Hallstätter Zone im vorigen Jahrhundert durch E. v. MOJSISOVICS erarbeitet worden. Nach der Revision dieser Gliederung auf Grund der Überprüfung der Ammoniten und Conodontenabfolgen in neuester Zeit hat sich ergeben, daß zwar die Grundgliederung im Sinne von E. v. MOJSISOVICS (1893) in die Unterstufen Lac, Alaun und Sevat verbleiben kann, daß sich aber nach der Revision der Ammonitenfaunen (E. TOZER, 1967; 1971; L. KRYSSTYN [et al.] 1971; 1973; 1974) und deren Position innerhalb der Hallstätter Serie zufolge früher mißachteter Kondensationen und Spaltenfüllungen eine wesentliche Umgestaltung innerhalb der sechs stratigraphischen Untereinheiten des Nor, den Zonen von E. v. MOJSISOVICS, ergeben hat, von denen drei eingezogen und zwei umbenannt werden mußten – vgl. hiezu S. 225 f., wo auch die neue Zonengliederung besprochen wird. Ferner ist derzeit in der oberen Abgrenzung des Nor eine Umstellung im Gange, indem das bisherige „Obernor“, das „Sevat“, noch zum Rhät dazugeschlagen werden kann, da es in den für die Aufstellung des Rhät maßgebenden Kössener Schichten noch mit enthalten ist (vgl. Diskussion S. 239 ff.).

Würde man sich aber doch entschließen, das an Umfang unverhältnismäßig kleinere Rhät als Ganzes dem Nor anzuschließen, dann wäre nochmals zu überlegen, ob für eine derart erweiterte Stufe nicht wiederum der von E. v. MOJSISOVICS, 1892, S. 775 ff., aufgestellte Begriff „Juvavische Stufe“ einzusetzen wäre, der ja von A. BITTNER (1892 a, S. 391 ff.; 1894 a, S. 257 ff.; 1895, S. 1 ff.; 1896 b, S. 19 etc.) in einer großen Zahl von polemischen Schriften erfolgreich zurückgewiesen worden war („daß aber Herr v. Mojsisovics seine Termini „norisch“ und „juvavisch“ von 1892 nicht durchbringt, dafür soll auch weiterhin gesorgt werden“). Der Begriff „juvavische Stufe“ ist nämlich gegenüber „norisch“ gegen oben hin erweitert und umfaßt (bei MOJSISOVICS auf die Hallstätter Fazies beschränkt) das gesamte Nor und Rhät im alten Sinne, also auch die „oberen Zlambachmergel“, die *Choristoceras*-Mergel des Rhät im alten Sinne. Die Zone der *Avicula contorta* der Kössener Schichten war aber von der „juvavischen Stufe“ von MOJSISOVICS 1892 noch als verbleibendes „Rhät“ ausgeschlossen geblieben.

Zur Unterstufen-Gliederung in Lac und Alaun (bei Abgliederung des Sevat als Rhät) ist zu bemerken, daß im Sinne von L. KRYSSTYN (1974) diese Stufen nach Revision des Begriffsinhaltes doch weiterhin aufrechterhalten werden sollen: Obgleich die ursprüngliche Basis für das Lac, die *Cladiscites ruber*-Zone und die *Sagenites gibelii*-

Zone sich jüngst als obernorisch erwiesen haben und daher als Grundlage des Lac ausfallen, hat diese Unterstufe durch die bereits früher erfolgte Erweiterung durch Einbeziehung der *Discophyllites patens*-Zone und der *Heinrichites paulckeii*-Zone doch weiterhin Berechtigung. Der Schnitt zwischen Lac und Alaun ist durch das Erlöschen der Juvaviten sowie durch Neuauftreten einer ganzen Anzahl von Ammoniten-Gattungen wie *Drepanites*, *Hauerites*, *Acanthinites* etc. deutlich markiert.

Faziesregionen: Gegenüber der starken faziellen Zersplitterung und dem raschen seitlichen Wechsel der Ausbildung der karnischen Sedimente kennzeichnet – abgesehen von den Hallstätter Kalken – die auch wesentlich mächtigeren norischen Sedimentgesteine eine größere Uniformität. Hauptdolomit und Dachsteinkalk sind die vorherrschenden Gesteinstypen, während den Sondertypen der Hallstätter Zone arealmäßig ungleich geringere Bedeutung zukommt. Die Gesteine verteilen sich im großen auf folgende Faziesregionen: Die Hauptdolomitfazies mit Hauptdolomit und Plattenkalk und wenigen untergeordneten speziellen Typen ist im Hauptabschnitt der Kalkalpen auf den Nordteil beschränkt, nur im Westen (Tirol, Vorarlberg) nimmt sie die gesamte Kalkalpenbreite ein. Die Dachsteinkalkfazies mit dem hier schon im Nor vorhandenen Dachsteinkalk ist auf den südlichen Teil der Kalkalpen vom Raum Lofer gegen Osten hin beschränkt. Innerhalb der Dachsteinkalkfazies schalten sich die Hallstätter Fazieszonen in zwei, sich lokal durch Buchten noch weiter aufspaltenden Teilkanälen ein, deren nördlicher Ast abschnittsweise die mergelreiche Entwicklung in Form der Zlambachfazies mit Pedataschichten, Pötschenkalken, dem sevatischen Anteil der Zlambachschichten und untergeordneten Hallstätter Kalk-Einschaltungen einnimmt, während besonders im Südast – etwa im östlichen Salzkammergut – die kalkige Entwicklung in Form der Hallstätter Kalkfazies mit dem Hallstätter Kalk vorliegt. Eine strenge Trennung von mergelreicher und kalkreicher Faziesentwicklung ist aber nur abschnittsweise und keineswegs durchgehend in der Hallstätter Zone gegeben. Im Süden der östlichen Kalkhochalpen verzahnt sich der an Pedataschichten gemahnende norische Aflenzerkalk der Aflenzer Beckenfazies mit dem Dachsteinkalk des Hochschwabes.

Die fazielle Großgliederung zeigt demnach im Nor eine außerordentlich breite lagunäre Seichtwasserzone im Norden, in der Hauptdolomit und Plattenkalk zum Absatz gelangt waren, dann gegen Süden hin in ihrer heutigen Erhaltung einen auf den Mittel- und Ostabschnitt der Kalkalpen beschränkten Dachsteinkalk-Riffkomplex, der aber kein einheitliches Barriereriff dargestellt hat, sondern durch schmale, auch verästelte Becken, besser gesagt Kanäle, durchzogen war, in deren Tiefen die dünn-schichtigen mergelreichen Kalkserien der Zlambachfazies bzw. auf deren Tiefschwellen die Hallstätter Kalke zum Absatz gelangt waren.

Die Besprechung der einzelnen Schichtglieder soll, ihrer Bedeutung angemessen, in der oben erwähnten Reihenfolge vorgenommen werden.

1. Hauptdolomit

Begriffsprägung: C. W. GÜMBEL, 1857, S. 148.

Verbreitung: Der Hauptdolomit repräsentiert in den westlichen Kalkalpen eines der Hauptgesteine, das dort auch Gipfel und Felsberge aufbaut, während er im Osten auf die meist weniger akzentuierten Voralpenberge beschränkt ist (Abb. 95).

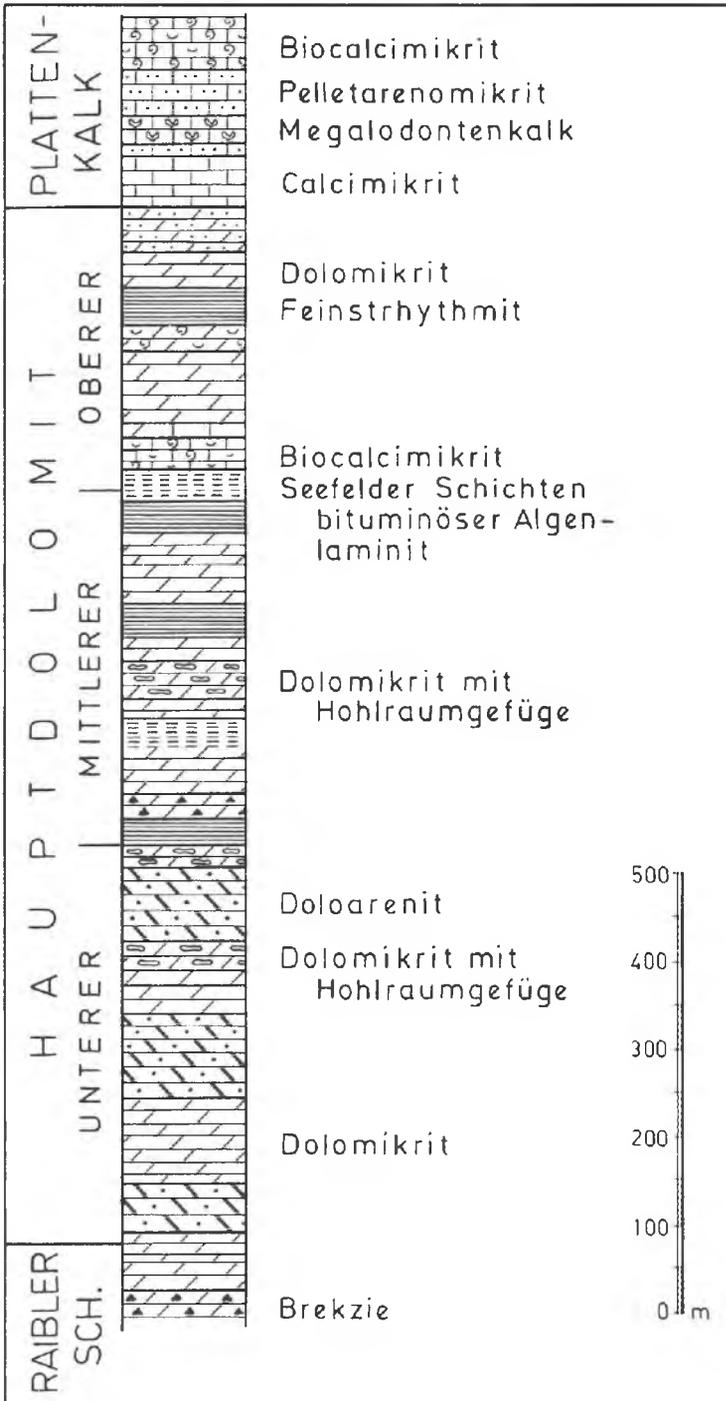


Abb. 95: Saiger stehender gut gebankter Hauptdolomit im Rhätikon nördlich der Totalpe, Vorarlberg.

Hauptdolomit reicht auch noch zufolge der unscharfen Grenze von Norden her weit in das Dachsteinkalkfaziesgebiet hinein, so etwa in der Ötscher-Subfazies (vgl. S. 494) und tritt in der Fözl-Subfazies bei Aflenz am Südrand der Kalkalpen auf, ähnlich wie er z. B. auch auf der Südseite des Dachsteinstockes selbst (O. GANSS, 1954, S. 47) abgewandelt („dolomitisierter Dachsteinkalk“) unter dem Dachsteinkalk in Erscheinung tritt. Die stratigraphische Untergrenze des Hauptdolomites gegen das dolomitreiche Oberkarn ist besonders in den westlichen Kalkalpen unscharf und wird mit Aussetzen der Tonschieferzwischenlagen gezogen (W. MÜLLER-JUNGBLUTH, 1970, S. 276). Durch die zumeist vorhandene gute Bankung und die grauen, auch gelblich anwitternden Farbtöne, ist der Hauptdolomit ein von den Mitteltriasdolomiten gut unterschiedenes Schichtglied. Als Sonderform des Hauptdolomites kommt ein extrem dünnschichtiger (Zentimeterschichtung) dunkler Typus am Nordrand der Kalkalpen in der Frankenfesler Fazies stellenweise zur Ausbildung. Kalkbänke können innerhalb des Hauptdolomites vereinzelt auftreten.

Mächtigkeit: Der Hauptdolomit erreicht Mächtigkeiten von 2000 m; ja sogar 2200 m wurden am Rappenspitz im Karwendel gemessen (R. ULRICH, 1960, S. 102).

Abb. 96: Schematisches Profil des Hauptdolomites in den westlichen Kalkalpen nach K. CZURDA, 1973, S. 238.



Diese großen Mächtigkeiten liegen im zentralen Teil der westlichen Kalkalpen. Gegen den Nordrand hin sinkt aber auch dort die primäre Mächtigkeit des Hauptdolomites bereits innerhalb der Lechtaldecke auf Werte unter 100 m, ja gelegentlich werden sogar nur Zehnermeterbeträge angegeben, während er in der davor lagernden Allgäudecke wiederum beträchtlich an Mächtigkeit zunimmt.

Stratigraphische Gliederung und Lithologie: In den Lechtaler Alpen hat W. MÜLLER-JUNGBLUTH (1968; 1970, S. 278 ff.) folgende Gliederung des Hauptdolomites durchführen können (Abb. 96):

a) **Unterer Hauptdolomit.** In diesem dort durchschnittlich 250 m, maximal 350 m mächtigen Paket dominieren dunkle, bitumen- und pyrit-hältige, dunkel oder gelblich anwitternde, feingeschichtete Typen, welche Millimeter-Rhythmite (vgl. Abb. 100) und Lagen reich an Pellets sowie Horizonte mit Kräuselung der Feinschichtung enthalten. Diese Kräuselung ist entweder durch bestimmte Algenwuchsformen oder durch Austrocknung der einstigen Schlammoberfläche verursacht worden (Abb. 97). Dolosparite und Doloarenite sind neben charakteristischen Hohlraumgefügen für den Unteren Hauptdolomit in den Klostertaler Alpen bezeichnend (K. CZURDA & L. NICKLAS, 1970, S. 184). Dieser mikrofaunaarme Typus des Unteren Hauptdolomites weist demnach auf einen extrem seichten Bildungsraum im Bereich des zeitweise trockenliegenden Hochwattes hin. Von manchen Autoren wird auch noch die Grobbrekzie des unterlagernden Karn als Basisbildung des Hauptdolomites betrachtet (vgl. W. WESTRUP, 1970, S. 23). Das

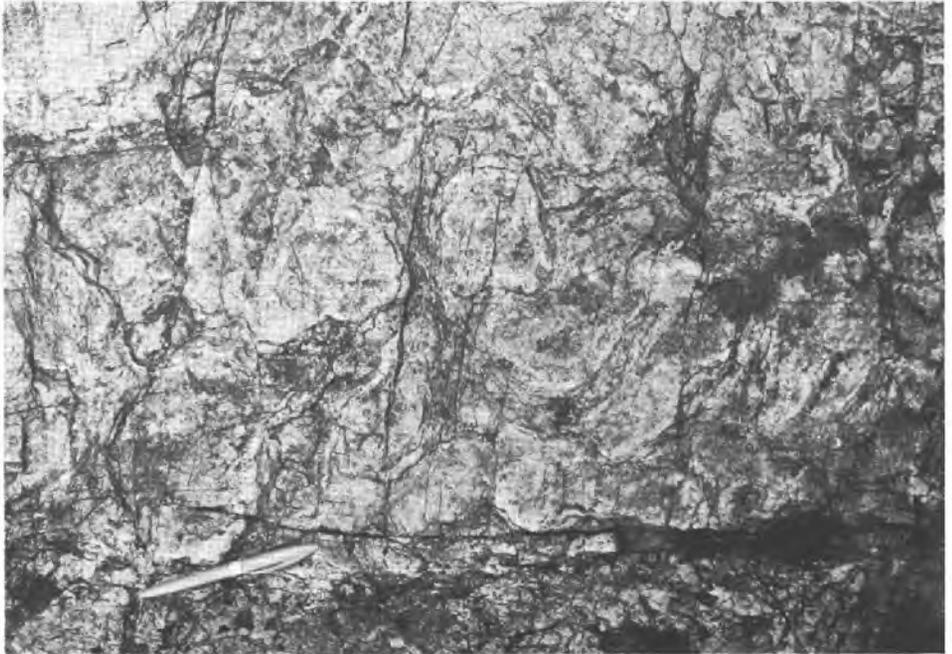


Abb. 97: Flächenhafte Ansicht der an der Schichtoberfläche herausgewitterten Kräuselung im Hauptdolomit der Fermersbachwand in der Karwendel-Vorzone 9 km ENE Mittenwald, Bayern.



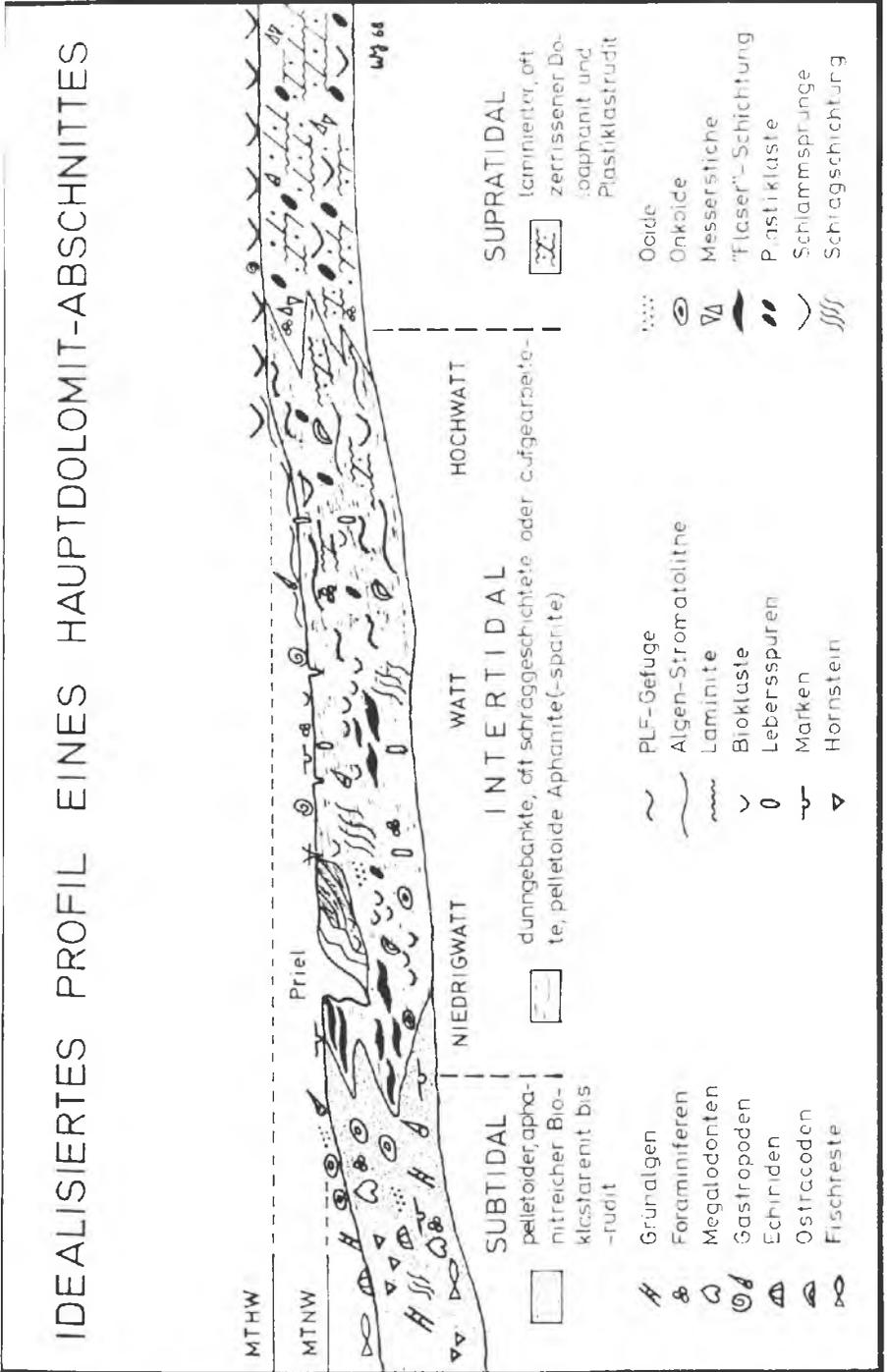
Abb. 98: Endogene Brekzie im Oberen Hauptdolomit westlich der Württemberger Hütte in den Lechtaler Alpen, Tirol.

flache, weitgehend nivellierte Niveau um das mittlere Gezeitenhochwasser hat bei dem entsprechenden Klima eine frühe Dolomitisierung des Schlammes vor der Lithifizierung in dem Bildungsraum des Unteren Hauptdolomites begünstigt.

b) Der **Mittlere Hauptdolomit** mit einer Mächtigkeit von 400 m bis 900 m in den Lechtaler Alpen wird aus hellen, fein- bis dickgebankten detritusreichen Typen zusammengesetzt. Megalodontiden setzen erst im Mittleren Hauptdolomit ein. Durch bestimmte Sedimentationsmerkmale, namentlich kalziterfüllte Hohlräume bestimmter Art, wird ein Flachmeercharakter für die Bildung des noch relativ tieferen, megalodontenführenden Anteils, durch Algen-Stromatolithrasen ein noch seichteres Wattenmeer als Bildungsstätte des Hauptteiles dieses Schichtpaketes belegt. Endogene, noch schwächliche Brekzienlagen schalten sich gelegentlich ein. An der Grenze zum Oberen Hauptdolomit stellt sich ein schieferführender bituminöser Dolomithorizont (Seefelder Schichten) von durchschnittlich 30 m Mächtigkeit ein, der im Extrem in der Stärke zwischen 10 m und 60 m schwankt.

c) **Oberer Hauptdolomit.** Diese an Mächtigkeit um etwa ein Drittel hinter der mittleren Etage zurückbleibende Dolomitpartie (400 m bis 800 m in den Lechtaler Alpen, aber unter Einschluß des Plattenkalkes) zeigt eine reichere Fossilführung (Dasy-cladaceen, dickschalige Megalodonten usw.). Das Lithofaziestypen-Spektrum wird bunter, endogene Brekzienlagen fallen auf (Abb. 98), Algenstromatolithe und -rasen

IDEALISIERTES PROFIL EINES HAUPTDOLOMIT-ABSCHNITTES



MTHW

MTNW

W 4 68

Priel

NIEDRIGWATT

WATT

HOCHWATT

SUBTIDAL

INTERTIDAL

SUPRATIDAL

pelletoid, aphamitic, bioclastic dolomite

dünne, oft schrägschichtete oder aufgearbeitete, pelletoid-aphamitische Dolomite

laminiert, oft zerrissener Dolomit und Plastikstrudrit

- Grünalgen
- Foraminiferen
- Megalodonten
- Gastropoden
- Echiniden
- Ostroccoden
- Fischreste

- PLF-Gefuge
- Algen-Stromatolithe
- Laminite
- Bioklaste
- Leberspuren
- Marken
- Hornstein

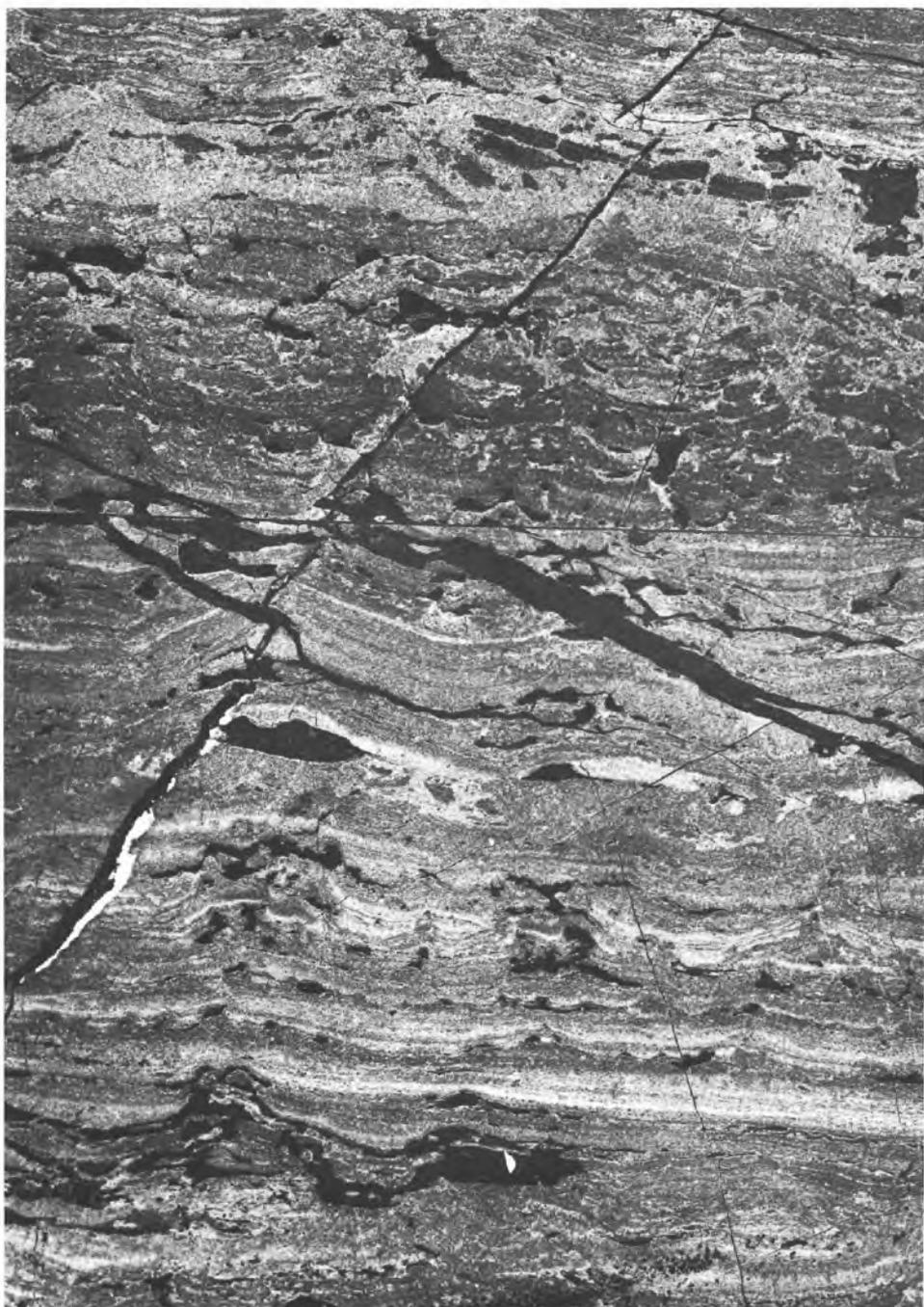
- Oolite
- Onkolite
- Messerfiche
- "Faser"-Schichtung
- Plastiklaste
- Schlammsprung
- Schrägschichtung

sowie Onkolithe sind häufig, messerstichförmige Hohlräume werden auf einstige, heute gelöste Evaporitkristalle zurückgeführt. Trockenrisse und fossile Regenspuren sind bekannt geworden. Als Bildungsmilieu gilt Watt bis Marschland (W. MÜLLER-JUNGBLUTH, 1968, S. 238), also ein nur zeitweise seicht überspültes flaches Terrain. In den Klostertaler Alpen sind im Oberen Hauptdolomit kalkige Bänke mit *Sphaerocodium bornemanni* ROTHPLETZ entwickelt (K. CZURDA & L. NICKLAS, 1970, S. 185).

Als Bildungsraum des Hauptdolomites insgesamt ergibt sich demnach und auf Grund weiterer Untersuchungen (H. ZAPPE, 1962, S. 353; H. ZANKL, 1967, S. 128, 136; 1972, S. 163 ff.; H. WIESENER, 1968, S. 437; W. MÜLLER-JUNGBLUTH, 1970, S. 293) – Abb. 99 – die seichte weite Lagunenregion bzw. eine rifferne Flachwasserzone mit ausgedehnten Schlickbänken an der Rückseite der Dachsteinkalkriffe mit hyperhalinem Charakter. Auf extrem seichtes Milieu weisen auch die durch Algenmatten (Algen-Stromatolithe) bedingten feinstschichtigen Laminite hin (Abb. 100). Die Annahme eines zeitweise trockenliegenden Wattenmeer-Bildungsraumes für den Hauptdolomit wurde übrigens auch durch die Entdeckung von Landsaurierfährten mit einer Schrittlänge von 2,9 m im analogen Obertriasdolomit der Quaternalsgruppe in den Engadiner Dolomiten unterstützt (B. SCHNEIDER, 1962). Die Dolomitisierung erfolgte in diesem Flachseegebiet synsedimentär. MÜLLER-JUNGBLUTH (1970, S. 282 ff.) charakterisierte ausführlich die Teilbildungsbereiche des Hauptdolomit-Wattenmeeres und die zugehörige Sedimentstruktur wie das vorliegende trockenliegende Marschland mit seinen fast fossilereichen Aphaniten, Areniten bis Ruditen, mit den Schlickgeröllen etc., das mit schwankender Wasserbedeckung von null bis mehreren Metern einst überspülte Watt mit fossilarmen, pelletoiden Aphaniten und Arenosiliten mit Schrägschichtung, Flaserschichtung, Algen-Stromatolithen, Schlickgeröllen, Schillagen, Ooiden und Onkoiden, Trockenrissen etc. und das ständig wasserbedeckte Flachmeer mit seinen Dasycladaceengesteinen aus Tiefen kleiner als 50 m und Sturmflutrinnen und Kanälen von maximal 100 m Wassertiefe, in der eine Molluskenbesiedlung möglich war (Abb. 99).

M a k r o f a u n a : Der Fossilgehalt des Hauptdolomites ist relativ gering. Unter den Algen ist *Gyroporella vesiculifera* GÜMBEL und *Diplopora tubispora* OTT, unter den übrigen Makrofossilien sind *Megalodus triqueter dolomiticus* FRECH und die Schnecken *Worthenia solitaria* (BEN.) sowie *Promathildia jugalis* (AMMON) bezeichnende, aber seltene Formen in noch besser durchströmten Lebensräumen – L. v. AMMON (1878), F. TRUSHEIM (1930, S. 21). Daß auch Megalodonten diesem Milieu nicht fremd waren, hat H. ZAPPE (1959, S. 126) anhand von Beispielen von Vöslau, Obertraun und vom Flexenpaß ausgeführt. Unter den Fischen sind marine Strahlenflosser vor allem in den dem Hauptdolomit eingeschalteten bituminösen Seefelder Schieferlagen vertreten (siehe S. 199) und auch in schmalen bituminösen Überzügen auf Schichtflächen des Hauptdolomites erhalten, wie etwa im altberühmten Hirtensteiner Bruch an der rechten Seite des Wiestales, 6 km NNE Hallein, wo aus einer kalkigen Partie eine reiche Fauna mit *Heterolepidotus dorsalis* (KNER) und *Colobodus ornatus* (AGASSIZ) beschrieben ist – K. GORJANOVIC-K., 1905; R. VOGELTANZ, 1969, S. 97 f., Abb. 3. Weitere Angaben über die Hauptdolomit- und Plattenkalkfauna und -flora sind bei K. CZURDA & L. NICKLAS (1970, S. 203 ff.) zu finden.

Abb. 99: Das Hauptdolomit-Bildungsmilieu nach W. MÜLLER-JUNGBLUTH, 1970, S. 293, Abb. 29.



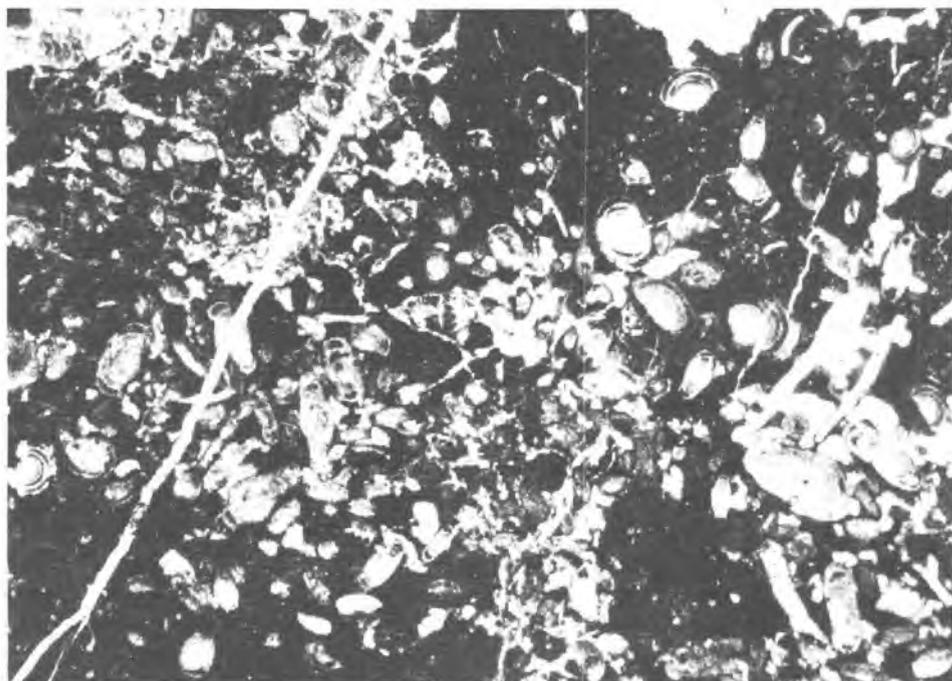


Abb. 101: Mikrofaunenreicher Hauptdolomit aus dem Inhalt des Schwefatfensters bei Baden in Nd.-Öst. mit vorwiegend *Angulodiscus tumidus* KRISTAN-TOLLM., untergeordnet auch *A. impressus* KRISTAN-TOLLM.

Die Mikrofauna des Hauptdolomites ist offenbar zufolge des einstigen hyperhalinen Milieus arm, und die wenigen resistenten Arten treten dann bezeichnenderweise horizontweise massenhaft auf, so etwa die sandschalige Foraminifere *Lituotuba*. Von F. TRUSHEIM (1930, S. 22) stammen die ersten eingehenderen Berichte über die Mikrofauna des Hauptdolomites. Eine überraschend reiche Fauna aus dem Hauptdolomit ist aus dem Gebiet des Almtales in Oberösterreich bekannt geworden (L. KOEHN-Z., 1969, S. 18 f.). Sie gleicht ganz den Foraminiferenfaunen aus dem geschichteten Dachsteinkalk und enthält unter anderem folgende Arten: *Angulodiscus communis* KRISTAN, *A. impressus* KRISTAN-TOLLM., *A. tumidus* KRISTAN-TOLLM., (hiez: *Involutina minuta* KOEHN-Z.), *A. tenuis* KRISTAN-TOLLM., *A. pragsoides* (OBERH.), *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK (hiez eindeutig „*Rakusia oberhauseri* SALAJ“ nach Vergleichsstudium über diese Art in Kössen – vgl. Abb. 145), *Trocholina permodiscoides* OBERH., *Glomospirella friedli* KRISTAN-TOLLM., „*Angulodiscus*“ *gaschei* KOEHN-Z. & BRÖNNIMANN, *Triasina oberhauseri* KOEHN-Z. & BRÖNNIM. etc. Sämtliche Arten sind – außer der letztgenannten

Abb. 100: Hauptdolomit-Laminit, ein Algen-Stromatolith mit reichlich ausspatisiertem Fenster-Gefüge (birds-eyes), die im Negativphoto des Folienabzuges als schwarze, unregelmäßige Linsen erscheinen. Unterbergdecke, 800 m östlich der Herrenalm bei Lunz, Nd.-Öst. Ausschnittgröße 42 × 60 mm.

bisher norische Form – aus dem Nor und Rhät bekannt (Abb. 101). Eine Zusammenstellung weiterer Mikrofossilien des Hauptdolomites findet sich bei K. CZURDA & L. NICKLAS (1970, S. 203 ff.), wobei dort allerdings scheinbar auch die Mikrofauna des Plattenkalkes bei der Beschreibung mit einbezogen ist. Während in dem mit dem Hauptdolomit genetisch verbundenen Plattenkalk Ostracoden stellenweise massenhaft auftreten (S. 205), sind aus dem Hauptdolomit erst wenige Arten beschrieben – z. B. *Kerocythere? dolomitica* BOLZ & KOZUR (in G. BUNZA & H. KOZUR, 1971, S. 53).

Alter: Im wesentlichen repräsentiert der Hauptdolomit die norische Stufe. Gelegentlich kann er, die Opponitzer Schichten ersetzend, tiefer greifen (S. 160). Häufig ist auch der oberste norische Anteil durch Plattenkalk ersetzt.

Sondertypen: Als Sondertypen sind dem Hauptdolomit gelegentlich folgende Schichtglieder eingelagert: Seefelder Asphaltschiefer, Bunte Keuperlagen und Ybbsitzer Rauhwaacke. Diese Schichtglieder sowie der Typus „Dachsteindolomit“ werden im folgenden getrennt besprochen.

1 a) Seefelder Schichten (Asphaltschiefer)

Begriffsprägung: C. W. GÜMBEL, 1861, S. 283, 319.

Lithologie: In lithologischer Hinsicht handelt es sich bei den Seefelder Asphaltschiefern (Fischschiefern), die in verschiedener Mächtigkeit dem Hauptdolomit eingelagert sind, um geschichtete, selten auch sandige, dunkelbraune, stark bituminöse, ölhältige Tonschiefer (B. SANDER, 1921, S. 136; W. MÜLLER-JUNGLUTH, 1970, S. 271). Durch die Anwitterung ist oft rhythmische Feinschichtung zu beobachten, in der jahreszeitliche Schichtung vermutet wird (F. TRUSHEIM, 1930, S. 16) – Abb. 102. Viele Ölschiefer wechsellagern mit tauben Kalken oder Dolomitlagen oder treten in mächtigeren Partien (bis 5 m) innerhalb einer etliche Zehnermeter mächtigen Zone des Hauptdolomites auf (W. MÜLLER-JUNGLUTH, 1968, S. 233; 1970, S. 279). Der Bitumengehalt, der meist unter 5 Prozent, in seltenen Fällen bei 20 Prozent (Seefeld in Tirol) bis sogar 45 Prozent liegt, ist teilweise in primären Lagern erhalten, teils gewandert und sekundär festgehalten (F. TRUSHEIM, 1930, S. 15). Chemische Analysen der Gesteine wurden von P. BITTERLI (1962, S. 410) bekanntgegeben.

Vorkommen: Das Auftreten der Asphaltschiefer ist an bestimmte Niveaus im Hauptdolomit gebunden. Man findet die Seefelder Schiefer im Nördlichen Karwendel angeblich auch in der unteren und mittleren Abteilung, aber auch 100 m unter der Obergrenze im Soiernkessel auf (F. TRUSHEIM, 1930, S. 16), die Schiefer liegen bei Garmisch-Partenkirchen 400 m über der Basis des Hauptdolomites. Sie sind schließlich im Seefelder Gebiet und in den Lechtaler Alpen vorhanden, hier etwa an der Basis des oberen Profildrittels (E. WESTRUP, 1970, S. 24), ebenso wie aber auch in nordrandnaher Lage am Risserkogel in den Tegernseer Bergen, wo sie ebenfalls in den oberen Etagen beheimatet sind. In regionaler Hinsicht sind sie in Tirol und Bayern weit verbreitet, fehlen weiter im Westen bis zu den Klostertaler Alpen, werden bedeutend von den Lechtaler Alpen im Westen bis zum Kaisergebirge im Osten, sind darüber hinaus auch noch im Salzburger Gebiet (z. B. im Wiestal bei Hallein) und in kleineren Vorkommen bis zum Ostrand der Kalkalpen anzutreffen – „Ölberg“ bei Alland im Wienerwald (A. SPITZ, 1920, S. 9).

Der Übergang vom Seefelder Asphaltchiefer bis zum normalen Hauptdolomit vollzieht sich relativ rasch: J. WESTRUP (1970, S. 23) hat aus den Lechtaler Alpen einen Übergangsstreifen von nur 200 m bis 300 m Breite im Streichen angegeben. H. CZURDA (1973, Abb. S. 245) gibt einen graphischen Überblick über das Auftreten dieser bituminösen Hauptdolomit-Sonderentwicklung. Selten werden ferner Glanzkohlschmitzen von wenigen Zentimetern Mächtigkeit aus Hauptdolomit-Schichtfugen gemeldet (B. PLÖCHINGER, 1973, S. 24: Osterhorngruppe-N; Hödl-Steinbruch W Rodaun).

Über die historisch weit zurückverfolgbare Nutzung der Asphaltchiefer zur Ichthyol-Gewinnung gibt R. v. KLEBELSBERG (1935, S. 66 f.) erschöpfend Überblick.

Mächtigkeit: In den westlichen Kalkalpen beträgt die Mächtigkeit der Seefelder Schiefer etliche Zehnermeter, in den Lechtaler Alpen nördlich Medriol z. B. 50 m.

Makrofauna: Die Schiefer wurden stellenweise, wie etwa in Seefeld und im Achensegebiet, zur Ichthyol-Gewinnung abgebaut, wobei berühmte Fischfaunen mit *Pholidophorus*, *Lepidotus*, *Semionotus*, *Heterolepidotus*, *Dapedius*, *Colobodus* etc. (R. KNER, 1866; 1867; vgl. auch K. GORJANOVIC-K., 1905), und stets schlecht erhaltene Pflanzenreste von *Araucaria*, *Cupressites* etc. geborgen worden sind.

Als **Bildungsraum** funktionierten isolierte Becken, Buchten und kolkartige Vertiefungen der Hauptdolomitlagune, in denen schwefelwasserstoffreiche Bodenwässer das Absterben der Fauna bewirkten (F. TRUSHEIM, 1930, S. 18; P. BITTERLI, 1962, S. 9; R. VOGELTANZ, 1969, S. 98). K. CZURDA (1973, S. 237, 244) hat zwei Typen von Ab-

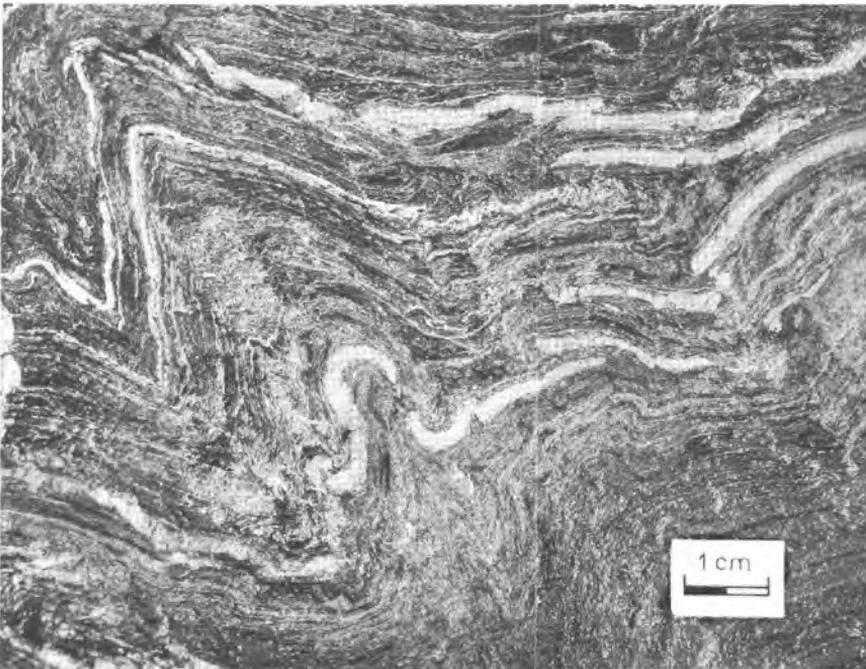


Abb. 102: Feinrhythmit aus den Seefelder Schichten mit subaquatischer Gleitfaltung. Bergbau Seefeld in Tirol.

lagerungsmilieus unterschieden: 1. Die Kolkfazies mit zunehmendem Kalkgehalt, mit abnehmender Korngröße und einem fast nur aus Illit bestehendem Tongehalt und der auffälligen Feinstrhythmik und vielfach bereits sedimentär angelegten Kleinfaltung. Hierzu gehören z. B. die Vorkommen Wiestal und Seefeld. 2. Der zweite Typus stellt eine Flachwasserbildung dar (Beispiele Allgäuer Alpen und übrigens auch Drauzug): Algenstromatolithe sind für dieses Milieu bezeichnend, die Tone werden in diesem Typus aus Illit und Kaolinit zusammengesetzt, die organische Substanz trifft man vorwiegend in Intergranularräumen, nicht fein verteilt im Sediment wie beim erstgenannten Typus.

1 b) Bunter Keuper

Der Begriff „Bunter Keuper“ für norische bunte Schiefer im alpin-karpatischen Raum wurde von D. STUR, 1868, S. 358, in den Westkarpaten aufgestellt und von H. VETTERS, 1904, S. 106, Anm. 1, auf die Nördlichen Kalkalpen, von H. P. CORNELIUS, 1936 a, S. 51, auf die Zentralalpen übertragen.

Vorkommen: Bunter Keuper schaltet sich in zentimeter- bis meterdicken Lagen, besonders in den nördlichen Randgebieten des Hauptdolomites, in meist höheren Partien dieses Komplexes (besonders im Osten) oder auch in mittleren Lagen (Karwendel) von Hindelang, Pfronten und Tannheim im Westen angefangen, bis zur Frankenfesler Decke mit ihren häufigen Keuperlagen im niederösterreichischen und Wiener Raum im Osten, zwischen den Hauptdolomitbänken ein. Über die Vorkommen in den westlichen Nordkalkalpen berichtete zusammenfassend schon F. TRUSHEIM (1930, S. 19). Im Ostabschnitt der Kalkalpen haben z. B. H. VETTERS (1904, S. 106), A. SPITZ (1910, S. 364; 1920, S. 9), P. SOLOMONICA (1934, S. 11), G. ROSENBERG (1936, S. 187 ff. und später), F. TRAUTH (1954, S. 91, Anm. 4) und A. TOLLMANN (1963 a, S. 171) referiert. Im Ostabschnitt kommen solche Keuperlagen in den inneren voralpinen Decken südlich der Frankenfesler Decke nur mehr sehr selten vor: Aus der Reisalpendecke wird Keuper noch von W. STEINHAUSEN (1959, S. 100) gemeldet, im Ostabschnitt der Lunzer Decke sind etliche Keuper-Horizonte im Steinbruch Neumühle im Kaltenleutgebener Tal erschlossen.

Lithologie: Dieser Bunte Keuper besteht aus grünen, roten, violetten, grauen oder dunklen, fast stets fossiliferen, bisher nur an einem Punkt im Almtal in Oberösterreich durch *Angulodiscus* (nicht *Involutina* aff. *liassica* [JONES] – M. KIRCHMAYER, 1957, S. 238; nach Studium des Originalmaterials durch E. KRISTAN) belegte Ton-schieferlagen, die auf Grund des Vergleiches mit den mehr und mehr gegen Norden hin an Bedeutung gewinnenden analogen Schichten im Hauptdolomit der Choč-Decke und auch noch in der Krížna-Decke der Westkarpaten mit Fug und Recht als Bunte (Karpaten-)Keuperlagen bezeichnet werden können.

1 c) Ybbsitzer Rauhwacke

Begriffsprägung: F. TRAUTH, 1954, S. 91.

Die Ybbsitzer Rauhwacke zeigt in der Nordrandzone des niederösterreichischen Hauptdolomitgebietes den Einfluß einer obersten Keuperbeeinflussung des Hauptdolomites an. Sie erscheint als norisch-rhätischer Grenzhorizont zwischen Hauptdolomit und

Kössener Schichten in Form von Rauhdecken, die ENE von Steinmühl bei Ybbsitz von roten und lichtgrauen Gipsmergeln begleitet sind. In diesem Raum enthalten sie nach F. TRAUTH wahrscheinlich sogar ein kleines Gipslager, das den höchsten Salinarhorizont der Trias beinhaltet.

1 d) Dachsteindolomit

Begriff: Die Bezeichnung Dachsteindolomit wurde ursprünglich vielfach einfach als Synonym zu Hauptdolomit C. W. GÜMBEL, 1857, S. 148, verwendet (F. v. HAUER, 1872, S. 179) und auch bis in jüngere Zeit parallel geführt (Otschergebiet: F. TRAUTH, 1948, Taf. 4: Hauptdolomit; A. RUTTNER, 1949, Taf. 1: Dachsteindolomit). Auf D. STUR (1871, S. 403) geht der erste Versuch einer präziseren Fassung des Begriffes zurück: Er erachtete Hauptdolomit im Liegenden der Kössener Schichten, also im Hauptdolomitfaziesraum im Sinne SPENGLERS, als älter und bezeichnete den helleren, stets bitumenfreien Hauptdolomit im Liegenden des Dachsteinkalkes, also im Raum der Dachsteinkalkfazies SPENGLERS, als Dachsteindolomit, dabei an ein jüngeres, ausschließlich rhätisches Alter denkend. Der Altersunterschied hat sich nicht belegen lassen. Aber auch der verschiedenen Namengebung des Hauptdolomites je nach dem Auftreten in verschiedener Faziesregion ist kaum zuzustimmen, obgleich auch noch bei R. v. KLEBELSBERG (1935, S. 73) und bei E. SPENGLER (1924, S. 68; 1951 a, S. 312) ähnlich referiert. Anders wird der Begriff bei W. SCHLAGER (1967 b, S. 230), und zwar für dolomitisierte Dachsteinkalkalke, verwendet. Weitere Anmerkungen hierzu finden sich bei O. KÜHN (1962, S. 99 f.).

Eine andere Gruppe von Autoren aber betont bei der Verwendung des Begriffes Dachsteindolomit, daß bei diesem der Typus des Loferer Dolomites im Sinne von B. SANDER (1936, S. 100) mit seinen Rhythmitpartien im Millimeterbereich auftritt. Vergleichbar sind die dolomitischen Typen des Loferites (A. G. FISCHER, 1964, S. 124). Die letzte ausführliche Beschreibung solcher „Dachsteindolomite“ mit einer dm-dicken Bankung und Sammelkristallisation in den tieferen Partien sowie den feinschichtigen, an Kräuselungen etc. reichen Typen im hangenden, feinkörnigen Anteil hat K. BÜCHNER (1970, S. 51 f.; 1974, S. 82) aus den Gesäusebergen gegeben. Ähnlich wie hier gehen auch in dem vom Verfasser (1960 b, S. 42) und von W. SCHÖLLNER (1971, S. 82 ff., Abb. 13) studierten Gebiet im Lawenstein-Nordteil SE vom Grundlsee im Stirnbereich der Warscheneckdecke die dort im Hangenden durch einen mächtigen Anteil solcher Millimeter-rhythmite gekennzeichneten „Dachsteindolomite“ allmählich unter Einschaltung von mehr und mehr Kalklamellen innerhalb der Rhythmite in die dolomitischen Dachsteinkalke im Hangenden über. Da aber auch aus voralpinem Faziesraum die rhythmischen, an Kräuselungen und Sedimentstrukturen reichen Hauptdolomittypen bekannt sind, erscheint es mit Hilfe dieses Argumentes allein derzeit nicht möglich, eine klare Abgrenzung des Dachsteindolomites vom Hauptdolomit zu geben.

Die **V e r b r e i t u n g** dieses reinen, hellen Dolomittypus ist mehr auf die Südhälfte der Kalkalpen beschränkt und endet gegen Westen mit den Waidringer Alpen im Raum von Lofer.

Die **M ä c h t i g k e i t** des Hauptdolomites (Dachsteindolomites) des Dachsteinkalkfaziesraumes bleibt naturgemäß hinter jener des voralpinen Bereiches zurück und mag in optimalen Fällen bei 200 m liegen (W. DEL-NEGRO, 1960, S. 15).



Abb. 103: Norischer Plattenkalk, Bockkogel-E, Voralpe SSW Gr. Hollenstein, Nd.-Öst.

2. Plattenkalk

Begriffsprägung: C. W. GÜMBEL, 1861, S. 279 (Name), 285 (Beschreibung).

Lithologie: Während abschnittsweise der Hauptdolomit unmittelbar von Kössener Schichten überlagert wird, geht er andernorts, besonders in den westlichen Kalkalpen, nach oben hin allmählich in den Plattenkalk über. Dieser besteht aus mittel- bis dunkelgrauen, auch bläulich- oder bräunlichgrauen dünn- oder dickbankigen ebenflächigen Kalken, denen besonders in den tieferen Bänken oder auch noch hoch empor Dolomitbänke vom Typus des Hauptdolomites zwischengelagert sind – Abb. 103. Die

Kalke sind partienweise oolithisch und enthalten, besonders in den höheren Partien, einzelne Lumachellebänke. Schmale Mergellagen können auftreten. Auch Buntfärbung des Basalteiles ist möglich (Ziegspitze im Ammergebirge, Bayern).

Die detaillierte sedimentologische Untersuchung des Plattenkalkes in den Klostertaler Alpen durch K. CZURDA (1970, S. 468 ff.) hat gezeigt, daß besonders im Übergangsbereich von wechselnder Kalk- und Dolomitsedimentation charakteristische sedimentäre Zyklen (Zyklotheme) die Plattenkalkfolge beherrschen. Bei vollständiger Entwicklung folgen über einer dolomitischen, weiß anwitternden Bank mit Millimeter-rhythmit-Algenstromatolithlagen als Bildung des Gezeitenbereiches unter zeitweiliger Trockenlegung zunächst durch verstärkte Wellentätigkeit ein kalkig gebundener Resedimentationshorizont und darüber eine häufig Megalodonten führende kalkige Biogenbank, unter tieferer Wasserbedeckung gebildet. Die dolomitischen Bänke weisen auf extremen Flachwasserbereich, ihre Schrumpfungsporen auf zeitweises Trockenfallen hin. Bitumenmergel-Einschaltungen wie im Hauptdolomit kommen selten vor (Sojern N vom Karwendel). In der reinen Kalksedimentation im höheren Plattenkalkniveau dieses Raumes drückt sich das allmähliche Tieferwerden (des allerdings noch immer relativ seichten Bildungsmilieus) gegenüber dem Ablagerungsraum des Hauptdolomites aus. Eine nähere mikrofazielle Charakteristik des Plattenkalkes wurde ferner durch F. FABRICIUS (1966, Taf. 1) und K. CZURDA & L. NICKLAS (1970, S. 186 f.) gegeben – Abb. 104.

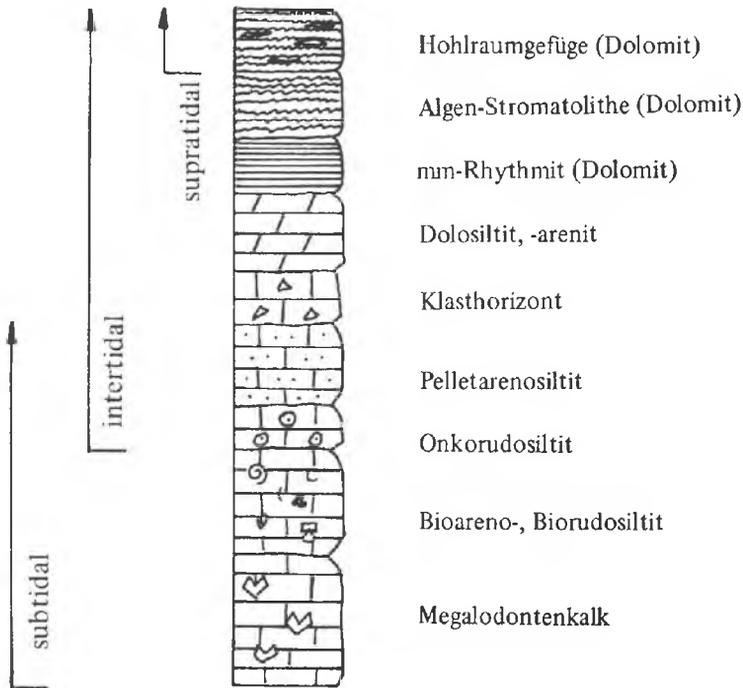


Abb. 104: Mikrofaziestypen des Plattenkalkes und ihre Tiefenzuordnung nach K. CZURDA, 1970, S. 46.

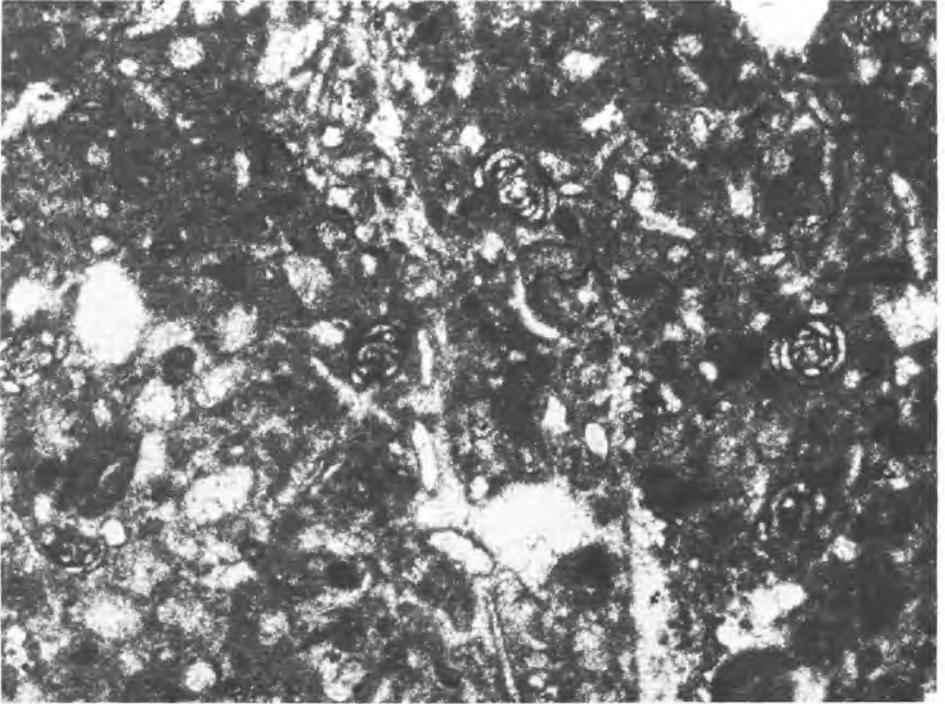


Abb. 105: *Glomospirella friedli* KRISTAN-TOLLM. im norischen Plattenkalk des Hirzeneck NE Mittenwald in Bayern. Bildlänge 3,6 mm.

Die Mächtigkeit des Plattenkalkes schwankt zwischen null und 400 m, welchen Betrag er in der mittleren Zone der westlichen Kalkalpen erreicht (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1964, S. 256). Die größten Mächtigkeiten trifft man in den westlichen Kalkalpen an. Noch vom Wolfgangsee-Gebiet werden aus dem Tirolikum Beträge von einigen hundert Metern gemeldet (B. PLÖCHINGER, 1973, S. 25). Im Osten fehlt der Plattenkalk auf weiten Strecken ganz. Beträge von rund 200 m (G. HERTWECK, 1961, S. 20) sind hier bereits Höchstwerte.

Alter: Der Plattenkalk ist altersmäßig überwiegend ins Oberrhin einzuordnen, reicht eventuell aber auch noch ins Rhät. Die Untergrenze liegt altersmäßig nicht gleich hoch, sondern stellt eine Faziesgrenze dar, wobei sie mit dem Einsatz der ersten mächtigeren Kalkbank in der Kalk-Dolomit-Wechselfolge der Grenzregion gezogen wird – von einzelnen isolierten Kalkbänken tief im Inneren des Hauptdolomites abgesehen (vgl. K. CZURDA & L. NICKLAS, 1970, S. 230). Eine scharfe Untergrenze kann gelegentlich durch eine allerdings nur wenige Dezimeter mächtige sedimentäre Plattenkalk-Basisbrekzie gegeben sein (Nordteil der Osterhorngruppe – B. PLÖCHINGER, 1964 a, S. 15).

In der Makrofauna sind die Schnecken *Rissoa alpina* GUÉMBEL, *Naticopsis ornata* SCHAFHÄUTL, *Worthenia contabulata* COSTA etc. sowie zahlreiche Fischreste (L. v. AMMON, 1878; K. LEUCHS, 1927 b; F. TRUSHEIM, 1930, S. 29; R. v. KLEBELSBERG,

1935, S. 68) Charakterformen des Plattenkalkes. *Rhactavicula contorta* (PORTL.) erscheint bereits im Oberteil des Plattenkalkes (R. SIEBER, 1971, S. A 104; B. PLÖCHINGER, 1973, S. 26). In seinen oberen Partien sollen sich angeblich schon die sonst zu Ende des Rhät weit verbreiteten Muscheln *Conchodus infraliasicus* STOPPANI und *Dicerocardium* sowie Korallen wie *Thecosmilia* cf. *fenestrata* REUSS einstellen (K. CZURDA, 1970, S. 549; 1973, S. 400 f.).

In der Mikrofauna dominieren die Foraminiferen *Glomospirella friedli* KRISTAN-TOLLM. – vgl. Abb. 105–106, *Angulodiscus pragsoides oscillans* (OBERH.), *Trocholina permodiscoides* (OBERH.) und *Triasina hantkeni* (MAJZON) – vgl. Abb. 110, 139, 144, die sämtliche auf die Obertrias beschränkt sind, während die aus dem Plattenkalk bekannt gewordenen Eoguttulinen (F. FABRICIUS, 1966, S. 10) aus dem Lias erstbeschrieben sind. Weitere Foraminiferen, Ostracoden und Holothurien wurden von K. CZURDA & L. NICKLAS (1970, S. 194 ff.) gemeldet. Ostracoden erreichen im Plattenkalk stellenweise ungewöhnliche Häufigkeit: Kalkbänder aus Kalk-Dolomit-Rhythmiten können bis zu 80 Prozent aus Ostracoden bestehen, unter denen besonders die Gattungen *Albacythere*, *Kerocythere* und *Lutkevichinella* auffallen (H. KOZUR & L. NICKLAS, 1970). Unter den Algen ist die konzentrische Krusten bauende, im Karn weit verbreitete Art *Sphaerocodium bornemannii* ROTHPLETZ im Plattenkalk zuerst gefunden worden.

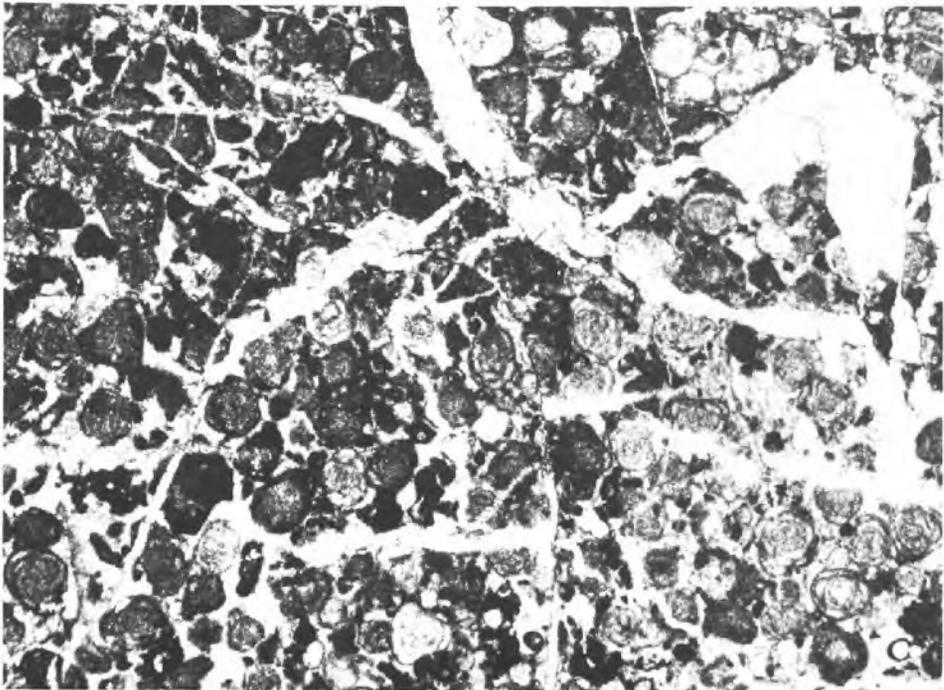


Abb. 106: Gesteinsbildendes Auftreten von *Glomospirella friedli* KRISTAN-TOLLM., die das leicht hyperhaline Milieu des Plattenkalkes und Hauptdolomites ertrug. Norischer Plattenkalk des Sojern, Karwendel-Vorzone, Bayern. Bildlänge 8,3 mm.

2 a) Tierbergkalk

Begriffsprägung: K. LEUCHS, 1927, S. 151 – nach der Lokalität Tierberg NNW von Kufstein in Tirol.

Position und Lithologie: Als Tierbergkalk werden Einschaltungen von hellbräunlichen bis gelblichweißen mehr oder weniger deutlich gebankten Kalken innerhalb des Hauptdolomites bezeichnet. K. LEUCHS (1921, S. 47; 1927, S. 151; 1928, S. 429) und R. v. KLEBELSBERG (1935, S. 64) haben sich eingehend mit der Lithologie und Stellung dieses Kalkes beschäftigt und ihn als eine Varietät des Plattenkalkes, als nicht dolomitisierte, kalkig gebliebene Gesteinspartien in den tieferen und mittleren Teilen des Hauptdolomites betrachtet. Da von anderer Seite (O. AMPFERER, 1922, geol. Kt.) der Kalk des Tierbergzuges dem Wettersteinkalk zugeordnet worden war, blieb auf Grund des Makrofossilmangels seine Stellung umstritten und konnte erst jüngst mikrofaunistisch als Obertrias fixiert werden (A. TOLLMANN, 1969 c, S. 144).

Verbreitung: Der Tierbergkalk ist neben dem Tierbergzug 2 km NNW von Kufstein auch vom Veitsberg 15 km W Kufstein und von St. Nikolaus E Ebbs im Vorland des Kaisergebirges gemeldet worden (E. SPENGLER, 1956, S. 19; A. TOLLMANN, 1969 c, S. 145). Kalkige Lagen in verschiedenen Niveaus des Hauptdolomites sind aber in den Kalkalpen vereinzelt weithin anzutreffen.

Alter und Mikrofauna: Die aus der Typlokalität des Tierbergkalkes beschriebene Foraminiferenfauna mit *Glomospirella friedli* KRISTAN-TOLLM., *Angulodiscus communis* KRISTAN, *A. impressus* KRISTAN-TOLLM., *A. tumidus* KRISTAN-TOLLM. etc. (A. TOLLMANN, 1969 c, S. 144) – vgl. Abb. 168 – entspricht in ihrem Habitus ganz jener des geschichteten norisch-rhätischen Dachsteinkalkes. Die Zusammensetzung der Fauna belegt das höher-obertriadische Alter eindeutig.

3. Dachsteinkalk, norischer Anteil

Begriff schon bei F. SIMONY, 1847, S. 218, verwendet.

Vorkommen und Umfang: Die Dachsteinkalk-Entwicklung setzt in den Kalkalpen im Raum der Loferer Steinberge im Westen ein und zieht von hier durch die Südzone der Kalkalpen gegen Osten, große Hochgebirgsstöcke der Kalkhochalpen im Juvavikum und im Tirolikum aufbauend. Die Bildung des Dachsteinkalkes in diesem Raum hat das Nor und Rhät über angehalten, wobei keine lithologisch ausgeprägte Grenze auftritt, wodurch die Trennung von norischem und rhätischem Anteil – besonders im Riffbereich – große Schwierigkeiten bereitet. Karnische Anteile in dieser Fazies werden ja, wie oben ausgeführt, als Tisovec-Kalk bezeichnet.

Lithologie und Genese: In bezug auf die Genese des Dachsteinkalkes sind in letzter Zeit bedeutende Erkenntnisse erzielt worden. Die ersten eingehenden sedimentpetrographischen Untersuchungen stammen schon aus dem Jahr 1936 (B. SANDER), gefolgt von den Arbeiten von W. SCHWARZACHER, 1949; 1954. Aber erst durch die vergleichende Arbeitsweise, die die sedimentologischen Daten des Dachsteinkalkes mit den Erfahrungen an rezenten Riff- und Lagunensedimenten interpretierte, wurden weitere zahlreiche Einzelheiten der Bildungsbedingungen geklärt. Richtungsweisend für alle weiteren modernen Forschungen sind hier die Ergebnisse, die A. G. FISCHER (1964) in bezug auf die geschichteten Dachsteinkalke und H. ZANKL (1969) in bezug auf den Dachstein-

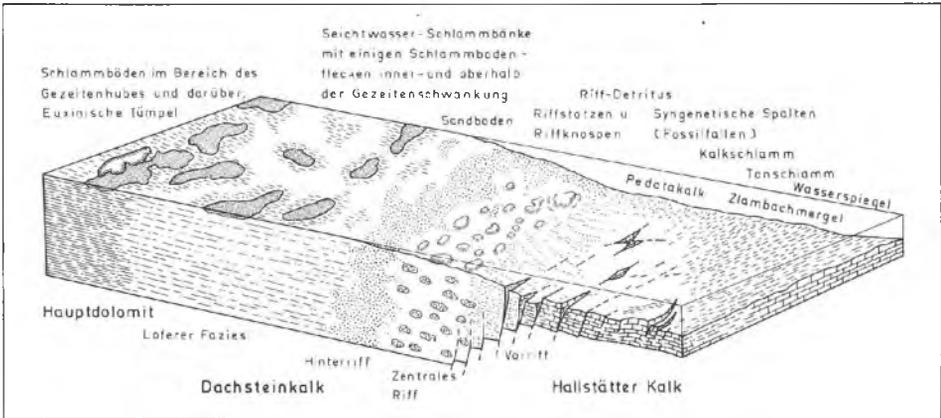


Abb. 107: Paläogeographisches Schema der Ablagerungsbedingungen und der Beziehungen von Plattformsedimenten und Hallstätter Tiefschwellenfazies in den mittleren Kalkalpen nach H. ZANKL, 1971, S. 150, Abb. 2.

riffkalk erzielt haben. Die Rifforschung am Beispiel des Dachsteinriffkalkes ist noch im Gange (F. FABRICIUS, 1966; E. FLÜGEL et al., 1963; H. ZANKL, 1967; H. ZAPPE, 1967 a, 1972 etc.) – Abb. 107.

Im folgenden sollen die drei Untertypen des Dachsteinkalkes, der geschichtete Dachsteinkalk (Loferer Typus), der Dachsteinriffkalk und der Wandkalk, getrennt besprochen werden.

3 a) Geschichteter Dachsteinkalk

Bezeichnung: Die geschichtete Variante des Dachsteinkalkes wird als Loferer Typus des Dachsteinkalkes oder als Loferer- bzw. Gesäusefazies des Dachsteinkalkes bezeichnet – Abb. 108.

Lithologie und Genese: Der geschichtete Dachsteinkalk ist eine Bildung einer sehr flachen See (vgl. schon H. ZAPPE, 1959, S. 126) und ist an der Rückseite eines Riffes, in der Lagune eines Riffgürtels entstanden, an dessen Außenseite die Beckenfazies mit den Hallstätter Gesteinen als gleichzeitiges Gegenstück in den Nordkalkalpen zur Ausbildung kam. Die Entstehung und den Aufbau der Bankung des geschichteten Dachsteinkalkes mit einer zyklischen Sedimentation hat A. G. FISCHER (1964) im Loferer Gebiet geklärt. Jeder der dort vorhandenen mindestens 300 Zyklen, die Gesamtmasse des Dachsteinkalkes dieser Region einnehmend, gliedert sich wie folgt (Abb. 109):

a) Auf einer durch Auftauchen über dem Meeresspiegel erosiv entstandenen Diskontinuitätsfläche lagert mit sehr geringer Mächtigkeit (cm-Bereich) ein rotes, grünes oder graues toniges Material mit aufgearbeiteten Karbonatgeröllen als Rest der vorausgegangenen Erosionsepoche.

b) Hierauf folgt eine 10 cm bis 50 cm mächtige Lage von wechselweise kalkig-dolomitischen Millimeterrhythmiten, den sogenannten Loferiten, die Algenmatten und Algenkrusten, Trockenrisse und sehr charakteristische, später mit reinem Kalzit erfüllte Porenhohlräume (sogenannte „birdseyes“) erkennen lassen. Die Fauna

dieses Abschnittes des geschichteten Dachsteinkalkes ist geringfügig. Diese Ablagerungen gelten als Bildung eines nur zeitweise überfluteten Wattes und Hochwattes.

c) Den Hangenteil eines Zyklus bildet schließlich eine mehrere Meter mächtige *Megalodontenkalkbank*, die aus Kalken mit feinem Korn unter Beteiligung von Onkolithen besteht. Die Fauna ist reicher als die des Loferites; Megalodonten in

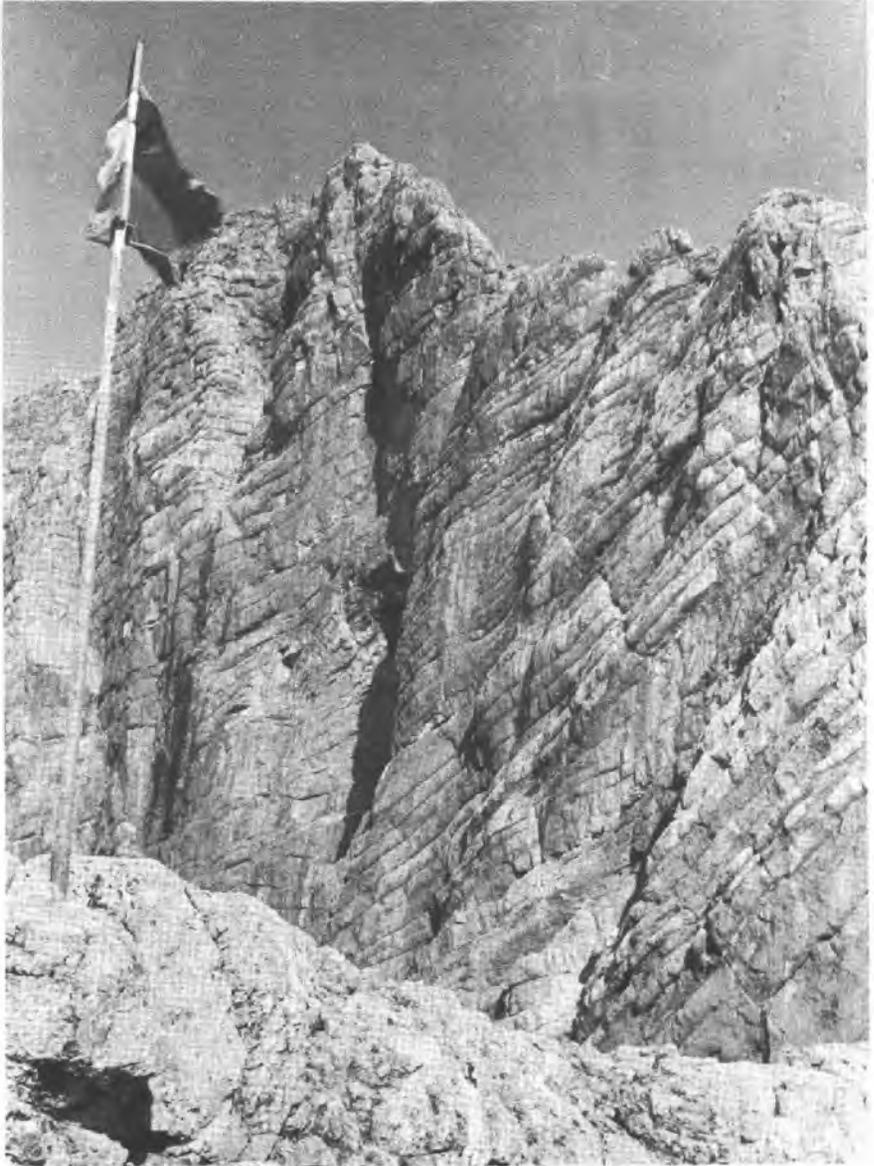


Abb. 108: Der Dachsteinkalk des Dachsteingipfels als Typus des geschichteten norisch-rhätischen Dachsteinkalkes, der in dieser hohen Partie wohl schon dem Rhät angehört.

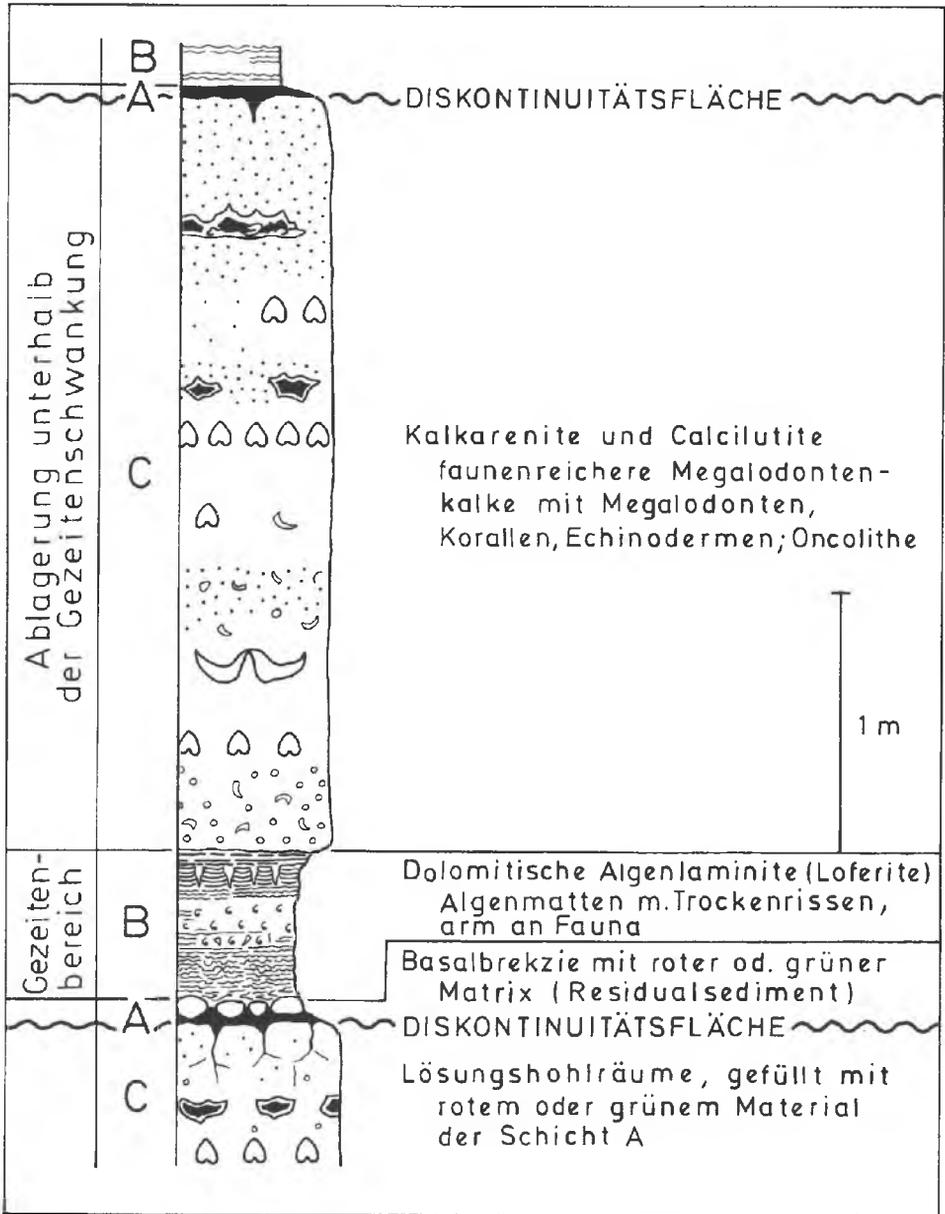


Abb. 109: Zyklische Folge von Gesteinstypen im Loferer Dachsteinkalk nach A. G. FISCHER, 1964, S. 113. Beschriftung ergänzt.

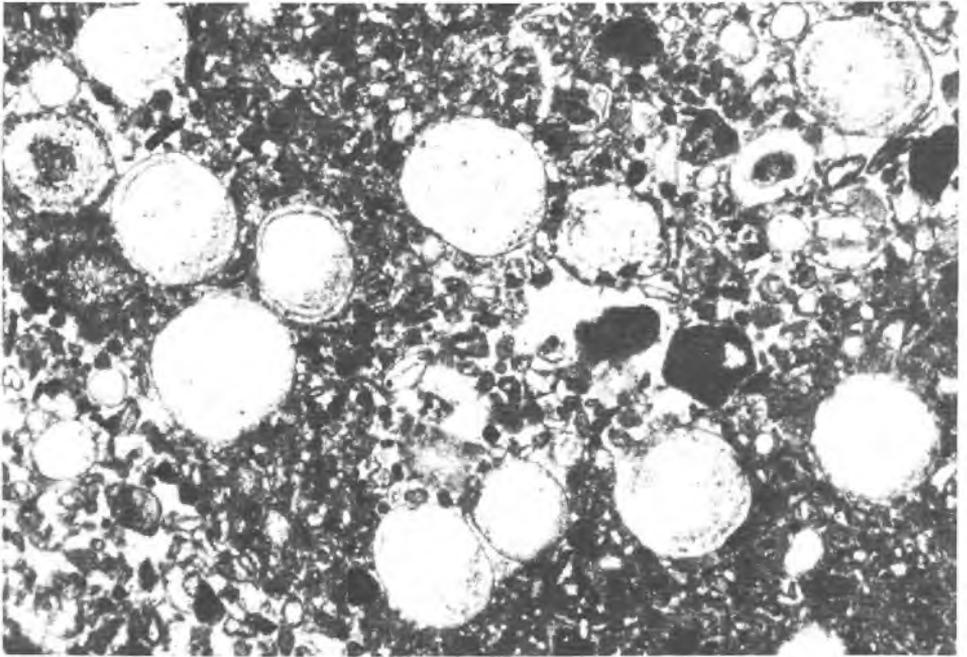


Abb. 110: *Triasina hantkeni* MAJZON als Hauptbestandteil der Foraminiferenfauna im geschichteten norisch-rhätischen Dachsteinkalk am Dürrenstein-NE-Hang, Unterbergdecke, Nd.-Ost.; Länge des Schliffphotos 10 mm.

Lebensstellung (H. ZAPPE, 1957, S. 90), Gastropoden, auch Thecosmilienbänke und Echinodermen treten auf, daneben stellen sich verschiedene Gruppen von höheren Algen ein. Diese Bänke entstanden unter ständiger Wasserbedeckung unterhalb des Gezeiten-tiefstandes.

Von diesem Normaltypus von Lofer kann die Struktur des geschichteten Dachsteinkalkes in zwei Richtungen abweichen: Entweder es entwickelt sich unter Reduzierung oder Ausfall der Megalodontenkalkbänke eine kalkig-dolomitische Folge von Loferrit, die zum Dachsteindolomit überleitet, oder aber es halten die beiden erstgenannten Horizonte vielfach nicht aus und laufen im Zehner- und Hundertermeterbereich aus, so daß sich die Megalodontenkalkbänke von drei oder mehreren Zyklen vereinen (H. ZANKL, 1967, S. 135). In Summe ergibt sich als Bildungsraum des geschichteten Dachsteinkalkes ein durch kleine, nur zeitweise überspülte Inselchen gegliedertes, sehr seichtes Meeresgebiet, in dessen ständig überfluteten Regionen der Lebensraum der Megalodonten und der begleitenden Fauna gelegen war.

Über Spaltenfüllungen im Dachsteinkalk, die selbst noch mit Dachsteinkalk (und nicht wie in der überwiegenden Zahl der Fälle mit Liasrotkalk) erfüllt sind, haben A. G. FISCHER (1965, S. 141) und W. SCHÖLL & WENDT (1971, S. 90 ff.) aus dem Tennengebirge und Steinernen Meer berichtet. Eine Anreicherung von Brachiopoden in diesen submarinen Spaltenfüllungen der Obertrias ist bezeichnend.

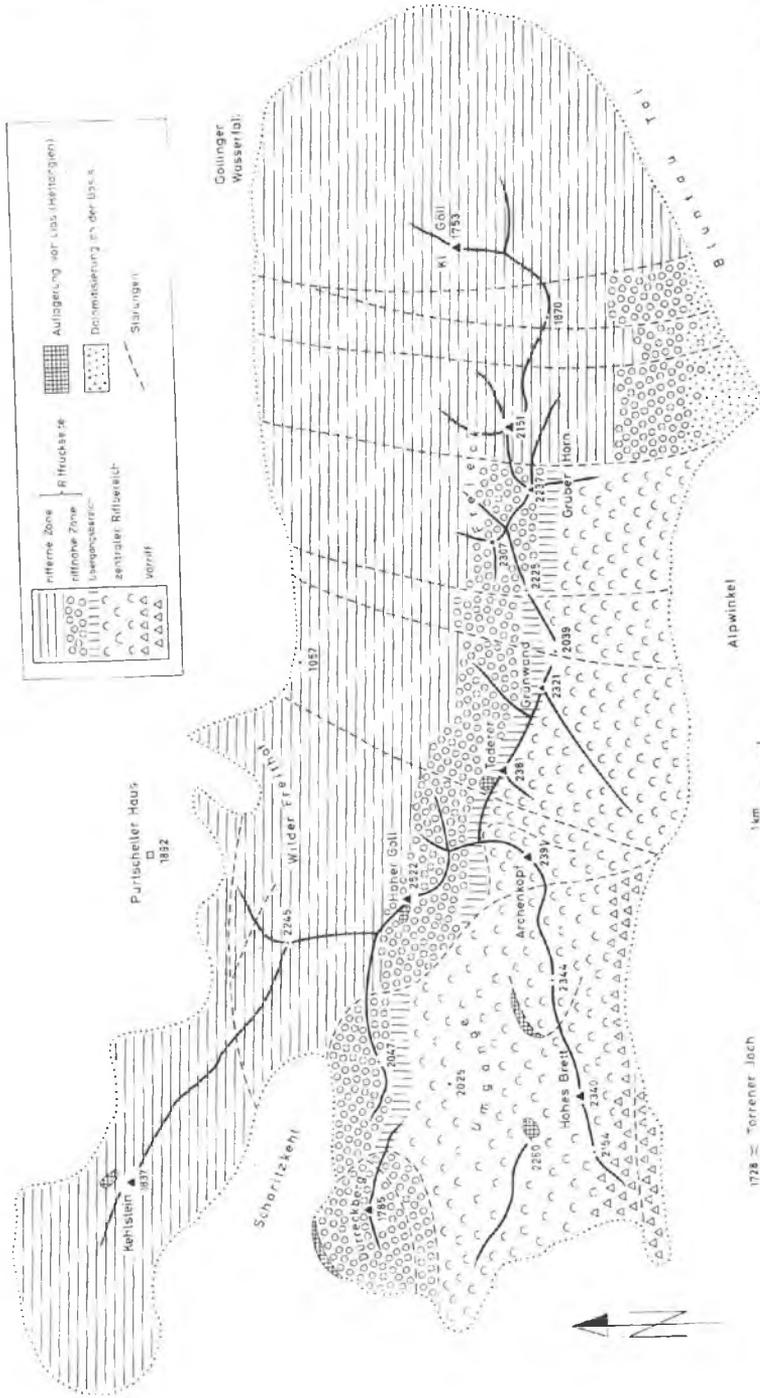


Abb. 111: Die Gliederung des Riffee am Hohen Göll in Salzburg durch H. ZANKI, 1969 a, S. 16, Abb. 2, als Beispiel für fazielle Analyse eines obertriadischen Rifffkomplexes.

Eine spätere Rotfärbung von Partien im Dachsteinkalk entlang von oberflächennahen Klüften kann eine Abänderung der Physiognomie des Normaltypus bewirken, für die F. TRAUTH (1908, S. 1419) anhand des Beispiels aus dem Mandlingzug im Ennstal überflüssigerweise den Namen „Zaimkalk“ geprägt hat (F. TRAUTH, 1925, S. 181 ff.; O. KÜHN, 1962, S. 524; A. KIESLINGER, 1964, S. 146 f.). Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. R. LEIN handelt es sich bei diesen sogenannten „Zaimkalken“ des Mandlingzuges aber um Tisovec-Kalke, die einerseits an Klüften rot verfärbt sind, in welche aber andererseits stellenweise in Spalten echte Hallstätter Kalke mit Conodonten des Obertuval eingelagert sind.

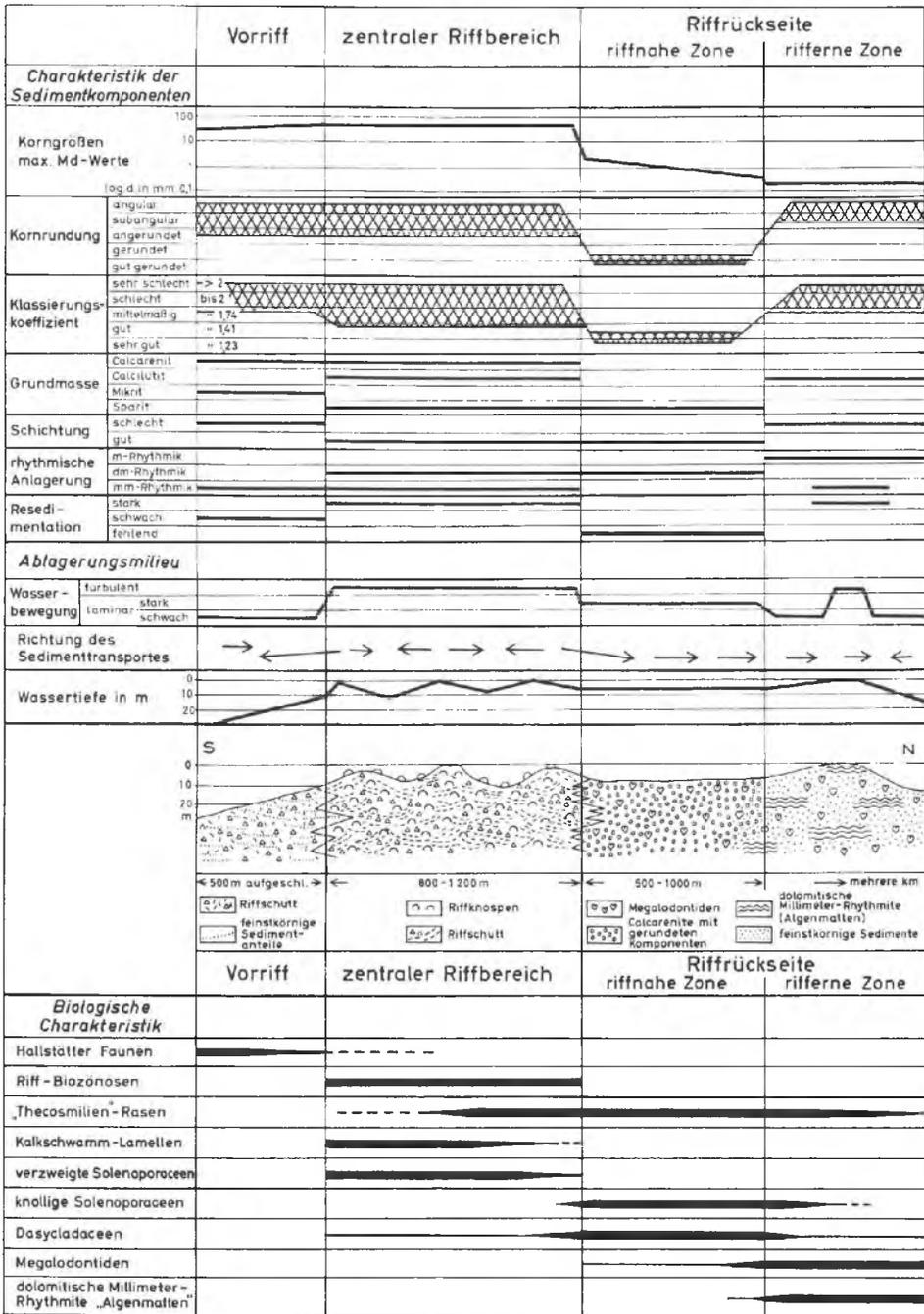
Die Mächtigkeit des geschichteten Dachsteinkalkes kann 1500 m erreichen (Nordteil der Dachsteindecke), wobei aber norischer und rhätischer Anteil zusammen gerechnet sind. Ein Betrag von über 1000 m (Loferer Steinberge) bzw. 1200 m (Berchtesgadener Gebiet) wird häufig erreicht. Bei der hierfür zur Verfügung stehenden Zeit von 15 Millionen Jahren ergäbe sich demnach im Durchschnitt eine Sedimentationsrate von 0,1 mm pro Jahr – vgl. H. ZANKL, 1971, S. 162 f.

Zur Fauna der Megalodontenkalkbänke sei folgendes erwähnt: Charakteristisch für den norischen Anteil im alten Sinne sind folgende Megalodontenarten (C. W. GÜMBEL, 1862; A. STOPPANI, 1860/65; R. HOERNES, 1880; F. FRECH, 1912 a, b; E. VEGHNEUBRANDT, 1960–1973; H. ZAPPE, 1964 c; G. TICHY, 1974, Tab. 1 etc.): *Megalodus paronai* DI STEF., *M. triqueter dolomiticus* FRECH, *M. boeckhi* HOERNES, *M. hoernesii* FRECH, *M. complanatus* GÜMBEL. – *Megalodus gümbeli* STOPPANI hingegen kann noch in den rhätischen Dachsteinkalk emporreichen. Als allgemeiner Zug läßt sich die Größenzunahme der Megalodontiden in der Obertrias im Sinne von F. FRECH (1904) feststellen – H. ZAPPE (1964, S. 370).

In der Mikrofauna scheinen im geschichteten Dachsteinkalk die Holothurien die wichtigsten Elemente zur Trennung eines norischen, sevatischen und höher-rhätischen Anteils zu sein. Die Holothurienfauna des norischen bis sevatischen Anteils besitzt besonders zahlreiche Vertreter der Formgattung *Theelia* (*Th. stellifera* ZANKL, *Th. seniradiata* ZANKL, *Th. variabilis* ZANKL) – H. ZANKL, 1966, S. 85. H. MOSTLER (1973, S. 740, Abb. 5–6) hat, vom Hallstätter Kalk ausgehend, eine Untergliederung des Nor-Sevat auf Grund der Holothurien in Assemblage-Zonen vorgenommen (Abb. 34).

Die Foraminiferenfauna weist eine ganze Reihe von Arten auf, die für das norisch-rhätische Dachsteinkalkmilieu bezeichnend sind, liefert aber bisher noch keine brauchbaren Arten zur Trennung der altersverschiedenen Anteile. In den artenarmen Assoziationen ist besonders *Glomospirella friedli* KRISTAN-TOLLM. bezeichnend. Als Charakterform des gebankten Dachsteinkalkes ist ferner *Triasina hantkeni* MAJZON besonders erwähnenswert (Abb. 110, 144). Bezüglich der übrigen Foraminiferenfauna in den reicheren Vergesellschaftungen sei auf das beim rhätischen Dachsteinkalk Angeführte verwiesen (S. 268 f.).

Abb. 112: Sedimentologische und biofaziale Charakteristik des Dachsteinkalkriffes am Hohen Göll, Salzburg, nach H. ZANKL, 1969 a, Abb. 74.



3 b) Dachsteinriffkalk

Gesteinstypen: Auch der eigentliche Dachsteinriffkalk des „Riffkernes“, also des einstigen zentralen Riffbereiches, besteht zum größten Teil aus Riffschutt (90 Prozent im Beispiel des Göllriffes), der zwischen den Riffknospen abgelagert wird. Dabei umfaßt der Begriff des Riffkalkes s.l. noch den ungeschichteten Riffschutt der Vorriffzone, so daß insgesamt nur sehr kleine Teile des Riffkalkes ein organogen gewachsenes Gerüst aufweisen.

Die Gliederung der Lebensräume im Riffkomplex als Ganzes (Abb. 111): Der Riffkomplex im Dachsteinkalk läßt an der Außenseite das Vorriff unterscheiden, das dem mit Frischwasser versorgten tieferen Becken der Außenseite mit Hallstätter Fazies zugekehrt ist, ferner den zentralen Riffbereich und die Riffrückseite mit den riffnahen megalodontenreichen Partien und den riffernen, schlecht durchspülten und seichteren Ablagerungen der Lagune mit den durch Algenbewuchs entstandenen charakteristischen Millimeterrhythmiten.

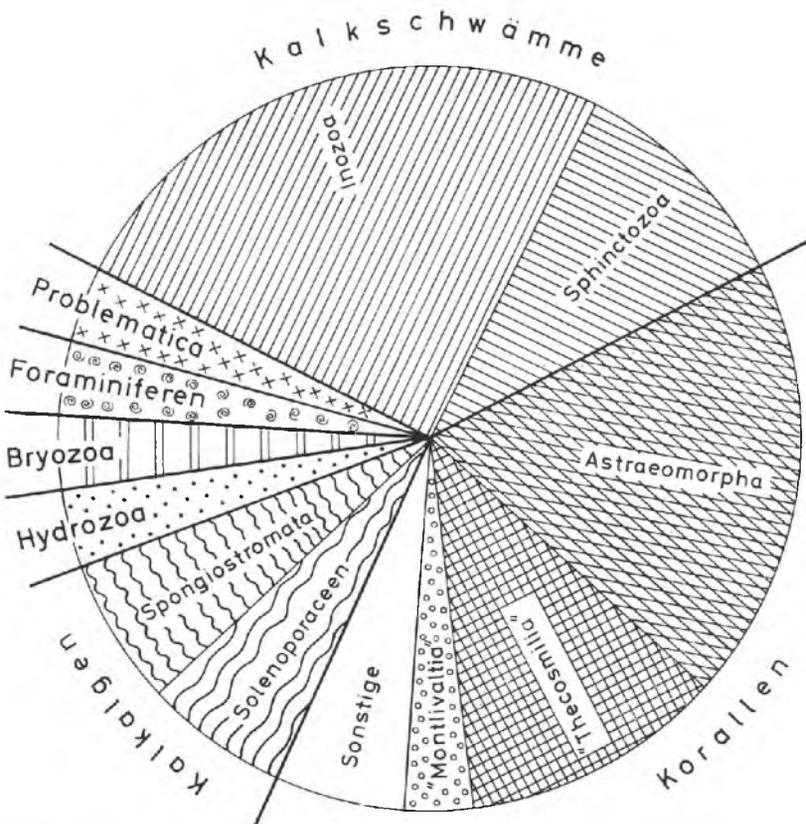


Abb. 113: Die Volumensanteile der Riffbildner im zentralen Riffbereich des Dachsteinkalkriffes am Hohen Göll, Salzburg, nach H. ZANKL, 1969 a, Abb. 63.

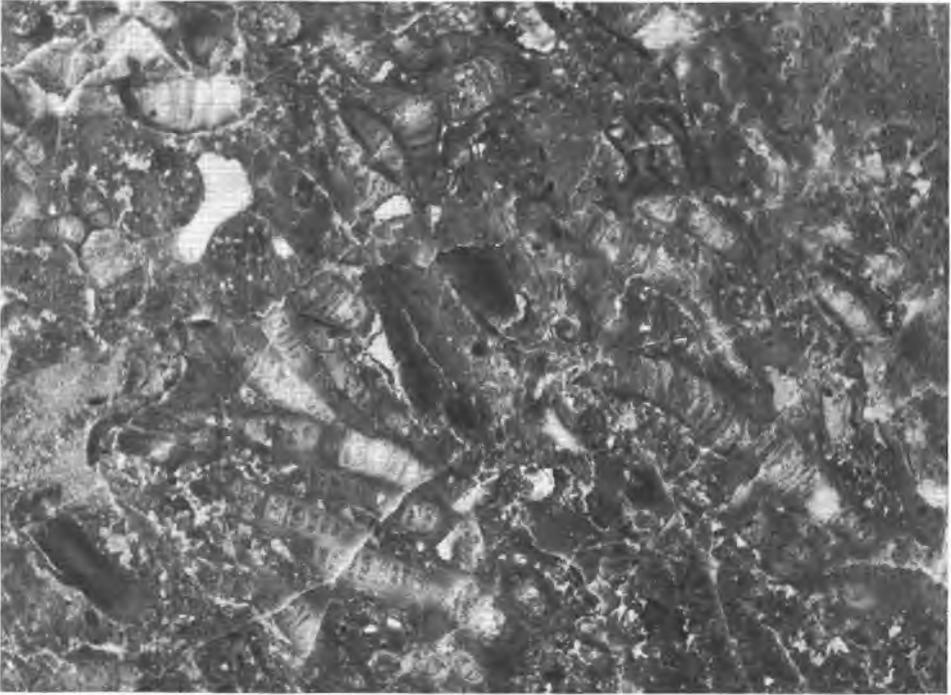


Abb. 114: Die Koralle *Pinacophyllum* im norisch-rhätischen Dachsteindriffkalk NW vom Ht. Gosausee, Ob.-Öst.

a) **Vorriffbereich**: Dem Dachsteinkalktypus aus dem Vorriffbereich fehlen Riffbildner in Lebensstellung, der Hauptteil des Materials besteht aus Riffschutt. Der Kalk zeigt keine ausgeprägte Schichtung, die bis Kubikmetergröße erreichenden klastischen Komponenten sind schlecht klassiert und nicht wie im zentralen Riffbereich durch spätigen Kalk verbunden, sondern durch eingeschwemmtes rotes oder graues, feinkalkarenitisches bis mikritisches Material zementiert – Abb. 112. Die roten Kalkeinlagerungen können ein Ausmaß von mehreren Metern erreichen und in Fällen, wo die Hallstätter Zone benachbart war, Hallstätter Ammoniten enthalten – so z. B. der Riffkalk des Hohen Göll mit den Hallstätter Kalklinsen (H. ZANKL, 1962, S. 454), oder jener auf der Südseite der Salzburger Kalkalpen (F. TRAUTH, 1925, S. 184 f.) – vgl. A. TOLLMANN, 1968 a, S. 232. Die Bildung des Riffschuttes, der das einstige Vorriffgebiet belieferte, erfolgte erst in der Turbulenzzone oberhalb von 10 m Wassertiefe (H. ZANKL, 1969, S. 76). Algenarten wie *Diplopora tubispora* OTT wurden aus sevatischen bis höherrhätischen Riffschuttkalken beschrieben (E. OTT, 1967 b, S. 213; 1973 b, S. 461; 1974).

b) Der Riffschuttkalk im zentralen Riffbereich besteht aus den gewachsenen Riffknospen und dem sich dazwischen ansammelnden Riffschutt, der aus organogenem Material und schon verfestigten Kalktrümmern besteht, nur sehr untergeordnet Ooide führt und in der Grundmasse aus Kalzit besteht, während der feinere

Mikrit, der im Vorriff vorhanden ist, fehlt. Dabei weist der Riffschuttkalk im zentralen Riffbereich entgegen dem Vorriff eine Schichtung auf, die bis 20 Grad, seltener auch bis 30 Grad primär geneigt gewesen sein kann. Typisch ist auch die spätige (sparitische) Bindung der einzelnen Schuttkomponenten.

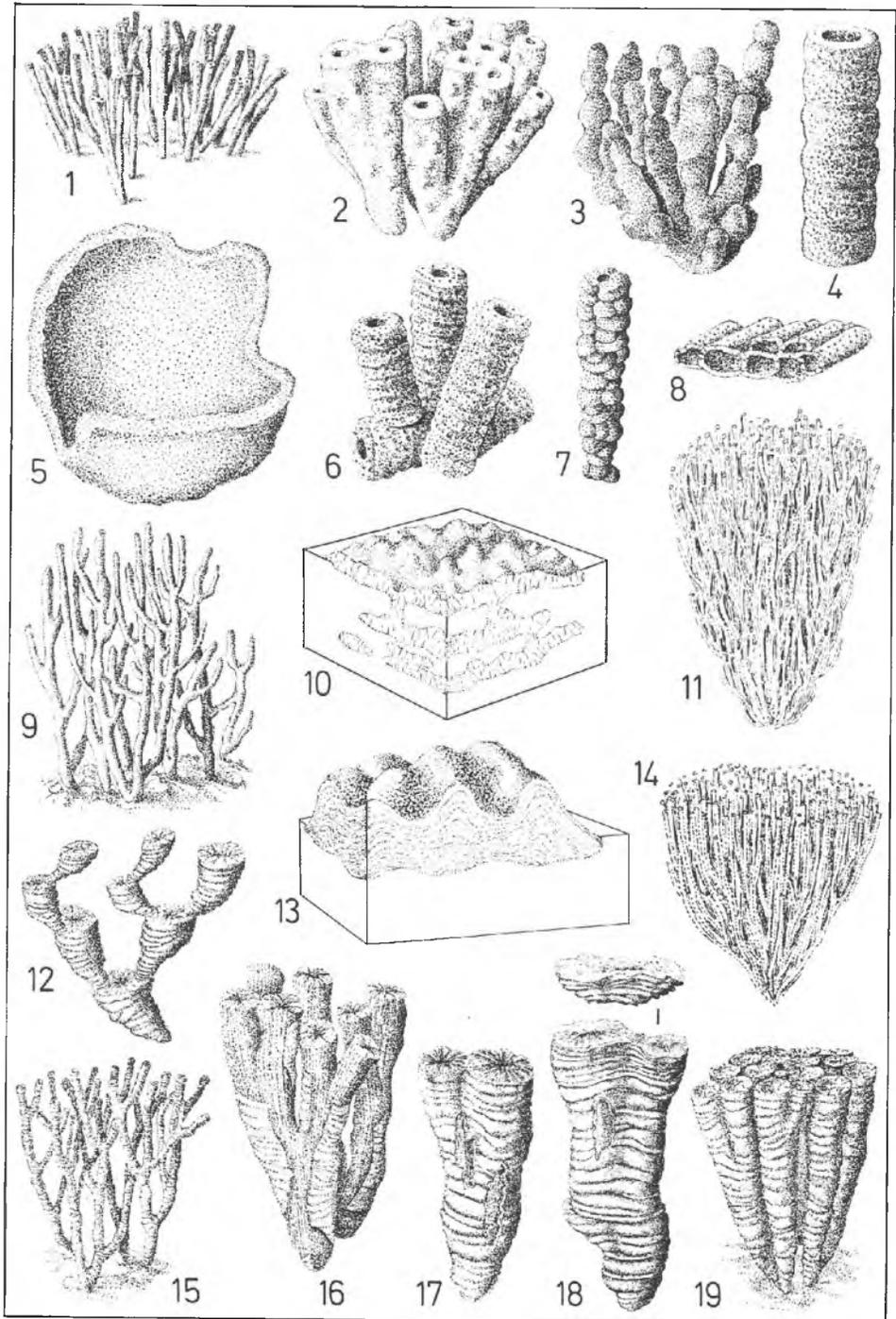
Die Riffbildner des zentralen Riffbereiches werden zu etwa 75 Prozent aus Kalkschwämmen und Korallen (gleichermaßen vertreten) geliefert, während der Rest auf Kalkalgen, Hydrozoen, Foraminiferen und Problematika entfällt (H. ZANKL, 1969, S. 5; 1971, S. 156) – Abb. 113. Unter den Kalkschwämmen stehen *Peronidella*, *Polytholosa*, *Colospongia* etc., unter den Korallen *Thecosmilia*, *Astraeomorpha*, *Montlivaltia*, *Stylophyllopsis* und *Pinacophyllum* im Vordergrund (Abb. 114). Unter den Algen sind *Solenopora*, an Hydrozoen *Spongiomorpha* und *Stromatomorpha* häufig (Abb. 115–116). Als Ausnahme stellen sich im zentralen Riffbereich Ammonitennester und Gruppen von *Heterastridium* (vgl. Abb. 122) sowie Lumachellen von *Monotis salinaria* (BRONN) ein, so etwa im Südostteil des Hochschwabmassivs (J. HOHENEGGER & H. LOBITZER, 1971, S. 462; H. LOBITZER, 1973, S. 202). Brachiopoden sind im Riffkalk nicht selten (A. BITTNER, 1890, S. 265 ff.; 1892 c, S. 28 ff.).

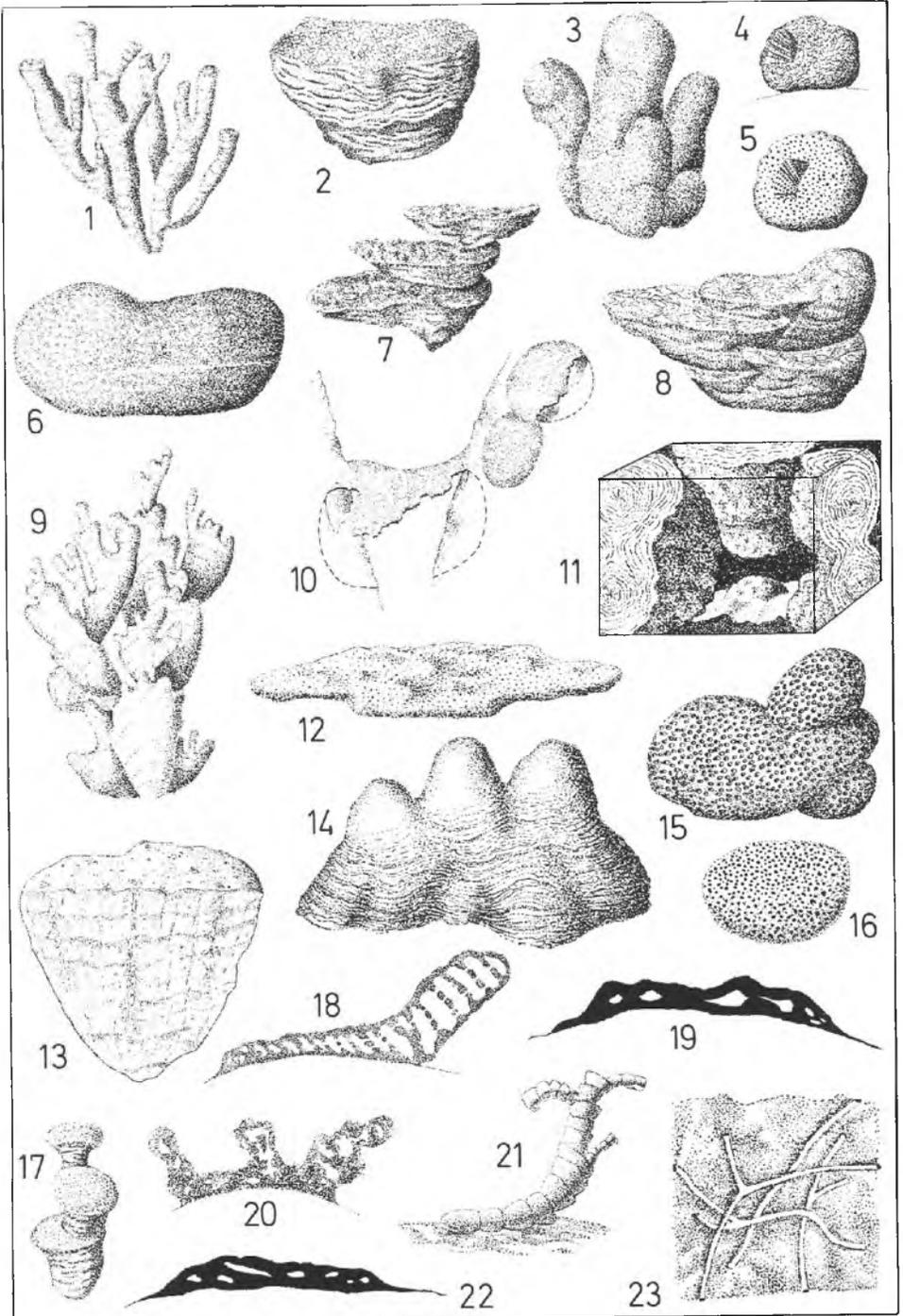
c) Im riffnahen Hinterriff-Bereich, in dem sich der Übergang vom zentralen Riff zu den riffernen geschichteten Dachsteinkalken der Lagune vollzieht, stoßen nur mehr einzelne Bänke mit Riffbildnern und begleitendem Riffschutt in die gegen außen anschließende, noch dem nahen Hinterriff angehörige Zone mit gut klassierten Kalkareniten vor. Diese Arenite enthalten an anorganischen Komponenten reichlich Intraklaste, selten hingegen Ooide und Grapstones; sie umfassen an organogenen Anteilen bis zu 50 Prozent Dasycladaceen-Trümmer, ferner Solenoporaceen-Knollen, auch Oncoide („Mumien“), unter den Foraminiferen besonders Arten von *Angulodiscus* und *Triasina*. Korallen-, Echinodermen-Fragmente etc. treten demgegenüber mehr in den Hintergrund (H. ZANKL, 1969, S. 76 ff.: Beispiel Göll).

d) Die rifferne Entwicklung hinter dem Riff, durch die dickbankigen Megalodontenkalke der Lagune gekennzeichnet, wird im Zusammenhang mit dem geschichteten Dachsteinkalk S. 207 ff. besprochen.

Die Mikrofauna des Dachsteinriffkalkes: Unter den Foraminiferen kommt den sessilen Formen wie *Alpinophragmium perforatum* FLÜGEL (Abb. 156), *Nubecularia*, *Calcitornella* etc. besondere Bedeutung zu (H. ZANKL, 1969, S. 46 ff.) – vgl. Abb. 116.

Abb. 115: Die Riffbildner des zentralen Riffbereiches im Dachsteinkalk des Hohen Göll, Salzburg, nach H. ZANKL, 1969, Abb. 3 ff., unter Angabe der Häufigkeit (hh = sehr häufig, h = häufig, s = selten, ss = sehr selten). 1. Teil: Schwämme (Fig. 1–8), Korallen (Fig. 9–19). — Fig. 1: *Peronidella communis* FLÜGEL, 0,2 ×, hh; Fig. 2: *Peronidella fischeri* FLÜGEL, 0,35 ×, h; Fig. 3: *Peronidella* (?) sp., 0,5 ×, s; Fig. 4: *Polytholosa* cf. *cylindrica* SEILACHER, 0,15 ×, s; Fig. 5: *Molengraafia* (?) *seilacheri* FLÜGEL, 0,5 ×, h; Fig. 6: *Polytholosa* sp., 0,4 ×, h; Fig. 7: *Cystauletes* sp., 0,25 ×, s; Fig. 8: *Colospongia* sp., 0,4 ×, s; Fig. 9: *Astraeomorpha confusa* WINKLER, Form A, hochwüchsig, 0,15 ×, hh; Fig. 10: *A. confusa*, Form B, niedrig, 0,1 ×, hh; Fig. 11: „*Thecosmilia*“ *clathrata* (EMMRICH), Form B, 0,04 ×, h; Fig. 12: *Stylophyllopsis* cf. *zitteli* FRECH, 0,2 ×, s; Fig. 13: *Astraeomorpha confusa* (WINKLER), Form C, niedrigwüchsig, 0,2 ×, s; Fig. 14: *Pinacophyllum* sp., 0,05 ×, h; Fig. 15: „*Stylophyllopsis*“ *caespitosa* FRECH, 0,25 ×, h; Fig. 16: „*Montlivaltia*“ *reussi* MILNE-EDW. & HAIME, 0,1 ×, h; Fig. 17: „*Montlivaltia*“ *marmorea* FRECH, 0,1 ×, h; Fig. 18: *Procycolithes triadicus* FRECH, 0,15 ×, h; Fig. 19: *Stylophylllum polyacanthum* REUSS, 0,2 ×, s.





An benthonischen, frei lebenden Foraminiferen sind *Angulodiscus communis* KRISTAN (Abb. 168), *A. praxoides oscillans* (OBERH.), *Tetrataxis humilis* KRISTAN, ferner *Tetrataxis inflata* KRISTAN (typisches Schnitt-Photo hievon [als ?*Trochammina* sp.] bei A. PAPP & K. TURNOVSKY, 1970, Taf. 26, Abb. 4) sowie *Involutina liassica* (JONES) – Abb. 168, Fig. 1 – als Riffbewohner hervorzuheben, wobei letztgenannte Art noch über die Obertrias in den Lias emporreicht. Im zentralen Riffbereich des südöstlichen Hochschwabgebietes dominieren die Milioliden (J. HOHENEGGER & H. LOBITZER, 1971). Aber auch die zarten Holothuriensklerite, die nach den Erfahrungen aus dem Hallstätter Kalk eine gute stratigraphische Gliederung versprechen, sind aus dem Dachsteinkalk des Vorriffbereiches, ja sogar noch des zentralen Riffbereiches herausgelöst worden (H. ZANKL, 1966, S. 85): Arten von *Calclamnella*, *Priscopedatus*, *Theelia* etc. wurden beschrieben. Schließlich aber sind neben zahlreichen anderen Mikrofaunenelementen auch noch Conodonten aus dem Vorriffkalk, untergeordnet auch aus Taschen im Riffkalk selbst gelöst worden (H. ZANKL, 1965, S. 297; L. KRYSZYN, 1972 b, S. 52): Im norischen bis sevatischen Anteil erscheint eine Conodontenfauna mit *Gladigondolella abneptis* HUCKRIEDE, deren Basalplattform in den jüngeren Abschnitten bekanntlich mehr und mehr reduziert wird. Im nachsevatischen rhätischen Anteil des Dachsteinkalkes hingegen sind die Conodonten nach bisheriger Kenntnis erloschen.

Über die Paläotemperaturen zur Zeit der Bildung der Obertriasriffe berichteten F. FABRICIUS et al. (1970 a, S. 821; 1970 b, S. 587). Demnach lag die Temperatur im Nor auf Grund der Werte aus dem Dachsteinkalk und Plattenkalk dicht über 25 Grad, im Rhät sank sie auf 22,5 Grad bis 25 Grad, im Unterlias noch weiter (Mergelfazies mit tieferen Temperaturwerten) auf 17,5 Grad bis 25 Grad. Ob hiedurch das Wachstum der Korallen der Riffkalke, die rezent keinen tieferen Monatsdurchschnitt als 22 Grad ertragen, zum Erliegen gekommen war, oder ob die niedrigeren Liaswerte nur durch das bathymetrisch tiefere Milieu bedingt sind, ist noch nicht entschieden.

Die Mächtigkeit des Dachsteinsriffkalkes kann 1000 m durchaus überschreiten: im Göllriff westlich von Golling z. B. gehören über 1000 m des Riffkalkes dem Nor samt Sevat an und nur etwa 200 m bleiben für das höhere Rhät (H. ZANKL, 1969, S. 18). Das 800 m mächtige Gosaukammriff der Dachsteindecke gehört, entgegen frü-

Abb. 116: Die Riffbildner des zentralen Riffbereichs im Dachsteinkalk des Hohen Göll, Salzburg, nach H. ZANKL, 1969, Abb. 29 ff., unter Angabe der Häufigkeit (s. o.). 2. Teil: Korallen (Fig. 1—3, 6—8), Kalkalgen (Fig. 9—11), Hydrozoen (Fig. 4, 5, 12—14), Bryozoen (Fig. 15—17), Foraminiferen (Fig. 18—23). — Fig. 1: *Pinacophyllum* sp., 0,5 ×, h; Fig. 2: *Coccolophyllum sturi* REUSS, 0,15 ×, s; Fig. 3: *Actinastraea juvavica* (FRECH), 0,2 ×, h; Fig. 4: *Spongiomorpha minor* FRECH, 0,25 ×, s; Fig. 5: *Stromatomorpha styliifer* FRECH, 0,25 ×, s; Fig. 6: *Palaeastraea grandissima* (FRECH) 0,08 ×, h; Fig. 7: „*Thamnasteria*“ *rectilamellosa* WINKLER, 0,35 ×, s; Fig. 8: „*Thamnasteria*“ *norica* FRECH, 0,25 ×, s; Fig. 9: *Solenopora* sp., 0,2 ×, h; Fig. 10: *Thaumtoporella* aff. *parvovesiculifera* (RAINERT), 2 ×, s; Fig. 11: Spongiostromata-Krusten, 0,5 ×, hh; Fig. 12: *Stromatomorpha rhaetica* KÜHN, 0,25 ×, s; Fig. 13: *Dijetopora* sp., 0,25 ×, s; Fig. 14: *Lamel-lata wöhneri* FLÜGEL & SY, 0,5 ×, ss; Fig. 15: *Tabulozoa* sp., 0,5 ×, h; Fig. 16: Bryozoe indet., 0,5 ×, s; Fig. 17: Bryozoe indet., 1,5 ×, s; Fig. 18: *Alpinophragmium perforatum* FLÜGEL, 7,5 ×, h; Fig. 19: *Nubecularia* (?) sp., 20 ×, h; Fig. 20: Sessile Foraminifere (Problematikum 3 FLÜGEL, 1964), 3,75 ×, s; Fig. 21: *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER, 1 ×, h; Fig. 22: *Calcitor-nella* sp., 20 ×, hh; Fig. 23: *Microtubus communis* FLÜGEL, 5 ×, hh.

heren Behauptungen, auf Grund von hochgelegenen Funden von Heterastridien (A. TOLLMANN & E. KRISTAN-T., 1970, S. 95) und Conodonten (L. KRYSZYN, 1972 b) zur Gänze dem Nor bis Sevat an (vgl. H. ZAPPE, 1973). Manche Dachsteinkalkalke aber sind nur auf das Rhät beschränkt (siehe S. 262).

Eine Übersicht über die Hauptvorkommen der Dachsteinkalkriffe im Mittelteil der Kalkalpen gibt Abb. 117. Gegen Osten hin schließen sich Dachsteinkalkriffe noch am Westrand des Gesäuses und im Hochschwab an.

Umfangreich sind die Bemühungen, die Trennung des norischen und rhätischen Anteils im geschichteten Dachsteinkalk und besonders im Dachsteinkalk durchzuführen (H. ZAPPE, 1962 a; 1969; 1973; E. FLÜGEL et al., 1963, S. 37; H. ZANKL, 1969, S. 18). Die Bestrebungen waren bisher darauf ausgerichtet, die Grenze zwischen Suessi-Zone (Sevat) und Marshi-Zone (Rhät im alten Sinne) aufzuspüren. Hierüber soll noch kurz berichtet werden, obgleich heute die Nor-Rhät-Grenze besser an den Unterrand des Sevat verlagert wird (siehe S. 241).

In der Makrofauna liefern die Megalodonten (vgl. Anmerkung bei den einzelnen Stufen – S. 212, 267) Leitformen für die Einstufung des geschichteten Dachsteinkalkes. Besonders die großen Formen, wie *Conchodus infraliassicus* STOPPANI (Abb. 154) etc., gelten als charakteristisch für das Rhät im alten Sinne, obgleich gerade die genannte Form heute angeblich auch im Plattenkalk angetroffen worden ist (S. 205). Der Nachweis des norischen bis sevatischen Alters im Riffkalk gelingt manchmal durch

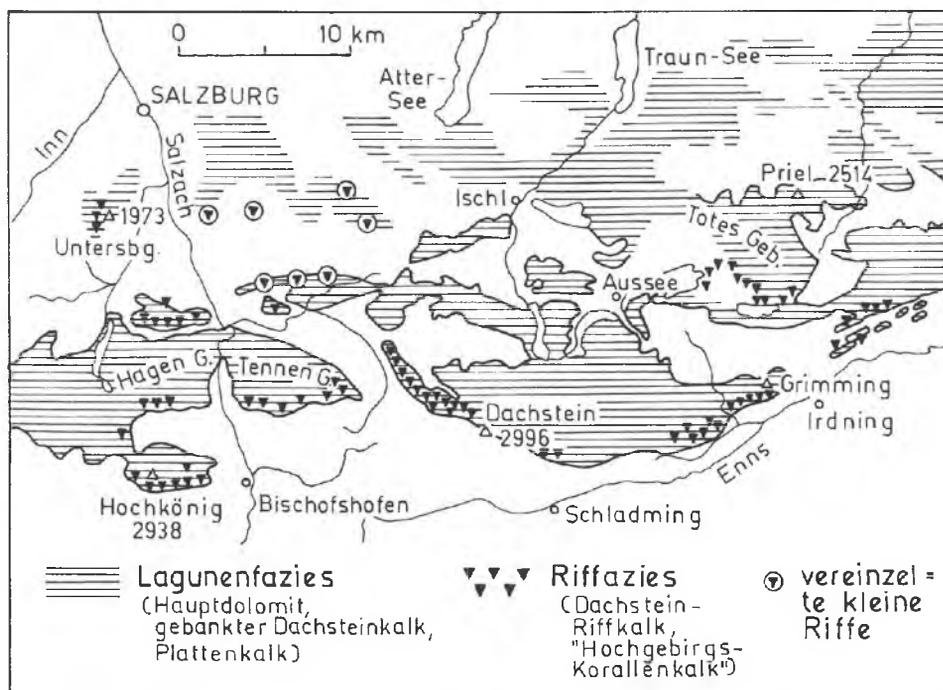


Abb. 117: Die Verteilung der Dachsteinkalk-Riffe im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen nach H. ZAPPE, 1962, S. 354; reduziert.

Nester mit typischen Brachiopoden (A. BITTNER, 1890, S. 256 ff.) wie *Rhynchonellina juvavica* BITTNER, *Rhynchonella nux* SUESS, *Halorella pedata* (BRONN) usw. oder Bivalven des Nor wie *Monotis hoernesii* KITTL etc. und durch die nicht in die Marshi-Zone emporreichenden Hydrozoen *Heterastridium conglobatum* REUSS (Abb. 122), die auch im Dachsteinriffkalkkomplex auftreten. Die Gastropoden des Riffkalkes hingegen scheinen für eine Nor-Rhät-Trennung nicht geeignet zu sein, es erwies sich auch die aus dem Rhätkalk beschriebene *Zygopleura variabilis variabilis* ZAPFE (1962 b, S. 65) anderenorts als Bestandteil von Riffaunen mit norischem Charakter (H. ZANKL, 1969, S. 53). Eine gute altersmäßige Trennung ermöglichen hingegen im ungeschichteten Dachsteinkalk des Vorriffes Nester von Hallstätter Ammoniten. Über die rhätischen Leitformen des Dachsteinkalkes wird S. 267 berichtet.

In neuerer Zeit hat sich mit der Makrofauna des Dachsteinkalkes besonders H. ZAPFE (1962 a, b; 1963 a; 1964 c; 1965; 1967 a; 1969 etc.) beschäftigt – in seinen Arbeiten ist auch die entsprechende Literatur zu finden.

Unter den Mikrofaunen-Elementen haben sich nur die aus dem Vorriffkalk bekannten Conodonten für eine Abtrennung der obersten Trias brauchbar erwiesen. Auch die Holothuriensklerite lassen eine Gliederungsmöglichkeit erhoffen. Hingegen haben sich zahlreiche aus dem Rhät beschriebene riffbewohnende Foraminiferen und Problematika (*Microtubus communis* FLÜGEL, *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER usw. – E. FLÜGEL et al. 1963, S. 38) auch im norisch-sevatischen Riffkalk wiederfinden lassen (H. ZANKL, 1969, S. 18; E. FLÜGEL, 1973 b, Abb. 1–2) – vgl. Abb. 116, 153, 162. Ferner erscheinen benthonische Foraminiferen, die in der Mergelfazies bisher auf das Rhät im alten Sinne beschränkt sind, im Riffkalk oder den damit verbundenen Kalken bereits im Nor, z. B. *Galeanella tollmanni* (KRISTAN) – Abb. 126.

Faziesübergänge vom Dachsteinriffkalk in andere gleichaltrige Gesteine wie Dolomite, geschichtete Dachsteinkalke, Hallstätter Kalke und Aflenzer Kalke werden mehrfach beschrieben.

3 c) Wandkalk

Erstnennung und Synonym: Mit dem Begriffsinhalt des Wandkalkes D. STUR (1871, S. 377) ist das in der Slowakei als Furmanec-Kalk V. KOLLÁROVÁ-ANDR. (1960, S. 106) bezeichnete Gestein ident – vgl. A. TOLLMANN (1972 d, S. 195 f.).

Lithologie: Norische (bis rhätische?) Kalke, die die Felsabstürze der Hohen Wand am Ostende der Kalkhochalpen bilden, stellen einen eigenen Typus dar, der zwischen Dachsteinriffkalk und Hallstätterkalk liegt. In lithologischer Hinsicht bildet dieser Kalk in der Hauptsache einen ungeschichteten, an Biogenen reichen Schuttkalk, zeigt aber im gesamten Raum der Hohen Wand eine Gliederung in zahlreiche Varietäten, die bei BITTNER (1882, S. 75 ff.), E. KRISTAN (1958, S. 260 ff.) und B. PLÖCHINGER (1967, S. 25 ff.) ausführlich beschrieben sind. Neben untergeordneten geschichteten Typen im tieferen Teil (E. KRISTAN, 1958, Tab. S. 263; Abb. 3, S. 285), der himbeerrote und hellrote Varietäten aufweist, sind in den massigen Anteilen seit alters (E. ZIMMERMANN, 1884 – teste O. KÜHN, 1962, S. 503; E. KRISTAN, 1958, S. 262 f.) Riffkalkpartien, reich an Korallen, Kalkalgen etc. beobachtet worden.

Fauna: Die eigenartige, vom Dachsteinkalk abweichende Note gibt dem Wandkalk die Fauna mit zahlreichen Hallstätter Elementen: *Halorella pedata* (BRONN), *H. ampli-*

toma BRONN, *Halobia distincta* MOJS. etc. sowie Ammonitenquerschnitte zeigen diesen Fazieseinfluß an (A. BITTNER, 1882, S. 78; 1890, S. 256; E. KRISTAN, 1958, S. 261; B. PLÖCHINGER, 1967, S. 25 f.). Auf Grund dessen war der Kalk von etlichen Autoren als Varietät des Hallstätter Kalkes beschrieben worden. Andererseits sind die Kalke durch ihre Riffnatur mit Korallen wie *Montlivaltia norica* FRECH, *Isastraea austriaca* FRECH, *Stylophyllum paradoxum* FRECH, *Astraeomorpha crassisepta* REUSS sowie bestimmten Brachiopoden (A. BITTNER, 1890, S. 256) u. a. hier und im Emmerbergzug östlich der Neuen Welt-Mulde nicht mit den Hallstätter Kalken zu identifizieren, so daß z. B. A. BITTNER (1892 b, S. 74) und F. TRAUTH (1937, S. 546) darin eine eigenartige Fazies des Dachsteinkalkes sahen. Man wird nach allem am richtigsten verfahren, wenn man diesen Sondertypus des Dachsteinkalkes mit starkem Hallstätter Einschlag von der heute unmittelbar nördlich davon befindlichen und wohl aus dem Süden stammenden Schollenreihe mit typischen Hallstätter Kalken (Miesenbach-Hernstein) unter seinem alten speziellen Namen „Wandkalk“ (D. STUR, 1871, S. 377) getrennt hält.

Zur **V e r b r e i t u n g** des Wandkalkes sei vermerkt, daß dieser Typus zunächst auch im Emmerbergzug auftaucht (B. PLÖCHINGER, 1967, S. 27), dann aber nach Fauna und Lithofaziesähnlichkeit nach A. BITTNER (1892 b, S. 74) und H. LOBITZER (1973, S. 202) im Korallenkalk des Hochschwabs und ebenso des Untersberges bei Salzburg (A. BITTNER, 1884, S. 112) wieder erscheint. In fazieller Hinsicht wird man diesem Mischtypus eine Heimat im inneren Vorriffbereich bis in das zentrale Riff des Dachsteinriffkalkkomplexes zubilligen müssen. Über die dem Wandkalk äquivalenten Partien im Dachsteinkalk des Hochschwabs mit seinen Hallstätter Elementen – wie bestimmte Ammonitenarten und Massen von *Monotis salinaria* (BRONN) – haben jüngst J. HOHENEGGER & H. LOBITZER (1971, S. 462) und H. LOBITZER (1973, S. 202) berichtet. Über die Wandkalke der Westkarpaten, auf deren Identität mit den Typen am Kalkhochalpen-Ostrand vom Verfasser (1972 d, S. 195) hingewiesen worden ist, berichtete zuletzt J. BYSTRICKY, 1973, S. 301 f.

4. Hallstätter Kalk, norischer Anteil

B e g r i f f: Hallstätter Kalk F. v. HAUER, 1853, S. 723.

Die **V e r b r e i t u n g** des norischen Hallstätter Kalkes ist ebenso wie jene des karnischen auf die Hallstätter Zone beschränkt, übertrifft letzteren aber an Ausdehnung, besonders im Osten (Hernstein: H. MOSTLER et al., 1967). Der norische Hallstätter Kalk geht entweder ohne deutliche Grenze aus dem karnischen Hallstätter Kalk hervor oder er entwickelt sich, ebenfalls unter Übergang, aus den karnischen Mürztaler Schichten (Mürztaler Alpen) oder tritt schließlich in mergelreichen Kalkpaketen innerhalb der im nördlichen Hallstätter Kanal beheimateten Zlambachfazies auf. Kleinere Reste von Hallstätter Kalken haben sich auch noch am einstigen Verzahnungsrand der Hallstätter Zone mit dem Plattformsediment in Dachsteinriffkalk-Fazies erhalten, wie etwa am jeweiligen Südrand der Bergstöcke Hoher Göll (H. ZANKL, 1967, S. 131; 1969 a, S. 75), Hagengebirge (Hochsäul-Kahlersberg – C. LEBLING et al., 1935, S. 26 und Karte), Hochkönig (Ewiger Schneeberg, Torsäule östlich der Übergossenen Alm) und Tennengebirge. Da diese Verzahnungen bereits seit klassischer Zeit bekannt sind, mag hier der Hinweis auf die Zusammenfassungen bei G. v. ARTHABER (1906, S. 337 f.)

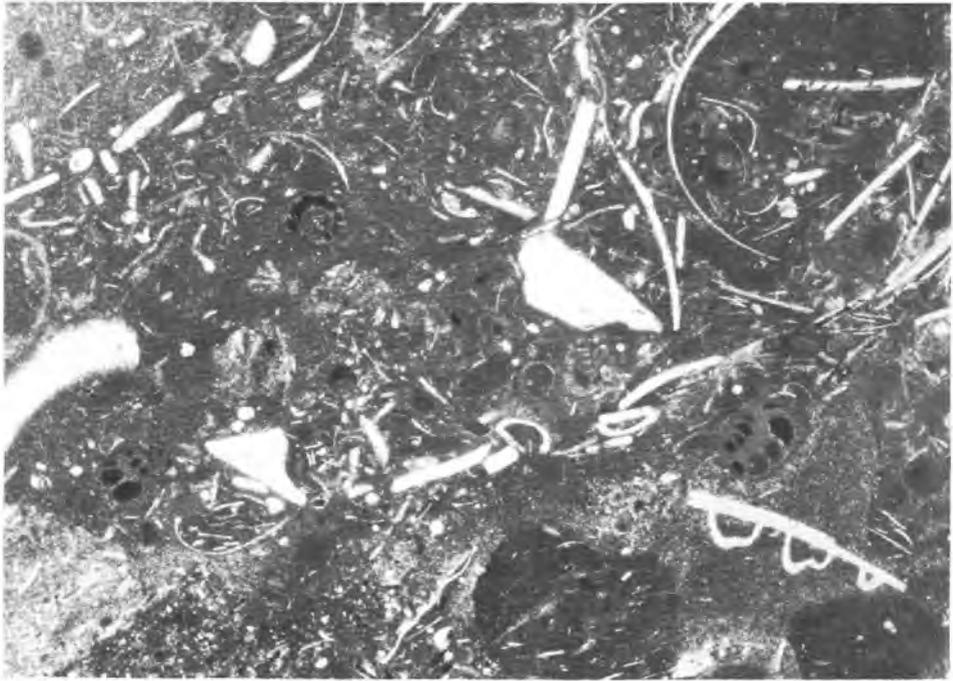


Abb. 118: Der Schliff durch den roten unternorischen Hallstätter Kalk vom Sommeraukogel WSW Hallstatt, Ob.-Öst., zeigt einen an Molluskenfragmenten, „Filamenten“ und Foraminiferen, besonders *Variostoma crassum* KRISTAN, reichen Mikrit. Wahre Bildlänge 10 mm.

und F. TRAUTH (1925, S. 184 f.) genügen. Über norische und sevatische Hallstätter Kalke der Loßeck-Hofpürgl-Schuppe (Lammereinheit) unter dem Südrand der Dachsteindecke berichtete jüngst R. LEIN (1975).

Lithologie und Genese: Von der lithologischen Entwicklung dieser hellen bis bunten, namentlich roten Kalke und ihrem Bildungsmilieu in einem dem Riffkomplex vorgelagerten Becken seichter als 200 m gilt Ähnliches wie für den karnischen Hallstätter Kalk. Die benthonischen Molluskenfaunen, die eben erwähnte erhaltene Verzahnung von rotem ammonitenführendem norischem Hallstätter Kalk mit dem Dachsteinriffkalk und bestimmte Sedimentgefüge deuten auf die nicht allzu große Bildungstiefe. Dabei handelt es sich um Sedimente des ruhigen bis wechselweise bewegten Wassers (E. FLÜGEL, 1967, S. 100: Siriuskogel bei Ischl – dessen Hallstätter Kalk aber nicht nur dem Nor angehört, sondern nach H. MOSTLER & P. PARWIN, 1973, S. 41, vom Cordevol bis in das Sevat reicht). Die eingehendste Analyse der lithologischen, geochemischen und biofaziellen Merkmale des Hallstätter Kalkes zur Charakterisierung des einstigen Ablagerungsraumes stammt von J. RIECHE (1971, S. 140 ff.) – Abb. 118 bis 119.

Die Normalabfolge des nur wenige Zehnermeter mächtigen norischen Hallstätter Kalkes im Salzkammergut setzt nach W. SCHLAGER (1969, S. 294), L. KRYSZYN et al. (1972, S. 64 ff.) und L. KRYSZYN (1974 a) – vgl. Abb. 83 – meist über dem massi-

gen hellen Hallstätter Kalk, der aus dem Oberladin verschieden hoch emporreicht, mit einem roten Hallstätter Kalk ein. Lokal (Feuerkogel) reicht aber auch der rote Hallstätter Kalk über das Karn bis ins Unternor empor. Der rote plattige bis wellig-schichtige norische Hallstätter Kalk mit Subsolutions- und Bioturbations-Erscheinungen birgt den Hauptteil der klassischen norischen Ammoniten in den verschiedenen Niveaus. Gegen Hangend folgt noch ein heller, grauer, geschichteter, zuoberst knolliger Kalk mit Mergellagen des obersten Sevat (Steinbergkogel) mit einer Ammonitenfauna der *Rhabdoceras suessi*-Zone (= ehemalige *Pinacoceras metternichi*-Zone).

Spaltenfüllungen: Wesentlich für die Revision und Neugliederung der Hallstätter Kalke war in neuerer Zeit die Erkenntnis von W. SCHWARZACHER (1948, S. 40), daß zahlreiche „Fossillinsen“ im Hallstätter Kalk Füllungen von synsedimentären Spalten ungefähr senkrecht zur Schichtfläche sind, so daß hiedurch bei den alten Aufsammlungen die Horizontierung der Fossilien gestört war. Bei den Neuuntersuchungen durch L. KRYSŤYN et al. (1968, S. 331; 1971 a, S. 286 ff.; 1971 b, S. 620 ff.; 1973), zeigte sich, daß im norischen Hallstätter Kalk tatsächlich neben Schichtlagerstätten in Subsolutionskalken zahlreiche solcher Spaltenlagerstätten auftreten. Zu den Schichtlagerstätten gehören z. B. die Paulkei-Linse am Feuerkogel 2,9 km NE Äußere Kainisch, das Patens-, Bicrenatus- und Metternichi-Lager, die am Sommeraukogel 1,8 km westlich von Hallstatt übereinander folgen, wodurch die stratigraphische Abfolge dieser drei



Abb. 119: Der partienweise Sparit führende mikritische unternorische Hallstätter Kalk NE vom Ferdinandstollen bei Kainisch, Steiermark, enthält ebenfalls reichlich *Variostoma crassum* KRISTAN. Wahre Bildlänge 10 mm.

Horizonte nach E. v. MOJSISOVICs auch geländemäßig bestätigt worden ist. Dieses Profil erschien daher übrigens als Stratotypus des Nor am geeignetsten (vgl. H. ZAPPE, 1971, S. 585). Ferner gehört das sevatische Metternichi-Lager des Steinbergkogels 1,8 km W zu N Hallstatt, des Schneckenkogels 6,3 km östlich von Goisern und des Roßmoos 3 km NE von Goisern zu diesen schichtförmigen Fossilagern. Synsedimentäre Spaltenfüllungen hingegen erfüllt das *Glyphidites docens*-Lager am Röthelstein 2,1 km NNE Äußere Kainisch, das *Cladiscites ruber*-Lager am Pötschenstein 4,5 km NW Altaussee, sowie Bicenatus-, Arcesten- und Gastropodenlager (letzteres der *Cladiscites ruber*-Zone) am Millibrunnkogel 0,7 km NW vom Sandling.

Die Sedimentationsrate für den Hallstätter Kalk beträgt ein Fünftel im Vergleich zu jener des Dachsteinkalkes (H. ZANKL, 1969 b, S. 245).

Fauna und Zonengliederung: Die Zonengliederung des Nor ging auf die Gliederung des Hallstätter Kalkes nach seinen Ammonitenfaunen durch E. v. MOJSISOVICs (1892, S. 780; 1895, S. 1279; 1902, S. 344) zurück, der das Nor trotz Mangels an durchgehenden Profilen aus der Kombination der einzelnen Faunenlinsen von Liegend gegen Hangend in folgende Zonen gegliedert hatte: Zone des *Discophyllites patens* (MOJS.) im Sinne von MOJSISOVICs, bzw. Zone des *Heinrichites paulckei* im Sinne von C. DIENER – Feuerkogel; Zone des *Sagenites giebeli* (HAUER) – Leisling; Zone des *Cladiscites ruber* (MOJS.) – Röthelstein; Zone des *Cyrtopleurites bicrenatus* (HAUER) – Sommeraukogel; Zone des *Pinacoceras metternichi* (HAUER) – Steinbergkogel; Zone des *Sirenites argonautae* (MOJS.) – Pötschen.

Diese Gliederung wurde jüngst von E. TOZER (1965, S. 224; 1967, S. 35; 1971, S. 1014; 1974, S. 203) revidiert, der die Giebeli- und die Ruber-Zone für gleichaltrig zur Metternichi-Zone, also als jünger als die Bicenatus-Zone erkannt hat, besonders auf Grund des für das Sevat charakteristischen entrollten Ammoniten *Rhabdoceras suessi* HAUER. Die *Sirenites argonautae*-Zone ist ferner nach E. TOZER (1971, S. 1020) nicht höchstes Nor, sondern ist ins obere Mittelnor (in altem Sinne) einzureihen. Patens-, Bicenatus- und Metternichi-Lager liegen hingegen, wie erwähnt, am Sommeraukogel in der genannten Reihenfolge stratigraphisch übereinander (L. KRYSZYN et al., 1971 a, S. 292; 1971 b, S. 623), doch sind hier noch Umbenennungen nötig. Zum Beispiel ist die Bezeichnung Suessi-Zone nach dem weltweit das Sevat bezeichnenden *Rhabdoceras suessi* HAUER gegenüber der Bezeichnung Metternichi-Zone zu bevorzugen, da die namengebende Pinacocerasart *P. metternichi* HAUER kaum von der stratigraphisch älteren Form *P. parma* unterscheidbar ist. Es ergibt sich demnach gerade im Nor die kräftigste Änderung gegenüber der klassischen Zonengliederung von MOJSISOVIC, die noch bis vor kurzem verwendet worden war. Überblick über die heutige Zonengliederung nach E. TOZER und L. KRYSZYN gibt Taf. 1.

Die einzelnen Ammonitenzonen des Nor (vgl. Abb. 11) können heute auf Grund der Verhältnisse in den Hallstätter Kalken der Nordkalkalpen wie folgt charakterisiert werden (L. KRYSZYN, 1973, S. 128 ff.): Im Lac wird die basale Kerri-Zone [benannt nach der nordamerikanischen Form *Mojsisovicsites kerri* (Mc. LEARN)] durch eine Fauna mit *Anatomites rotundus* (MOJS.), *Placites placodes* (MOJS.), *Griesbachites cornutus* DIENER etc., vor allem aber mit der weltweit diese Zone markierenden Muschelart *Halobia styriaca* (MOJS.) gekennzeichnet; *Placites* ist für den Einsatz des Nor bezeichnend. Das mittlere Lac, die Paulckei-Zone, wird

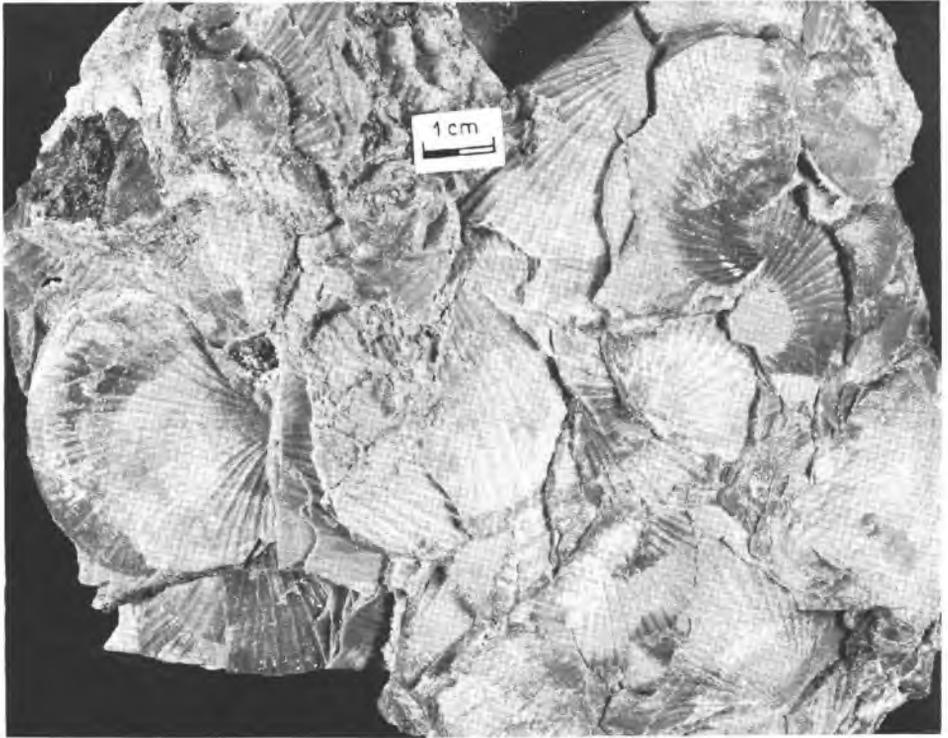


Abb. 120: *Monotis salinaria* (BRONN) aus dem norischen Hallstätter Kalk bei Hallstatt, Ob.-Öst.

durch eine Fauna mit *Malayites paulckeii* (DIENER), *M. waageni* (DIENER) etc. markiert; das obere Lac, die Magnus-Zone – nach der nordamerikanischen Form *Juvavites magnus* Mc. LEARN benannt –, ist durch *Juvavites interruptus* MOJS., *Discophyllites patens* (MOJS.) etc. typisiert; das tiefere Alaun, die Bicrenatus-Zone, enthält die altbekannte Fauna mit *Cyrtopleurites bicrenatus* (HAUER), *Drepanites hyatti* MOJS. etc.; dem höheren Alaun gehört hier ein Horizont mit *Halorites ramsaueri* (QUENSTEDT) an. Das Sevat schließlich, in Hinkunft besser dem Rhät zuzuschlagen (siehe S. 241), ist vorderhand nur durch eine Ammonitenzone, die Zone des *Rhabdoceras suessi* HAUER repräsentiert, in der neben der genannten, weltweit verbreiteten Art noch *Sagenites gibeli* (HAUER), *Glyphidites docens* MOJS., *Cyclocelites arduini* (MOJS.), *Cochloceras*, *Paracochloceras*, *Choristoceras haueri* MOJS., *Pinacoceras mettermichi* (HAUER) – dieses seit Alaun vorhanden, *Arcestes gigantogaleatus* MOJS., *A. intuslabiatus* MOJS. etc. auftreten. Unter den Muscheln ist *Monotis salinaria* (BRONN) eine weltweite Leitform des Sevat (Abb. 120). In den kalkalpinen Hallstätter Kalken ist ferner ein Heterastridien-Horizont eine Leitmarke für diese Unterstufe. Da die Zone des *Rhabdoceras suessi* durch Conodonten bereits weitgehend untergliedert werden kann, ist zu erwarten, daß sich gelegentlich vielleicht auch noch eine feinere Ammonitenzonierung ergeben wird.

Einen Überblick über die stratigraphische Reichweite der Triasammoniten-Familien gab E. TOZER, 1971, S. 1022 f., Tab. 2.

Neben den Ammoniten sind im norischen Hallstätter Kalk ferner besonders eine Reihe von Brachiopoden (E. SUESS, 1855; A. BITTNER, 1890, S. 185 ff., Tab. S. 252 f.; 1892 c, S. 20 ff.) wie etwa *Halorella amphitoma* (BRONN), *H. rectifrons* BITTNER etc., Arten von *Monotis* wie z. B. *M. salinaria salinaria* (SCHLOTH.), *M. salinaria baueri* KITTL etc. – vgl. K. ICHIKAWA, 1958, S. 173 ff. – und von *Halobia* wie *H. styriaca* (MOJS.), *H. norica* MOJS., *H. lineata* (MÜNSTER) etc. leitend – Abb. 121. Weltweit auf das Nor und Sevat beschränkt ist die besonders in der Hallstätter Kalkfazies vorhandene Hydrozoengattung *Heterastridium*, am häufigsten durch *Heterastridium conglobatum* REUSS vertreten (E. FLÜGEL, 1960, S. 127; H. KOLLMANN, 1964 b, S. 183) – Abb. 122.

Eine Zusammenstellung der paläontologischen Arbeiten über die obertriadischen Faunen der Hallstätter Kalke ist S. 176 f. vorgenommen worden. Betreffs der sevatischen Makrofauna ist vergleichsweise besonders auf das Werk von V. KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVÁ & M. KOCHANOVÁ (1973) über die Molluskenfauna des Pleskový Prameň in den slovakischen Südgemriden zu verweisen, da diese Zone in der östlichen Fortsetzung der Kalkhochalpen zahlreiche, beiden Einheiten gemeinsame Elemente enthält.

Mikrofauna: Unter den Foraminiferen des norischen Hallstätter

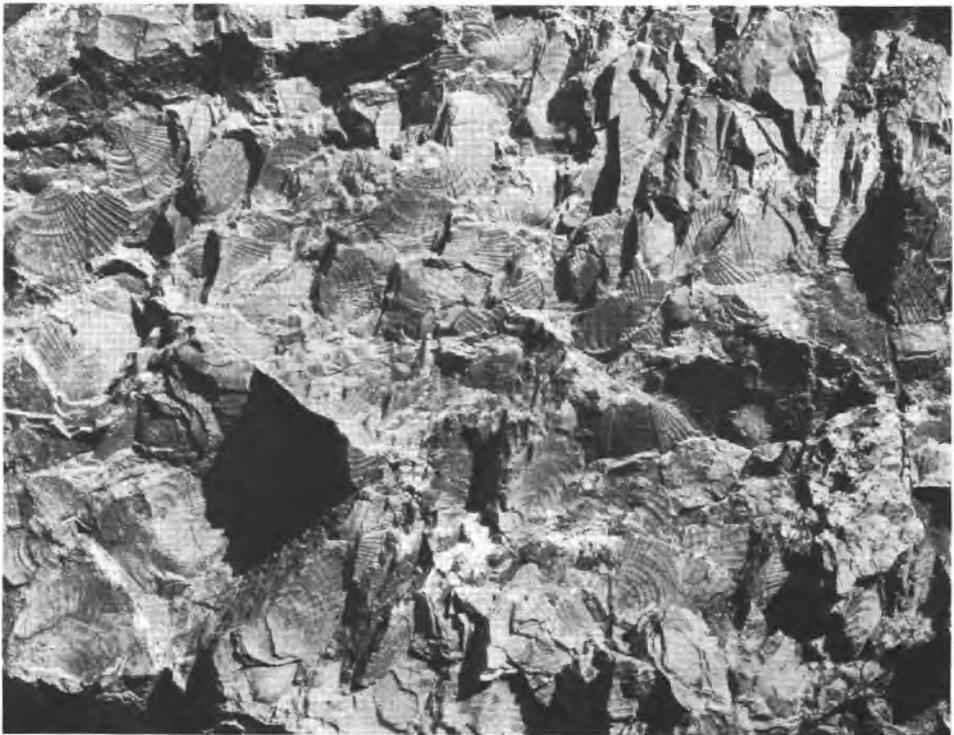


Abb. 121: *Halobia styriaca* (MOJS.) aus dem unternorischen Hallstätter Kalk des Feuerkogels bei Aussee, Steiermark.

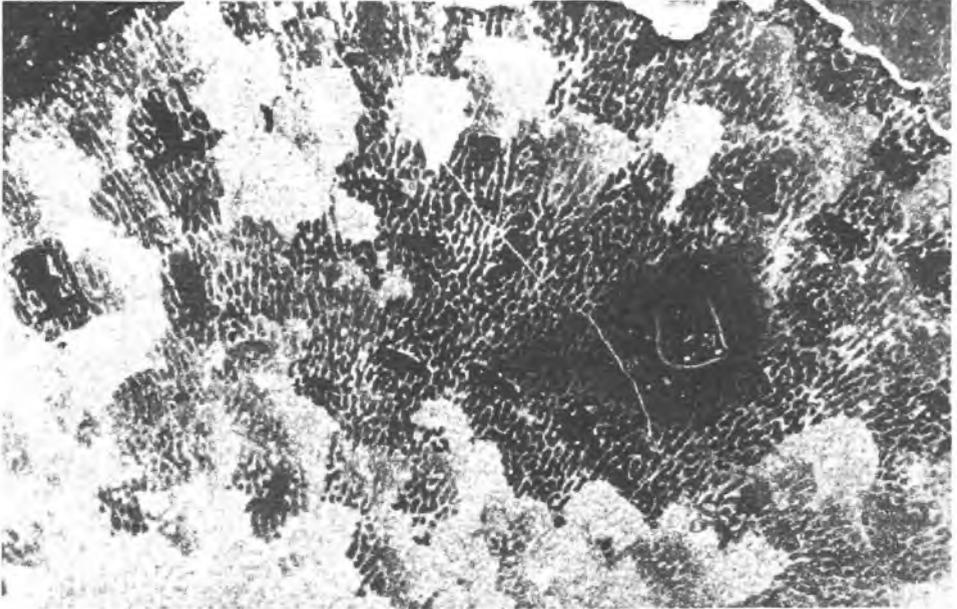


Abb. 122: *Heterastridium conglobatum* REUSS aus dem norischen Hallstätter Kalk NE vom Ferdinandstollen bei Außere Kainisch, Steiermark. Das Schlibfbild zeigt die hier ausnahmsweise noch nicht rekristallisierte Außenzone dieser für Nor/Sevat leitenden Hydrozoc. Wahre Bildlänge 11 mm.

Kalkes sei die auf diese Stufe beschränkte Art *Variostoma crassum* KRISTAN hervor-gehoben (Abb. 118, 119, 123), ferner die oft massenhaft auftretenden aufgewachsenen, kalkig-involuten Arten der Gattung *Planinivoluta*, besonders *P. carinata* LEISCHNER. Auch etliche bis in den Lias aufsteigende Arten erscheinen bereits im norischen Hallstätter Kalk, so *Involutina liassica* (JONES) und *Trocholina turris* FRENZEN (E. KRISTAN-TOLLM., 1964 c, S. 69). Eine eindrucksvolle Übersicht über den Reichtum an sandschaligen Foraminiferen im norischen Hallstätter Kalk gab J. RIECHE (1971, Beil.-Taf.). Besonders individuenreich sind hierbei die Arten *Ammobaculites tzankovi* (TRIFONOVA), *Verneulinoides mauritii* (TERQUEM), *Spiroplectammina* cf. *clavata* CUSHMAN & WATERS und *Haplophragmium* sp. vertreten (Abb. 87). In stratigraphischer Hinsicht allerdings sind diese Sandschaler kaum auswertbar. Eine Reihe neuer Arten von sandschaligen Foraminiferen aus dem norischen Hallstätter Kalk hat E. KRISTAN-TOLLM. jüngst beschrieben (1972 b; 1973 c). Eine umfassende Studie der Foraminiferenfauna des norischen Hallstätter Kalkes ist allerdings noch ausständig.

Für die Mikrofazies der Hallstätter Kalke wird häufig auch als Kennzeichen das Auftreten von „Filamenten“ hervorgehoben (E. FLÜGEL, 1963, S. 215), die aber nichts anderes als zarte Muschelschalenquerschnitte darstellen und vielerorts in pelagischen Kalken erscheinen.

Conodontenfauna: Die in den norischen Hallstätter Kalken meist reich entwickelte Conodontenfauna ist für die stratigraphische Gliederung von großem Wert.

Folgende Gesichtspunkte sind auf Grund der jüngsten Ergebnisse nach H. KOZUR & H. MOSTLER (1973 b) und namentlich nach L. KRYSZYN (1973) hiebei hervorzuheben – Abb. 91–92. Im Nor dominiert weitaus *Epigondolella abneptis* (HUCKR.), die schon ab oberstem Karn einsetzt. Die Basis des Lac wird durch das Aussetzen von *Gondolella polygnatiformis* BUDUROV & STEF. charakterisiert. Das Aussetzen von *Epigondolella nodosa* (HAYASHI) am Ende des Unterlac gegen das Mittellac, das Einsetzen von *Epigondolella postera* (KOZUR & MOSTLER) mit Beginn des Oberlac, der Einsatz von *Gondolella navicula steinbergensis* (MOSHER) innerhalb des Alaun, das Auftreten von *Epigondolella bidentata* (MOSHER) an der Basis des Sevats, das Erscheinen von „greisenhaften“ Ausbildungsformen von *Epigondolella abneptis* (HUCKR.) mit weitgehend oder ganz reduzierter Plattform innerhalb des Sevats (R. HUCKRIEDE, 1958, S. 167; H. BEN-

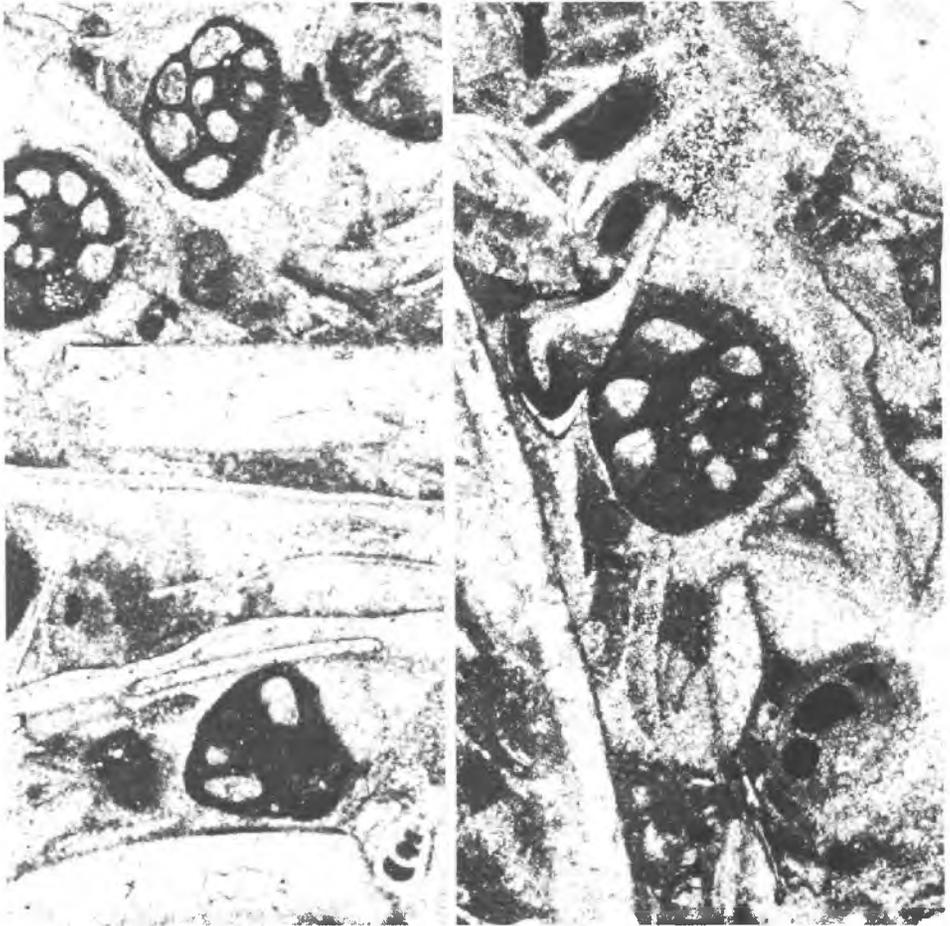


Abb. 123: *Variostoma crassum* KRISTAN im Schliff aus dem unternorischen Hallstätter Kalk des Sommeraukogels WSW Hallstatt, Ob.-Öst.

DER et al., 1963, Tab. 44; H. MOSTLER, 1967, S. 181; L. MOSHER, 1968 b, S. 949; L. KRYSŤYN, 1970, S. 501) sowie weitere Entwicklungsdetails innerhalb des Sevats (H. KOZUR & H. MOSTLER, 1973 b, S. 795) ermöglichen die interne Gliederung des Nor nach Conodonten, deren jüngste Assoziation vor dem Aussterben dieser Gruppe zu Ende des Sevat nach Verschwinden der Plattform-Conodonten nur mehr aus einigen wenigen Plattformelementen wie *Neospathodus hernsteini* (MOSTLER) und *Oncodella paucidentata* (MOSTLER) besteht.

Die Holothurienvauna des norischen Hallstätter Kalkes ist außerordentlich reich entfaltet (Abb. 34). Eine Unzahl von norischen „Arten“ ist in den Arbeiten von H. MOSTLER, 1967, 1968 c, 1969, 1970 a, 1971 b, 1972 c, von H. KOZUR & R. MOCK, 1972, und von H. KOZUR & H. MOSTLER, 1972 b, etc. beschrieben worden. Nur ganz wenige Formen der Holothurien gehen über das Sevat in das Rhät im alten Sinne (insgesamt acht Arten) bzw. in den Jura (nur mehr zwei Arten der norischen Formen) empor. Eine besondere Note erhält die Holothurienvauna des Sevat, da mit der oberen Abteilung dieser Unterstufe explosionsartig völlig neue Formen auftreten, wobei das Sevat allein bereits über 150 „Arten“ von Holothurien enthält (H. MOSTLER, 1972 c, S. 26; 1973 c, S. 740). Der größte Artenreichtum an Holothurien im Nor liegt bei den Gattungen *Calclammella*, *Priscopodatus* und *Theelia*. H. MOSTLER (1972 c, Tab. 1, S. 28 ff.; 1973 c, S. 740) hat eine zusammenfassende Übersicht über den stratigraphischen Wert der einzelnen Arten der Obertrias gegeben. Demnach ist für das Tuval bis unteres Nor die Assemblage-Zone mit *Theelia raschbergensis* MOSTLER, für das Alaun jene mit *Palelpidia norica* MOSTLER und für das Sevat jene mit *Acanthotheelia kuepperi* MOSTLER bezeichnend (Abb. 34). Bei der hohen Zahl der von H. MOSTLER beschriebenen Holothuriensklerite und -typen ist allerdings die starke Variabilität der Formarten nicht genügend berücksichtigt worden, so daß sich nach Revision eine kräftige Reduktion der bleibenden Formarten auf einen Bruchteil der obgenannten Ziffern ergeben wird. Die Trennung von Nor und Rhät durch Holothurien ist nach H. KOZUR (1971 a, S. 121) scharf.

H. MOSTLER (1971 a, S. 29 ff.) hat ferner verschiedene Typen von Ophiurenstacheln sowie Echiniden-Pedicellarien (1973 b, S. 722, Taf. 1–2) aus den norischen Hallstätter Kalken bekannt gemacht. Dieser Kalktypus ist ferner gelegentlich auch reich an stratigraphisch wertvollen Mikropaleontika wie *Argonevis*, *Limolepis*, *Erinea*, *Venerella* etc. (H. KOZUR & H. MOSTLER, 1973 c, S. 992 ff.).

5. Pedataschichten

Begriffsprägung: E. v. MOJSISOVICS, 1905, S. 26.

Vorkommen: Die Pedataschichten bilden gemeinsam mit den Pötschenkalken und den Zlambachmergeln die höher-obertriadischen mergelreichen Schichtglieder der Hallstätter Beckenentwicklung. Im Salzkammergut, wo NW von Aussee im Neubersteinbruch die Typlokalität der Schichten liegt, sind sie am gleichförmigsten und mächtigsten entwickelt. Nach Westen hin reicht die Verbreitung der Pedataschichten über das Lammertal bis in den Raum von Unken und Lofer, im Osten der Hallstätter Zone jenseits des Salzkammergutes sind keine typischen Pedataschichten zur Ausbildung gelangt: Die Aflenzer Kalke, die in einem südlicheren Becken mit Hallstätter Einschlag

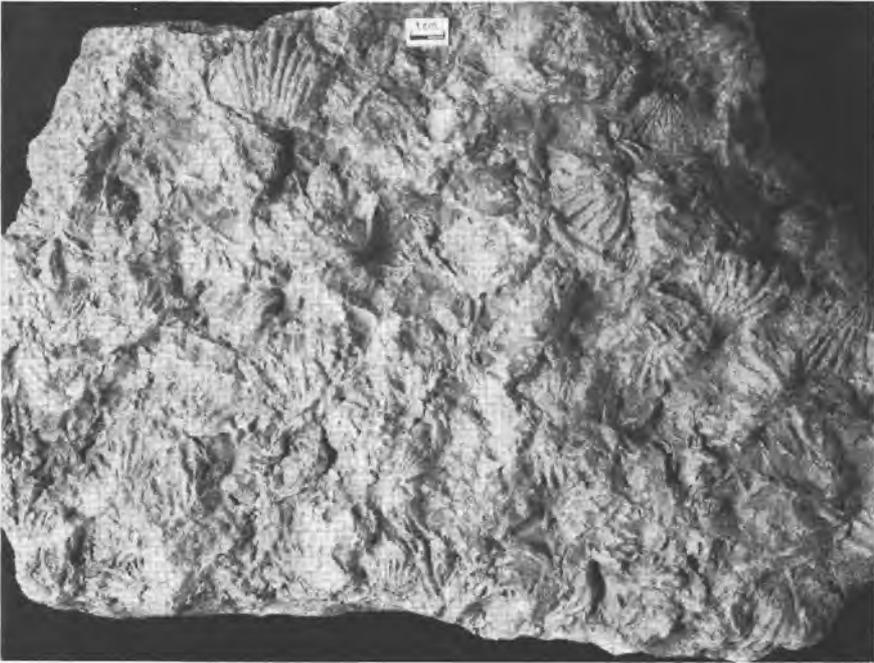


Abb. 124: Pedatakalk vom Grasberg südlich vom Grundlsee mit *Halorella pedata* (BRONN), Zlambachfazies der nördlichen Hallstätter Zone, Steiermark.

entstanden sind, ähneln zwar lithologisch nur entfernt, sind aber ebenfalls durch das Auftreten von *Halorella pedata* (BRONN) ausgezeichnet.

Lithologie: Die lithologische Entwicklung der Pedataschichten variiert in einem beträchtlichen Maß. Der Haupttypus dieser Schichtgruppe besteht aus mittel- bis dunkelbraunen, auch violettgrauen, grauen und grünlichen, ebenflächigen oder leicht wellig geschichteten, zwei Zentimeter bis mehrere Dezimeter dick gebankten, lagenweise massenhaft *Halorella pedata* (BRONN) führenden Kalken (Abb. 124, 125). Dünne Mergelzwischenlagen und Hornsteinführung gehören zum normalen Bild (E. KRISTAN-TOLLM., 1960, S. 53). In der mächtigen Serie des östlichen Salzkammergutes zeigt in der Zlambachfazies die untere Abteilung ein relativ einheitliches Aussehen mit mehr hellerbraunen, geschichteten Kalktypen, in denen auch eine dickbankige Kalkpartie eingelagert ist. In der oberen Abteilung variiert das Aussehen dort stark, man trifft einerseits schwarzbraune, bitumenreiche dünn-schichtige Kalke und dunkle mergelige Fukoidenkalke, andererseits Übergänge zu knollig-wellig-schichtigen, flaserigen, hellen Kalken vom Typus der Pötschenkalke. Ferner erscheinen im östlichen Salzkammergut zwei mächtige, ebenfalls *Halorella pedata* (BRONN) führende graue, geschichtete bis ungeschichtete Dolomitpartien stratigraphisch eingelagert (Pedatadolomit – A. TOLLMANN, 1960, S. 65). Häufig tritt ferner Feinstschichtung im Pedatakalk auf.

Wie bereits auf Grund dieses Profiles vom Grasbergzug südlich des Grundlsees angedeutet, zeigen die Pedataschichten im Gegensatz zum eng umrissenen Pötschenkalk-

typus eine größere Variationsbreite. Der Begriff Pedataschichten wird in der Praxis wesentlich weiter gefaßt als jener der Pötschenkalke. Es seien daher noch zwei weitere Varietäten angeführt, die etwa hier eingereiht werden können: Zunächst die Pedataschichten des Thäleregrabens (= Mühlbachgrabens) 3 km nördlich von Lofer im Westteil der Hallstätter Zone. Sie enthalten außer hellbraunen welligschichtigen Typen auch dunkelrote, welligknollige, mergellagenführende Kalke, reich an *Halorella pedata* (BRONN). Schließlich aber können bei weiter Fassung eventuell auch die „Hornsteinkalke der Zwieselalpe und bei den Gosauseen“ E. SPENGLER (1954, Kt.), später kurz als „Gosauseekalk“ (A. TOLLMANN & E. KRISTAN-T., 1970, S. 99) bezeichnet, hier eingereiht werden. Diese gut geschichteten bis dickbankigen mikritischen und mikrosparitischen hornsteinführenden Kalke, die mit dem Dachsteinkalk verzahnt sind, waren unter Einbeziehung der karnischen Cidariskalke dieses Raumes von W. SCHLAGER (1967 b, S. 236) als „Pötschenkalke“ bezeichnet worden, sind aber nach Abtrennung des lithologisch andersartigen karnischen Anteiles am ehesten bei den Pedataschichten unterzubringen. Sowohl in diesem Typus als auch nahe der Typlokalität der Pedataschichten im Salzkammergut treten übrigens auch Brekzienlagen, reich an Hornstein, im Pedatakalk auf. Ferner sind Kalkarenit-Pakete, gelegentlich Gradierung zeigend (allodapische Kalke), eingeschaltet.

Die Mächtigkeit soll im zentralen Salzkammergut nach W. MEDWENITSCH



Abb. 125: Schliffbild durch den Pedatakalk vom Grasberg südlich vom Grundlsee. In der Mikrofauna herrschen hier die Radiolarien vor, die Querschnitte durch die Schalen von *Halorella pedata* (BRONN) zeigen den charakteristischen faserigen Schalenbau dieser Brachiopoden. Länge des Bildausschnittes 9,4 mm.

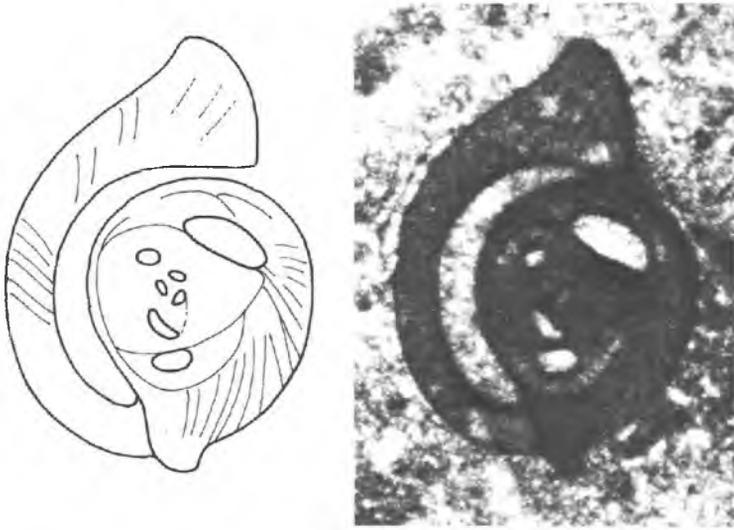


Abb. 126: Schliffbild der Miliolide *Galeanella tollmanni* (KRISTAN), einer charakteristischen Foraminiferenart des Nor-Rhät. Der 1 mm hohe abgebildete Schnitt stammt aus dem norischen Pedatakalk (Gosauseekalk) des Flachkogels im Gosaukamm, Salzburg. Die aus dem Rhät erstbeschriebene Art *G. tollmanni* ist heute auch aus dem Nor der Kalkalpen bekannt (die Abtrennung einer eigenen Art *G. panticae* BRÖNNIMANN et al., 1973, im Nor auf Grund eines angeblich nicht vollständig involuten Gehäuses etc. ist ungerechtfertigt). Der komplizierte Bau dieser norisch-rhätischen Art und Gattung ist in der Erstbeschreibung von E. KRISTAN (1957, S. 291 f., besonders auf Grund der dort auf Taf. 26 abgebildeten Anschliff-Folge) für die A-Form und die in drei Ebenen aufgerollten Umgänge der B-Form präzise und zutreffend dargestellt, so daß die „Emendation“ der Gattung durch P. BRÖNNIMANN et al., 1973, in der den Verfassern der Innenbau trotz der verschiedenen dort (S. 428) geäußerten Vermutungen unklar blieb, wieder hinter die Erkenntnisse in der Originalbeschreibung zurückgeht.

(1958, S. 149) bei 30 m bis 50 m liegen, im östlichen Salzkammergut und im Gosauseegebiet erreichen die Pedataschichten 200 m und mehr (A. TOLLMANN, 1960, S. 65).

Durch die Makrofauna mit *Halorella pedata* (BRONN) – vgl. Abb. 124 –, *H. rectifrons* BITTNER, *Monotis salinaria* (SCHLOTHEIM) wird ein norisches bis sevatisches Alter belegt. Die Brachiopoden dieser Schichten sind bei A. BITTNER (1890, S. 172 ff.) monographisch bearbeitet.

Von der Mikrofauna ist die aus der Typlokalität bekannt gewordene norische Leitforaminifere *Variostoma catilliforme* KRISTAN zu erwähnen, im Lammertal kommen Mikrofaunen mit *Variostoma crassum* KRISTAN-TOLLM., *Tetrataxis inflata* KRISTAN, *Duotaxis metula* KRISTAN u. a. hinzu. Eine sehr ähnliche Foraminiferen-Assoziation zeigen die Pedataschichten beim Gosausee, wo noch *Tetrataxis humilis* KRISTAN, *Angulodiscus tumidus* KRISTAN-TOLLM., *Variostoma cochlea* KRISTAN-TOLLM. und *Galeanella tollmanni* (KRISTAN) hinzutreten (A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLM., 1970, S. 99) – Abb. 126. Der Bairdien-Anteil der Ostracodenfauna der Pedataschichten bei Lofer mit *Ptychobairdia norica* KRISTAN-TOLLM., *Pt. circumvallata* KRISTAN-TOLLM. etc. wurde von E. KRISTAN-TOLLM., 1969, S. 83 ff.; 1970 a, S. 277 ff.; 1970, S. 117 f.



Abb. 127: Der Pötschenkalk in der typischen, im Text geschilderten Ausbildung an der Typlokalität im Steinbruch nördlich der Pötschenhöhe, Ob.-Öst.

(in A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLM.) beschrieben (vgl. Abb. 163). *Gladigondolella abneptis* (HUCKR.) hat W. SCHLAGER (1967 b, S. 335) aus dem Vorkommen beim Gosausee erwähnt.

6. Pötschenkalk

Begriffsprägung: E. v. MOJSISOVICS, 1868 d, S. 257.

Gesteinscharakter: Beim Pötschenkalk handelt es sich um einen hellen, weißlichgrauen, bräunlichen oder grünlichen, dichten, Tonschlieren hältigen, wellig-schichtigen, auch innerhalb der Bänke noch schlierig-knollig struierten, mikritischen Hornsteinkalk, dessen Bänke durch schmale Tonmergellagen getrennt sind (Abb. 127 bis 128). Er kommt hauptsächlich in der Zlambachfazies in Verbindung mit Pedatakalen, und zwar deren Hangenteil vertretend, vor, oder er ersetzt in seltenen Fällen untergeordnet den norischen Hallstätter Kalk (z. B. Kumitzberg W Mitterndorf, Salzkammergut). Die Typlokalität und die besten Aufschlüsse liegen an der Pötschenstraße ESE von Bad Goisern im Salzkammergut. Die Mächtigkeit erreicht hier 80 m bis 120 m (Abb. 128).

Fauna und Alter: Die Pötschenkalke sind auf Grund ihrer Fauna mit *Distichites minos* MOJS., *Sirenites argonautae* MOJS. (1902, S. 344), *Halorella pedata* (BRONN) etc. ins mittlere bis höhere Nor im alten Sinne zu stellen. An stratigraphisch wertvollen Mikrofossilien aus den Mergellagen zwischen dem Pötschenkalk sind *Variostoma catilliforme* KRISTAN und *V. crassum* KRISTAN, beide für das Nor und Sevat

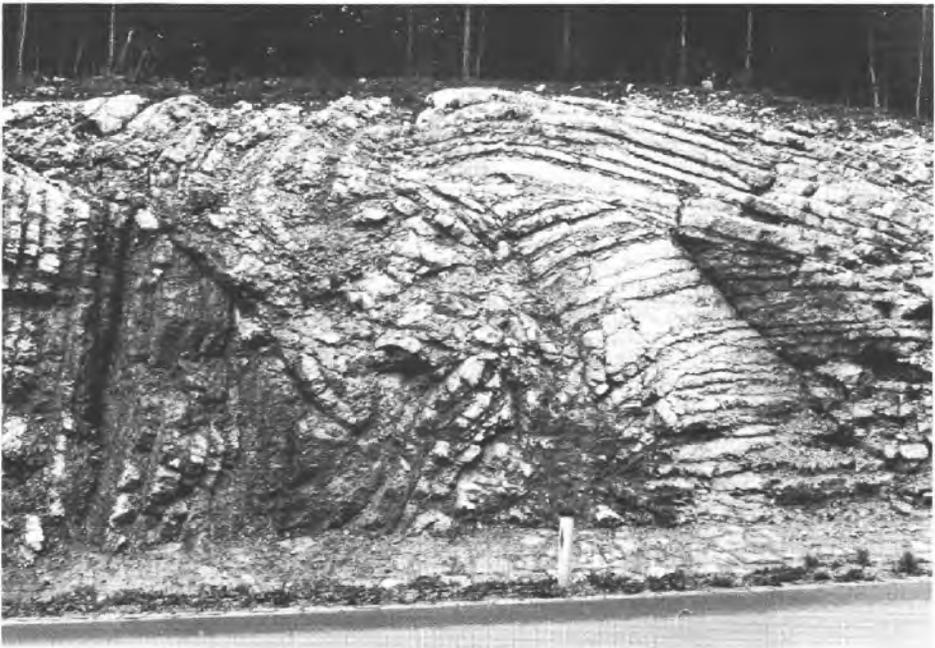


Abb. 128: Aufschluß im typischen Pötschenkalk an der Pötschenstraße nördlich vom Pötschenpaß, Ob.-Öst. Die Schichtlagerung ist durch synsedimentäre Rutschfallen stark gestört.

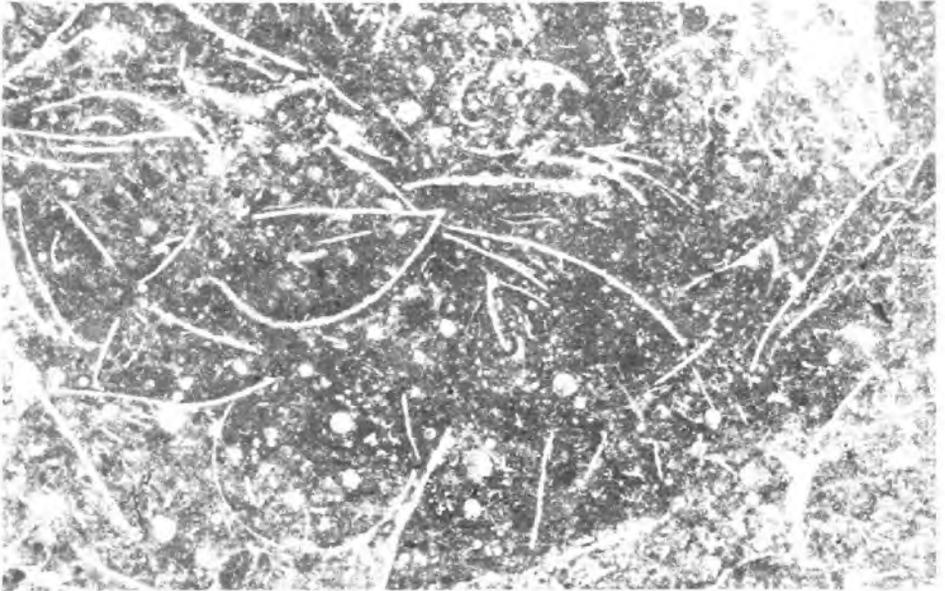


Abb. 129: Der Pötschenkalk stellt an der Typlokalität einen an Radiolariten und Filamenten reichen Mikrit dar. Länge des Bildausschnittes 11 mm.

bezeichnende Formen, bekannt. Leitende Ostracoden aus einer Fazies, die zwischen Pötschenkalk, Pedataschichten und Zlambachschichten liegt, wurden von E. KRISTAN-TOLLM. (1969; 1970 a) und von G. BUNZA & KOZUR (1971, S. 26, 40, 52) beschrieben. H. MOSTLER (1971 c, S. 5, Taf. 1–3; 1973 a, S. 541 ff.) hat auf ein bezeichnendes drittes Maximum an Kieselschwämmen und -spiculae innerhalb der alpinen Trias im Sevat hingewiesen und aus dem Pötschenkalk eine Reihe von Spiculae, die für dieses Niveau bezeichnenden Vergesellschaftung, abgebildet. Für die Mikrofazies der Pötschenkalke ist der Reichtum an Radiolarien und „Filamenten“ bezeichnend (Abb. 129).

Die karnische Mikrofauna aus dem von W. SCHÖLLNER (1974, S. 118) als „Pötschenschichten“ bezeichneten Gestein der Zlambachfazies-Zone des Hasenkogels SE vom Grundlsee kann nicht zur mikrofaunistischen Charakterisierung des Pötschenkalkes herangezogen werden, da dort ein vom Pötschenkalk abweichender Gesteinstypus, nämlich oberkarnischer Cidariskalk, vorliegt.

Abgrenzung: Die Ausdehnung des Begriffes Pötschenkalk auf den lithologisch abweichenden Pedatakalk des Gosauseegebietes unter Einbeziehung oberkarnischer Cidariskalke (W. SCHLAGER, 1967 b, S. 236; L. KRYSZYN & W. SCHÖLLNER, 1972, S. 70 f.; W. SCHÖLLNER, 1974, S. 115) ist nicht gerechtfertigt, da heute mehr dem Bedarf nach feinerer Unterscheidung als nach Zusammenlegung von bisher getrennt gehaltenen Typen Rechnung getragen werden muß. Die Pötschenkalke der klassischen Lokalität der Pötschenhöhe weisen als klar individualisiertes Schichtglied genügend Eigenständigkeit auf, um sie im bisherigen Sinne von Pedataschichten und vom Cidariskalk getrennt zu halten.

7. Aflenzer Kalk

Begriffsprägung: E. SPENGLER, 1919, S. 226.

Lithologische Ausbildung: Als Aflenzer Kalk wurde von E. SPENGLER (l. c.) der dunkle, im Dezimeterbereich gut geschichtete, in den höheren Partien reichlich Hornsteinknollen führende, *Halorella pedata* (BRONN) enthaltende Kalk bezeichnet, der im Bereich der Aflenzer Beckenfazies am Bürgeralpenplateau den Dachsteinriffkalk des Hochschwabs im Süden ersetzt. In mikrofazieller Hinsicht handelt es sich um mikritische Bankkalke mit gelegentlich eingeschalteten Feinschuttlagen, reich an Biogenen. Die Mächtigkeit dieses Schichtgliedes beträgt hier 500 m bis 600 m.

Verbreitung: Das Heimatgebiet des Aflenzer Kalkes liegt im Bereich der Aflenzer Fazies südlich des Hochschwabes. Die in idealer Form überschaubare Verzahnung dieser Beckenfazies gegen das im Norden angrenzende Riff hin ist bereits von E. SPENGLER (l. c.), in neuerer Zeit von H. LOBITZER (1972; 1973), eingehend studiert und exakt dargestellt worden – Abb. 71. Gegen Norden hin erscheinen die norischen Aflenzer Kalke noch 15 km weit von ihrem Heimatgebiet, überschoben über Wetterstein- und Ramsaudolomit im Aschbachtale bis SE von Gußwerk (E. SPENGLER, geol. Kt. Aflenz, 1926; R. LEIN, 1972, S. 26).

Als **Bildungsraum** wurde auf Grund des genauen Studiums der flachen Verzahnung ohne steile Riffhalde mit dem Dachsteinkalk des Vorriffbereiches im Norden

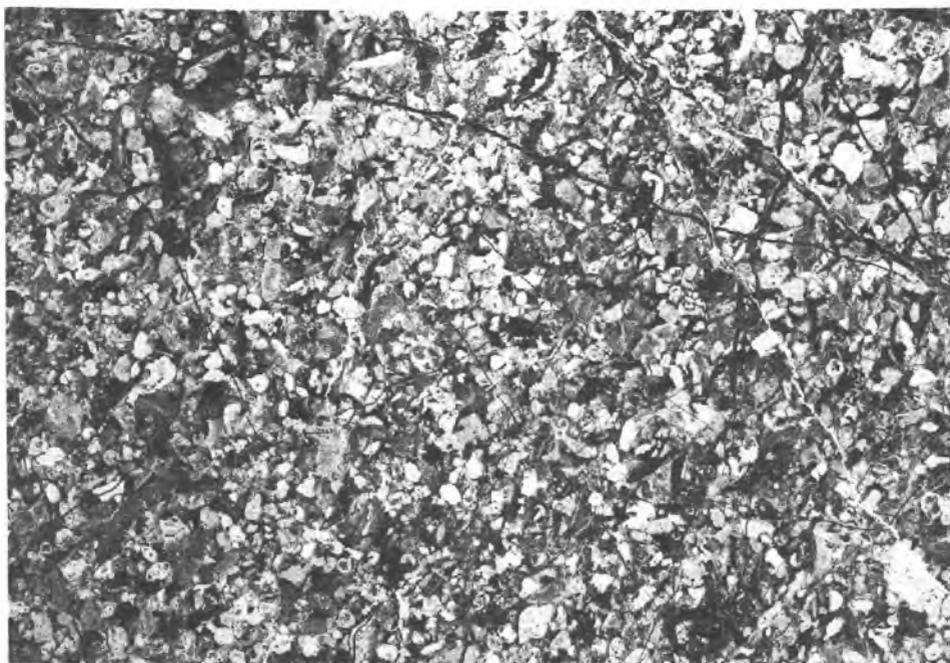


Abb. 130: Mikrofaziesbild des biogenreichen Aflenzer Kalkes vom Wasserbauerkogel im Aschbachtal, Mürtzaler Alpen, Steiermark; Negativphoto R. LEIN. Original-Bildausschnitt 24 mm Länge.

des Bürgeralplateaus (Schönleitenplateaus) durch H. LOBITZER (1972; 1973) der riffnahe Anteil des Beckens im Bereich relativ intensiver Turbulenz analysiert, der auf einstige Wassertiefen von einigen Zehnermetern hinweist (J. HOHENEGGER & H. LOBITZER, 1971, S. 461). Im Mittelalpenplateau nördlich der Schönleiten ist schon der zentrale Riffbereich der zugehörigen Dachsteinkalk-Entwicklung im Hochschwabstock erreicht.

Fauna und Alter: Im Gebiet der Bürgeralpe umfaßt die Makrofauna neben der norischen Leitform *Halorella pedata* (BRONN) und Echinodermen besonders Crinoiden, auch Spongien, Algen, Korallen, aber keine Ammoniten (vgl. Abb. 124). Auf Grund der Makrofauna sind diese Kalke seit alters als Äquivalente des Pedatakalkes angesehen worden (G. ARTHABER, 1906, S. 385). Die Foraminiferenfauna birgt nach quantitativer Untersuchung durch J. HOHENEGGER & H. LOBITZER, 1971, vor allem Sandshaler und Lageniden. Wichtig erscheint die Erfassung eines sevatischen Anteiles in den tektonisch isolierten Aflenzler Kalken im Bereich des Aschbachtals SE Gußwerk auf Grund von Conodonten, darunter *Epigondolella bidentata* MOSHER, bereits aus dem basalen Anteil dieses tektonisch isolierten Gesteinsstreifens durch R. LEIN (1972, S. 26, S. 102) – Abb. 130. Auch die Foraminiferenfauna aus dem Kalk dieser Region mit *Glomospirella friedli* KR.-TOLLM., *Involutina liassica* (JONES), *Angulodiscus praxoides oscillans* (OBERHAUSER), *Tetrataxis humilis* KRISTAN etc. ist für Nor bis Sevat bezeichnend (R. LEIN, 1972, S. 102). Gegen Hangend wird in diesem Bereich der Aflenzler Kalk durch rhätische Dachsteinkalke des Königkogels und der Sauwand abgelagert, während im Raum Aflenz ja die einstige hangende Schichtfolge der Erosion zum Opfer gefallen ist. Als Alter der Kalke kommt demnach Nor bis Sevat in Frage.

Fazieszuordnung: Trotz Fehlen von Hallstätter Kalken in der Aflenzler Fazies wird man diese durch die enge Beziehung zur Mürztaler Fazies und zufolge des Auftretens von *Halorella pedata* (BRONN) doch als ein Subfaziesbereich der Hallstätter Entwicklung ansehen können.

Eine recht gut vergleichbare Serie zum Aflenzler Kalk stellt der norische Anteil der dunklen hornsteinführenden Mürztaler Schichten dar, die in naher nordöstlicher Nachbarschaft jenseits der Veitsch-Riffbarre in der nordjuvavischen Zone abgelagert worden sind (vgl. S. 154 f.). R. LEIN (1972, S. 55 ff.) führt aus den hiehergehörigen dunklen Hornsteinkalken aus dem norischen bis sevatischen Anteil *Halorella pedata* (BRONN), ferner eine Mikrofauna mit *Austrocolomia* sp., *Frondicularia relimbata* KRISTAN-TOLLM., *Grillina grilli* KRISTAN-TOLLM., *Lingulina tenera* (BORNE-MANN) etc. an.

G. Rhätische Stufe

Allgemeines

Begriff: „Rhaetische Stufe“ C. W. GÜMBEL, 1861, S. 214 – in der Originalbeschreibung bei Aufstellung des Namens mit „h“ geschrieben.

Schichtglieder und Fazies: Im Rhät schiebt sich in weiten Regionen im Nordteil der Kalkalpen die Mergelfazies stark in den Vordergrund. Folgende Areale

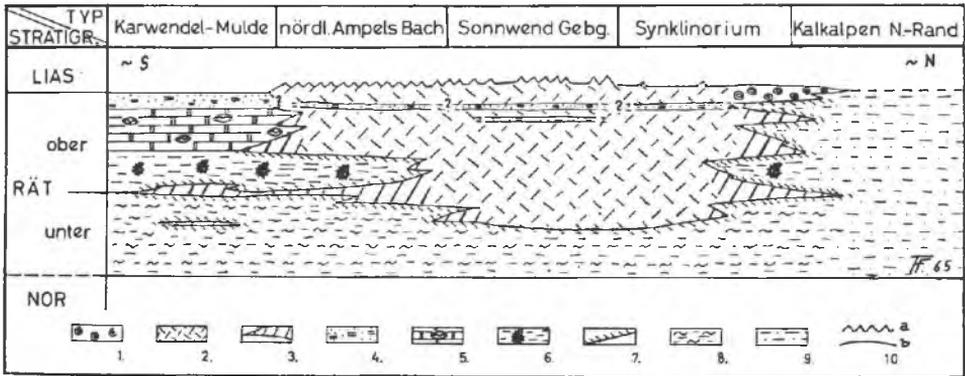


Abb. 131: Die verschiedenen Faziestypen im Rhät der westlichen Nordkalkalpen nach dem schematischen Profil von F. FABRICIUS, 1966, Abb. 6. — Legende: 1: Oolith des Rhätolias-Riffkalkes; 2: Rhätolias-Riffkalk; 3: Kössener Riffkalk; 4: Obertriadischer Mergelkalk-Grenzmergel; 5: Oxycolpos-Kalk; 6: Choristoceras-Schicht; 7: Brachiopodenkalk; 8: Lamellibranchiaten-Schicht; 9: ungliederte Kössener Schichten; 10: Hangendgrenze des Rhätolias-Riffkalkes, a) diskontinuierliche Faziesentwicklung, b) kontinuierliche Faziesentwicklung.

unterschiedlicher Entwicklung sind zu beobachten: Im voralpinen Raum des Ostabschnittes und in den westlichen Kalkalpen (Hauptdolomitfazies) herrscht die Entwicklung in Form von Kössener Schichten und Oberrhätkalk (Riffkalk und helle gebankte oolithische Kalke) – Abb. 131, im Osten kommt Puchenstubener Kalk im mittleren Rhät hinzu. Das Riffkalkwachstum kann die Rhät-Liasgrenze überschreiten (Rhätolias-Riffkalk). In der Dachsteinkalkfazies hingegen herrscht die Bildung von geschichtetem Dachsteinkalk und von Dachsteineriffkalk. Bunte Starhemberg-Schichten schalten sich in der gebankten Dachsteinkalkfazies des Rhät ein. Die Sonderentwicklung der Hallstätter Zone bestand weiterhin bis zum Ende der Trias, wobei das Rhät zunächst im Sevat in Form von Hallstätter Kalken und gleichzeitig von Zlambachmergeln, im späteren Verlauf des Rhät ausschließlich als Zlambachschichten und nicht mehr als Hallstätter Kalk ausgebildet ist (Abb. 132). Die noch auf E. v. MOJSSOVICS zurückgehende Auffassung eines über das Sevat hinausgehenden rhätischen Hallstätter Kalkes (G. ROSENBERG, 1958, S. 307) hat sich nicht verifizieren lassen.

Zur Abtrennung der rhätischen Stufe: Seit E. KITTL (1903, S. 22), besonders aber in neuerer Zeit, ist wiederholt die Frage aufgeworfen worden, ob das Rhät als selbständige Stufe zu fassen sei, oder nicht nur eine dem Obenor altersgleiche Fazies vorliege (vgl. D. PEARSON, 1970, S. 130 ff.). Je nachdem, mit welcher Fossilgruppe sich der jeweilige Autor gerade beschäftigt, reichen die Meinungen in jüngster Zeit von einem Extrem, der Nichtexistenz des Rhät und der Identität mit der norischen Fauna oder der Zuordnung des Rhät zum Jura (vgl. die Artikel des „Colloque du Jurassique à Luxembourg 1962“, Luxembourg 1964, S. 91 ff.), bis zum anderen Extrem, wie es H. MOSTLER (1972 c, S. 26, teste KOZUR) formuliert, daß nämlich an der Nor-Rhät-Grenze im alten Sinne einer der bedeutendsten Faunen- und Florenschnitte seit dem Devon auftritt. Auf der anderen Seite steht etwa die Meinung von J. WIEDMANN (1970,

S. 967) von einer Analogie bis Identität von Obenor im alten Sinne und Rhät, wonach man die rhätische Stufe besser auflassen und in das Obenor einbeziehen solle – betreffs der möglichen Reaktivierung des Begriffes „juvavische Stufe“ MOJS. (1892, S. 775) als eine das Nor und Rhät im alten Sinne zusammenfassende Bezeichnung vgl. S. 188.

Wichtig erscheint nun die Frage nach der Reichweite der Zonenfossilien des Sevat und Rhät im alten Sinne. Obgleich eine Reihe von Arten der Gattung *Choristoceras* auch im tiefen, wohl sevatischen Anteil der Zlambachmergel auftritt, hat E. TOZER (1967, S. 41) dargelegt, daß die Art *Choristoceras marshi* HAUER als Zonenleitfossil des Rhät berechtigt ist (vgl. Abb. 11, Figur 1) und die Zone, die in den Alpen und in der Westkordillere British Columbiens durch dieses Leitfossil belegt ist, das Hangende der sevatischen Suessi-Zone, dem Äquivalent der bisherigen „obnorischen“ Metternichi-Zone, darstellt (E. TOZER, 1967, S. 6, Tab. 1, S. 38). Im gleichen Sinne kommt T. PEARSON (1970, S. 142) nach eingehendem Faunen- und Faziesvergleich zur stratigraphischen Trennung von Nor und Rhät und setzt als Basis des Rhät das Aussetzen von *Rhabdoceras suessi* HAUER ein (Abb. 11, Figur 2).

Dem gegenüber haben sich nun in neuester Zeit weitere wichtige Fakten ergeben. Einerseits konnte M. URLICH (1973, S. 663) die Leitform des Sevat, *Rhabdoceras suessi* HAUER, im Typusprofil der rhätischen Kössener Schichten in der Weißloferschlucht bei Kössen (Abb. 136) hoch empor verfolgen und L. KRYSZYN (1974) diese Art im höheren Teil der Kössener Schichten bei Lofer antreffen. Andererseits wurde vom Verfasser im Sommer 1973 ein Leitfossil des Sevat, *Choristoceras haueri* MOJS., in großer Anzahl noch in dem sevatischen Hallstätter Kalk des Lauterbaches südlich vom Plassen bei Hallstatt gefunden. Es erscheint nach allem dem Verfasser am günstigsten, für die rhätische Stufe (Abb. 133) im Sinne der Originaldefinition von C. W. GÜMBEL (1861, S. 214) den Umfang der Kössener Schichten zugrunde zu legen, wobei diese Stufe die Suessi- und Marshi-Zone beinhalten würde. Diese beiden Zonen werden wohl trotz der Seltenheit der Zonenfossilien auf Grund des verschiedenen Schwerpunktes im Auftreten der Arten aufrechtzuerhalten sein. Eine dritte, zutiefst angenommene Zone im Rhät, jene des *Phyllytoceras zlambachense* WIEDMANN, die J. WIEDMANN (1973, Tab. 1, S. 604) aufstellen wollte, ist nicht gerechtfertigt. Nach L. KRYSZYN (1974 a, S. 142) handelt es sich bei der als Zonenfossil angegebenen Form vielmehr um eine nicht näher bestimmbare Art von *Rhacophyllites*, die Zone selbst ist der Suessi-Zone zeitgleich.

Offen geblieben ist noch die Entscheidung, ob man nun das Rhät als Stufe einziehen und dem Nor einverleiben soll, wie F. FABRICIUS (1974) und L. KRYSZYN (1974) zuletzt vorschlagen, oder aber im Sinne von J. WIEDMANN (1973, S. 602 f.; 1974, S. 232) der Priorität Rechnung tragend die rhätische Stufe beläßt (vgl. H. ZAPPE, 1973, S. 199). Die Bezeichnung Rhät ist älter als der Name Nor, der noch dazu auf dem heute zum Rhät zählenden Sevat (Metternichi-Zone) basiert, so daß die Bezeichnung Nor strenggenommen zufolge der nun erkannten zeitlichen Zugehörigkeit vom Sevat zum Rhät überhaupt nicht verfügbar wäre. Es erscheint dem Verfasser aber doch günstiger, die eingebürgerten Stufenbezeichnungen Rhät (Suessi- und Marshi-Zone) und Nor (Lac und Alaun) in dieser revidierten Form beizubehalten, als beide Gruppen zusammenzuziehen und dann hierfür etwa den Namen juvavische Stufe (Juvav) wieder einzusetzen. Wie sehr diese Fragen aber noch im Fluß sind, zeigen alle neuen Arbeiten, besonders auch die zusammenfassende Darstellung von E. TOZER (1974, S. 203 f.).

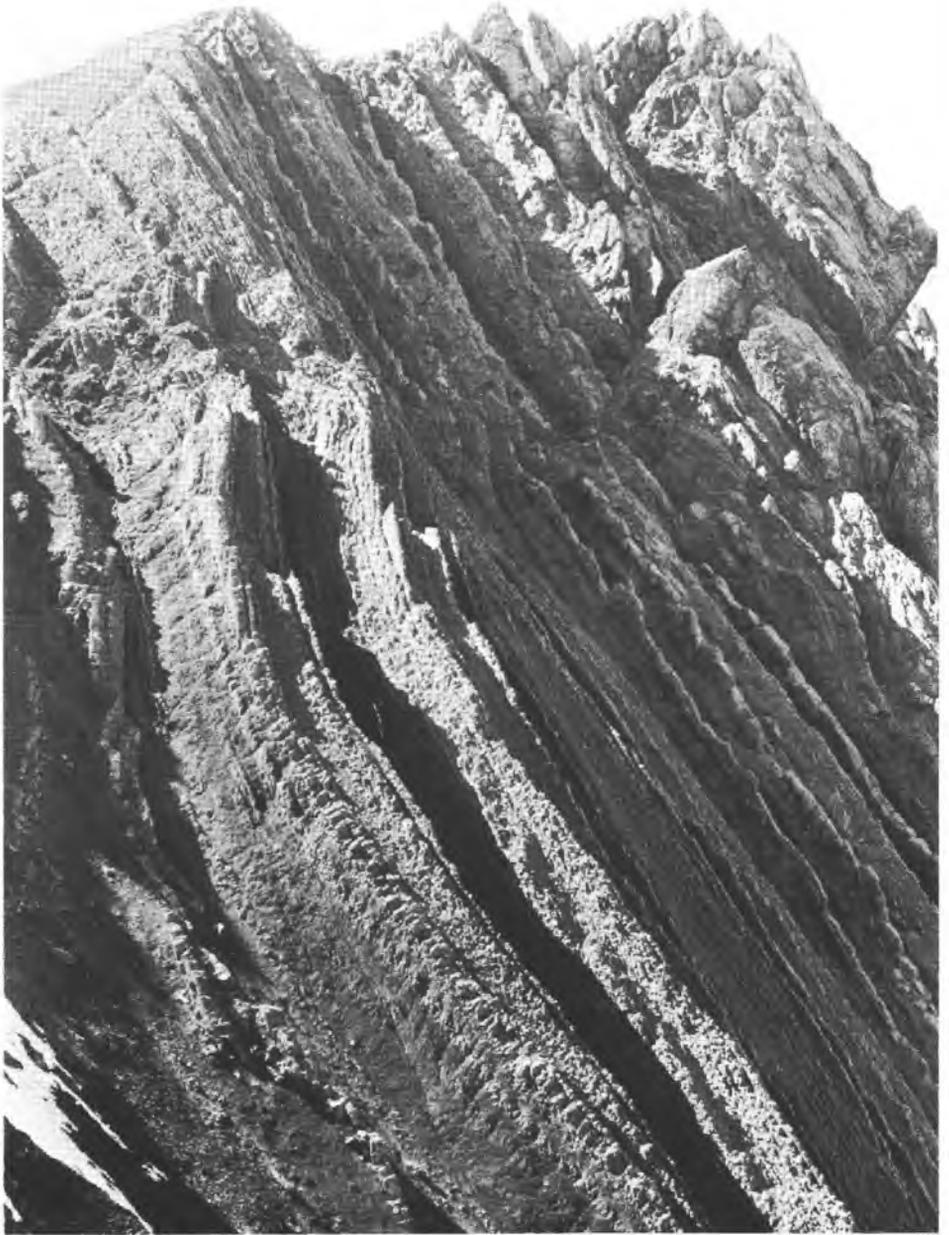


Abb. 133: Das Rhät in der für die Stufe namensgebenden Region der „Rhätischen Alpen“ in Form der Kössener Schichten des Scesaplana-Gipfelbereiches im Rhätikon.

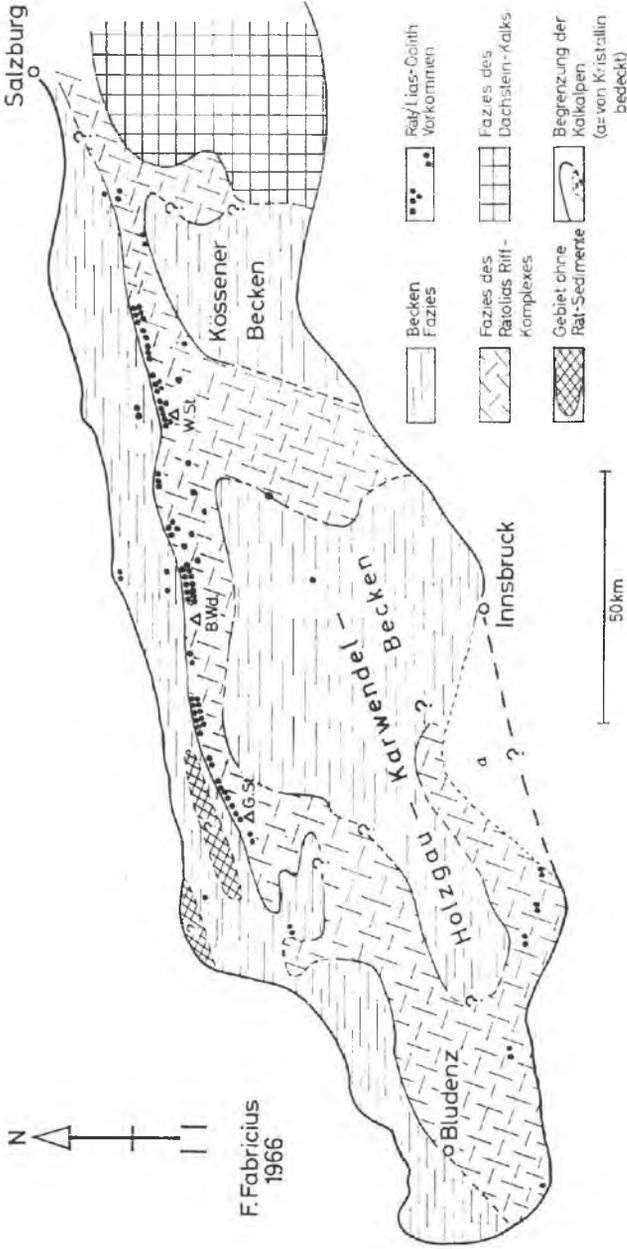


Abb. 134: Die Verteilung von Kössener Schichten (Beckenfazies) und Rhaetias-Riffkalk in den westlichen Nordkalkalpen nach F. FABRICIUS, 1967, S. 164. Bei der in der Skizze versuchten Ausglättung ist die Deckenstruktur zu wenig berücksichtigt, so daß die Skizze nur ein ungefähres Bild der ursprünglichen Faziesverteilung gibt.

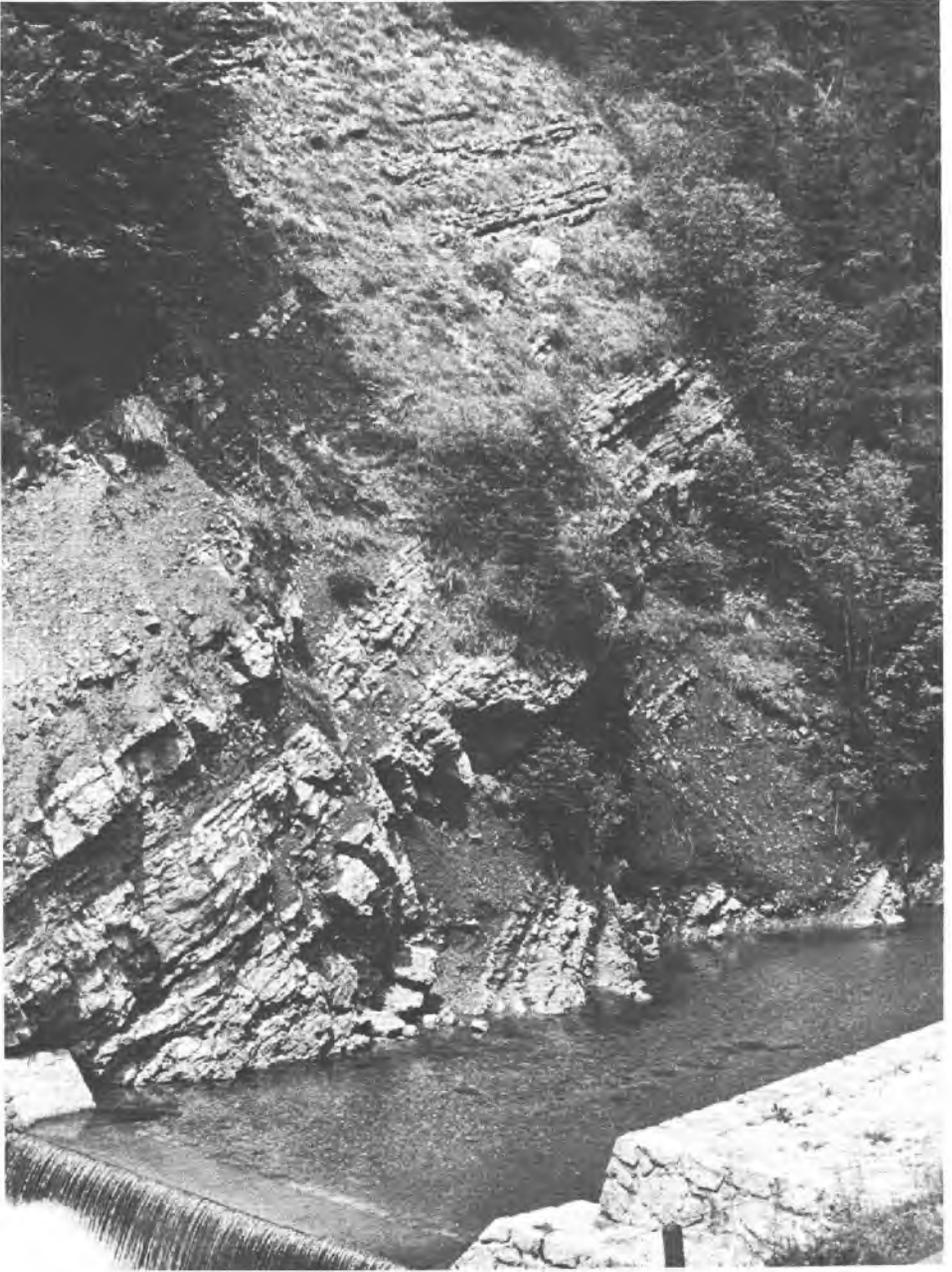


Abb. 135: Die Kössener Schichten in der Weißloferschlucht bei Kössen in Tirol.

1. Kössener Schichten

Begriffsprägung: E. SUESS, 1852 c, S. 180.

Fazielle Stellung: Die Kössener Schichten, die im Bereich der Hauptdolomitfazies auftreten, stellen die Ablagerung der rhätischen Beckenfazies nördlich und westlich der großen Dachsteinkalkmasse dar. Aber auch im Bereich dieser Kössener Beckenentwicklung erscheinen einzelne Riffbauten aus Rhätoliasriffkalk, die vom höheren Rhät an die Schwellenzonen innerhalb des einstigen Beckens markieren und die sich keineswegs mehr etwa in der Längsreichrichtung anordnen (Abb. 134).

Von diesen Riffen schieben sich Korallenkalke besonderer Art, die Kössener Korallenkalke, weithin in die Schlammfazies der Kössener Schichten hinein. Andererseits können sich in den rhätischen Partien des Dachsteinkalkes im Tirolikum des Mittel- und Ostabschnittes der Kalkalpen Kössener Schichten mit Bonebeds, oft zusammen mit Starhembertschichten einstellen (G. ARTHABER, 1906, S. 360 ff.; W. BARTH, 1968, S. 133 ff.).

Lithologie: Folgende lithologische Glieder setzen die Kössener Schichten zusammen, deren Typlokalität in der Weißflörschlucht bei Kössen liegt (Abb. 135-136) und denen im Kendelbachprofil in der Osterhorngruppe die eingehendste klassische Studie (siehe unten) gewidmet worden ist (Abb. 142):

a) Kössener Mergel: Sie treten entweder in mächtigeren selbständigeren Partien oder aber häufig mit kalkigen Schichtgliedern wechsellagernd auf (Abb. 137): Es sind dunkle, tonreiche Gesteine, die die Färbung nicht nur organischem Kohlenstoff und Bitumen, sondern vor allem auch dem Pyrit verdanken, der oft in Massen von

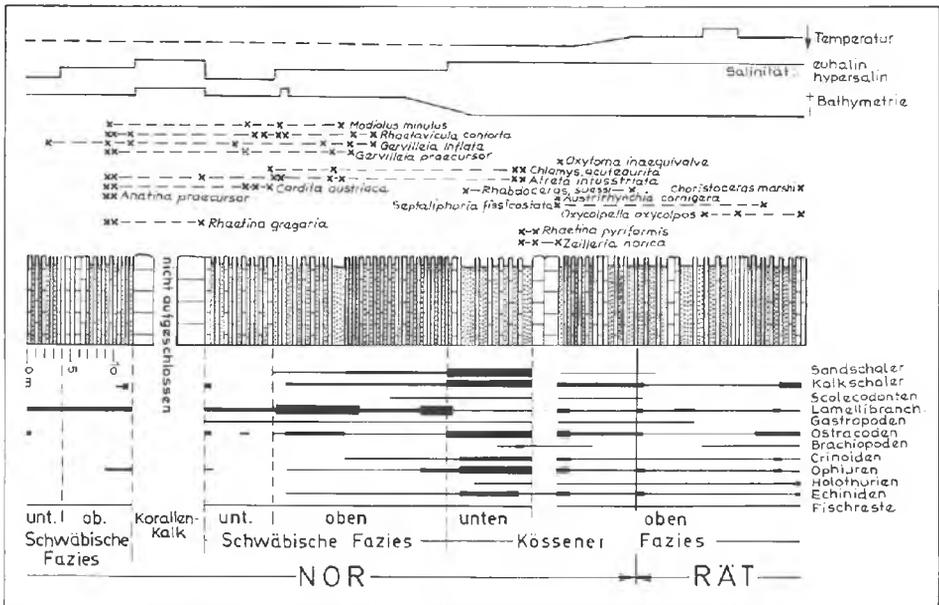


Abb. 136: Schematisch zusammengesetztes Säulenprofil durch die Kössener Schichten aus der Weißflörschlucht bei Kössen in Tirol nach M. URICHS, 1973, Abb. 2. Ober- und Unterrand der Kössener Schichten sind in diesem Profil nicht aufgeschlossen. „Nor“ bedeutet etwa Sevat.

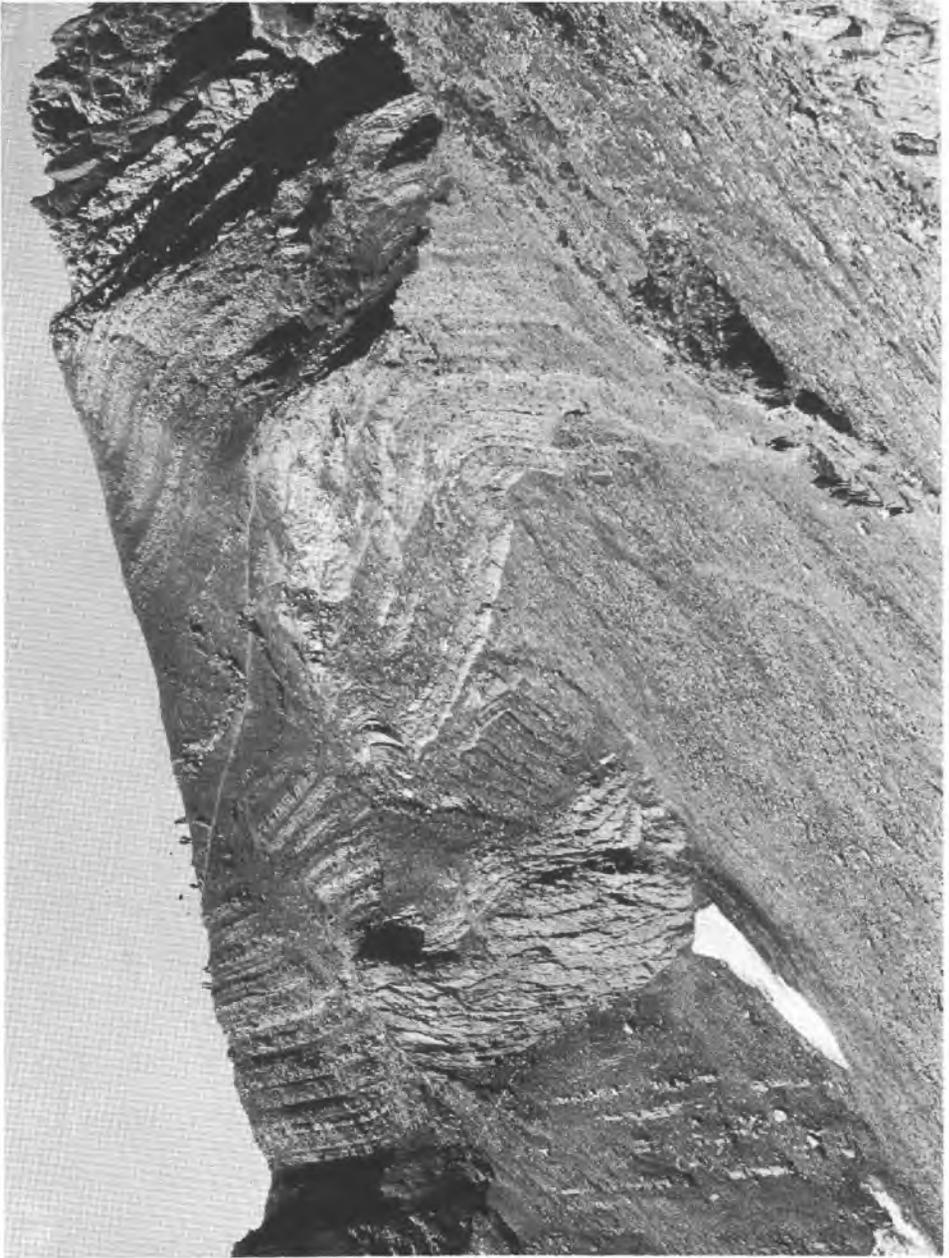


Abb. 137: Mergelreiche Kössener Schichten auf der Seesaplana im Rhätikon, Vorarlberg.

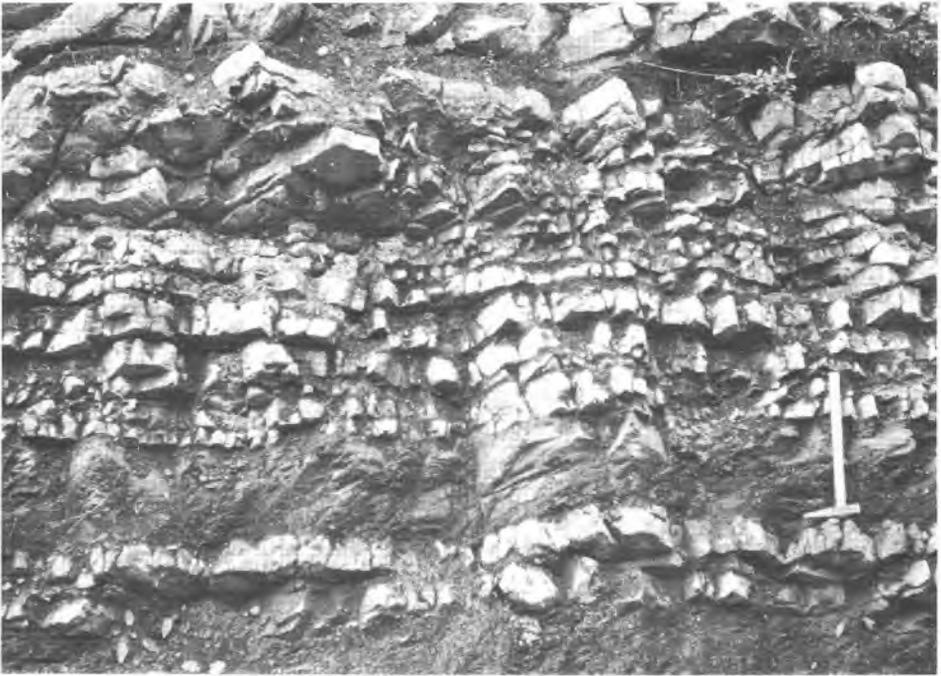


Abb. 138: Kössener Kalke in Wechsellagerung mit Mergeln im Lechtal westlich von Steg, Tirol.

feinen Körnern als Rogenpyrit auftritt – als vererzte Schwefelbakterienkolonien gedeutet (F. FABRICIUS, 1961). Der Pyrit kennzeichnet zusammen mit der armen benthonischen Mikrofauna die Mergel als Halbfaulschlamm-Fazies mit sauerstoffarmer bodenaher Wasserschicht. Die Makrofauna dieser Mergel ist ebenfalls arm. Als Besonderheit ist das Auftreten von Sandsteinbänken in den Kössener Schichten in den westlichen Vilsener Kalkalpen zu vermerken.

b) Der Name *Kössener Kalk* soll, vom Kössener Korallenriffkalk getrennt, für die dunklen Kalke der Kössener Schichten, also die Kalkschlammfazies im Sinne von F. FABRICIUS (1966, S. 13) vorbehalten bleiben. Hierbei handelt es sich teils um dichte, ebenflächige Mergelkalke, und zwar dunkle, allgemein fossilarme Calcilitute in Wechsellagerung mit den Kössener Mergeln, die nur in einzelnen Lagen Lumachelle aufweisen (Abb. 138). Für Sondertypen dieser Kössener Kalke bestehen eigene Bezeichnungen wie *Choristoccrasschichten* usw. Teils aber treten auch wellig-knollig geschichtete Kalke, die reichlicher Fossilien führen, auf, besonders an Bivalven, Gastropoden, Brachiopoden und Echinodermen reich, außerdem eine reichere Foraminiferen- und Ostracodenfauna enthaltend. Sondertypen wie der *Oxycolpos-Kalk* u. a. gehören hierher – F. FABRICIUS, 1966, S. 16. Der größere Fossilreichtum der Kalkfazies steht im Zusammenhang mit einer stärkeren Wasserbewegung und wahrscheinlich einer etwas geringeren Wassertiefe gegenüber den Verhältnissen im Mergelschlammereich. Oolithe sind hier häufig anzutreffen. Hornsteinknollen sind in den Kössener Kalken eine

seltene Erscheinung (Kammerköhr – R. v. KLEBELSBERG, 1935, S. 70). An letztgenannter Lokalität treten auch Brekzien und Konglomeratlagen innerhalb der Kössener Schichten in Erscheinung.

Einen guten Überblick über die Mikrofaziestypen des Kössener Kalkes im Schlibbild hat F. FABRICIUS (1966, Taf. 1–5) geliefert. Zwei sehr häufige Mikrofaziestypen des Kössener Kalkes, ein kalkarenitischer und ein oolithischer Typus seien hier wiedergegeben (Abb. 139–140).

c) Die Kössener Korallenkalke (Abb. 141) bilden bis 10 m mächtige graue Bänke innerhalb der Kössener Schichten, an deren Obergrenze die Korallenstöcke häufig gekappt und angebohrt sind (H. ZANKL, 1971, S. 168).

Die Mächtigkeit der gesamten Kössener Schichten schwankt in den westlichen Kalkalpen zwischen 20 m und 300 m (R. KLEBELSBERG, 1935, S. 69; P. SCHMIDT-THOMÉ, 1964, S. 257), kann aber in Einzelfällen noch höhere Werte erreichen wie z. B. am locus classicus der Scesaplana im Rhätikon (Abb. 133 und 137), wo sie nach L. PUGIN (1964, S. 95) 600 m als Maximum erlangen. In der Allgäudecke sind die Kössener Schichten im allgemeinen stärker mergelig entwickelt und nur geringmächtig, 50 m können als Mittelwert angegeben werden. In der Lechtaldecke nimmt die Mächtigkeit der Kössener Schichten in der hochbajuvarischen Randmulde gegen Osten hin beständig ab. Im altberühmten Kendelbachprofil des Osterhorn-Tirolikums beträgt die Stärke der Kössener Schichten rund 200 m.



Abb. 139: Kalkarenitische Kössener Schichten mit reichlich Biogenen — darunter auch *Triasina hantkeni* MAJZON in sparitischer Grundmasse; Rienerbachtal 3,5 km NW Leonstein, Ob.-Öst. Originallänge des Schlibbild-Ausschnittes 10 mm.

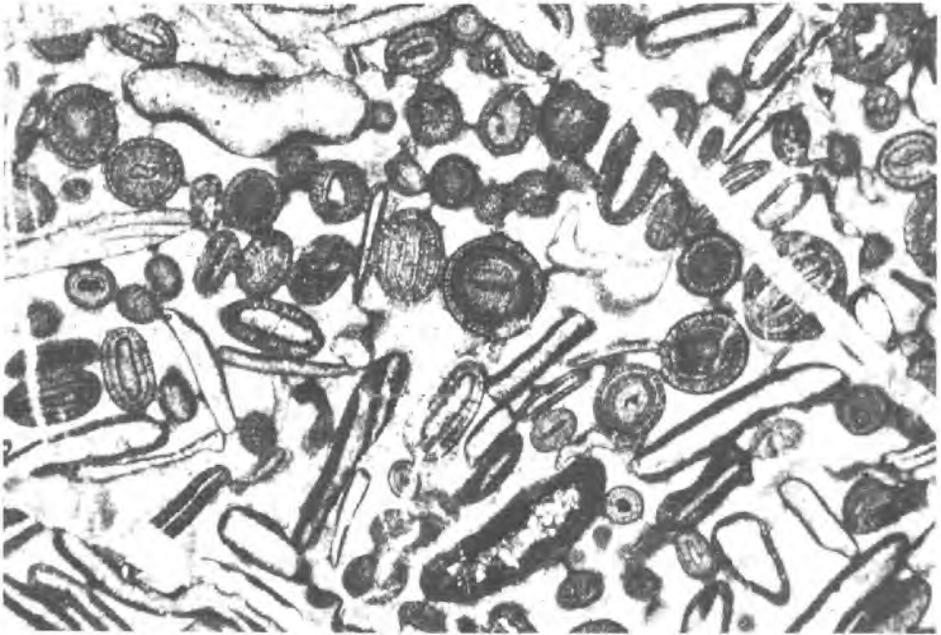


Abb. 140: Oolith mit Kalzit-Zement aus dem Rhätkalk E Markt, Nd.-Öst. Bildlänge 11 mm.

Biofazies: Nach biofaziellen Gesichtspunkten ist die Serie der Kössener Schichten der Nordkalkalpen durch E. SUSS & E. v. MOJSISOVICS (1868) auf Grund des Kendelbachprofils in der Osterhorngruppe in die Schwäbische, Karpatische, Kössener und Salzburger Fazies gegliedert worden, wobei sich im Typusprofil die vier Biofazieszonen in der angegebenen Reihenfolge vom Liegenden gegen das Hangende aneinanderreihen. – Abb. 142. Diese Anordnung kann mancherorts, aber nicht überall, wiedergefunden werden. Am konstantesten erscheint die Schwäbische Fazies an der Basis (vgl. hierzu E. KRISTAN-TOLLM. & A. TOLLMANN, 1964, S. 553 ff.; M. URLICHS, 1973, S. 670). Die Schwäbische Fazies ist hierbei durch eine fast brachiopodenfreie Bivalvenfauna mit *Rhaetavicula contorta* (PORTL.) – vgl. Abb. 149, *Gervilleia inflata* (SCHAFH.), *Laternula praecursor* (QUENST.), *Cardita austriaca* (HAUER) gekennzeichnet. Die Karpatische Fazies ist durch eine Brachiopoden-Bivalven-Gemeinschaft mit *Rhaetina gregaria* (SUSS), *Rhynchonella subrimosa* SCHAFHÄUTL, *Septaliphoria fissicostata* (SUSS) und *Atreta intusstriata* (EMMR.) ausgezeichnet. Die Kössener Fazies sensu str. (Oxycolpos-Kalk), wird durch eine Brachiopodenfauna mit *Oxycolpella oxycolpos* (EMMR.), *Rhaetina piriformis* (SUSS) und eine Bivalvenassoziation mit *Oxytoma inaequivalve intermedium* (EMMR.), *Lima alpissordidae* WINKLER usw. markiert. Der Salzburger Fazies schließlich entsprechen die Choristoceras-Schichten bei anderen Autoren mit *Choristoceras marshi* HAUER, *Oxytoma inaequivalve intermedium* (EMMR.), *Cassianella inaequiradiata* (SCHAFH.) etc. Die beiden letztgenannten Fazies können auch in umgekehrter Abfolge auftreten, so z. B. in der Karwendelmulde (F. FABRICIUS, 1966, S. 15) – vgl. Abb. 131, oder sie sind zu einem

Komplex untrennbar vereint. *Choristoceras*-Schichten sind in der Kössener Schichtgruppe vom oberösterreichischen und salzburgischen Gebiet im Osten über die Bayrischen Voralpen bis in die Lechtaler Alpen verbreitet.

Eine eigenartige Entwicklung findet sich in den sogenannten *Bonebeds*, das sind mergelige Lagen, reich an Fischresten wie etwa Fischzähnen, Knochen, Schmelzschuppen, auch Koprolithe führend. Diese Bonebeds treten sowohl in den mächtigen Kössener Profilen als auch in den schmalen Kössener Lagen auf, die im voralpinen rhätischen Dachsteinkalk (z. B. des Tirolikums) eingeschaltet sind. Die am häufigsten darin vertretenen Fischarten sind *Acrodus*, *Hybodus*, *Sargodon*, *Saurichthys*, *Colobodus* und *Gyrolepis* (W. BARTH, 1968, S. 135).

Makrofauna: Die wichtigsten Elemente der Makrofauna sind zuvor bei Besprechung der Biofazieszonen nach diesen getrennt angegeben worden. Aus den langen Gesamtfaunenlisten, die in der Literatur aus den Kössener Schichten vorliegen, seien außer den schon klassischen Werken von E. SUESS & E. v. MOJSISOVICS, 1868 (Kendelbach); D. STUR, 1871, S. 394–428; E. FRAAS, 1890, S. 94; L. NÖTH, 1926, S. 438; R. v. KLEBELSBERG, 1935, S. 70 f. etc., einige wenige markante neuere Beispiele zitiert:

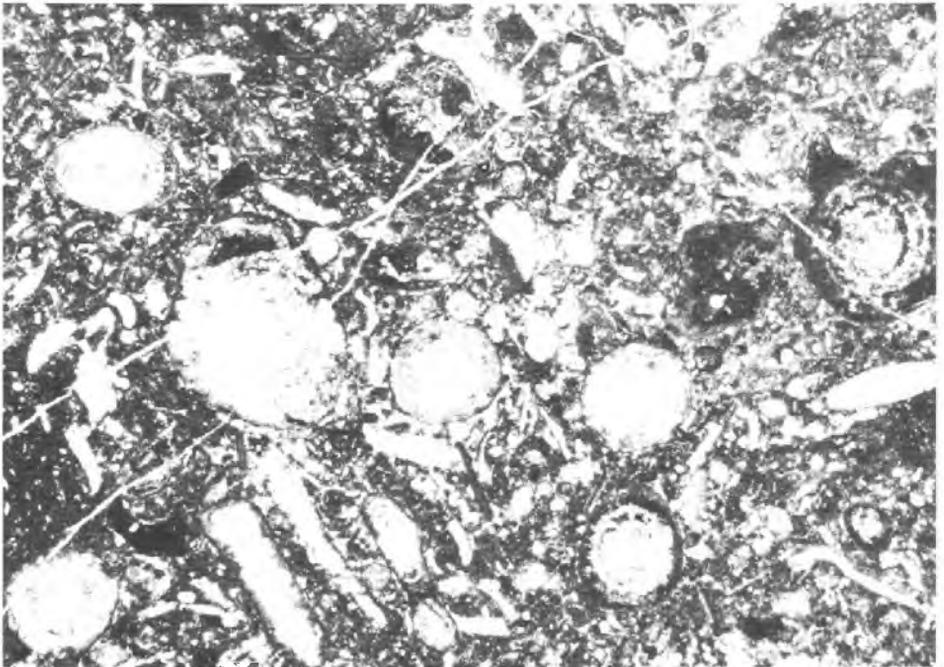


Abb. 141: Schliffbild aus dickgebankten, Thecosmilien führenden Kalkpartien, die der dünn-schichtigen Kössener Kalk-Mergel-Folge in der Weißloferschlucht bei Kössen eingeschaltet sind. Der 11 mm lange Bildausschnitt zeigt eine Reihe typischer Foraminiferen der höheren Obertrias wie *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK (dickelliptische Querschnitte), *Triasina hantkeni* MAJZON (kreisförmiger Querschnitt) und *Angulodiscus tumidus* KRISTAN-TOLLM. (länglich-gerundeter Querschnitt):

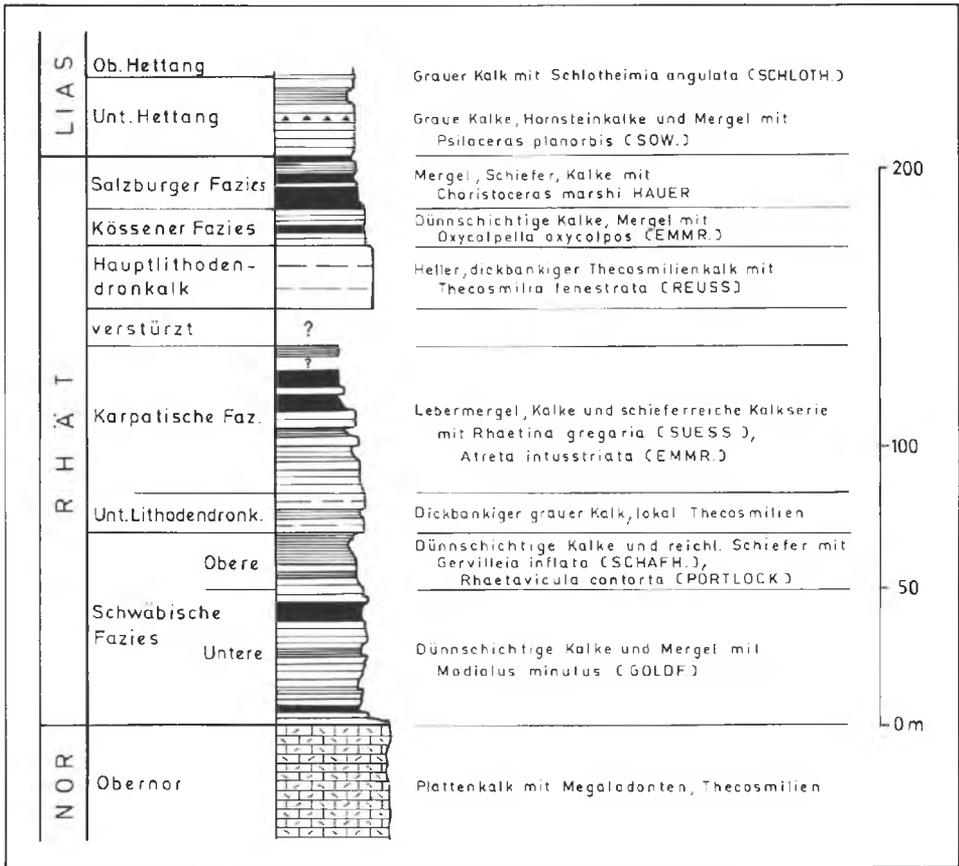


Abb. 142: Das klassische Profil der Kössener Schichten im Kendelbachgraben in der Osterhorngruppe nach E. SUESS & E. v. MOJSISOVICS, 1868, Taf. 7 c. Die Gesamtmächtigkeit der Kössener Schichten dieses Profils beträgt 205 m.

Die Elemente der Makrofauna der klassischen Lokalität der Scesaplana im Rhätikon hat jüngst L. PUGIN (1964, S. 95 ff.) listenmäßig zusammengestellt. Eine Faunenliste mit 260 Elementen aus Tirol, besonders dem Karwendel, gab P. SCHACHL (1941) bekannt. Die Fauna der Kössener Schichten von Kössen haben zuletzt E. KRISTAN-TOLLM. & A. TOLLMANN (1964, Taf. 1, Figur 4) und M. URLICHS (1973) zusammengefaßt – vgl. Abb. 136. Die Fauna des Eibenberges bei Ebensee ist durch H. ZAPPE (1949) bearbeitet worden.

Von der reichen paläontologischen Literatur, die Makrofaunen der Kössener Schichten beschreibt, kann hier nur ein Überblick über die grundlegenden Publikationen aus den Kalkalpen mit Ergänzungen aus den Nachbarregionen gegeben werden: A. ALLASINAZ (1962), A. BITTNER (1890), C. CHIESA (1949), A. DESIO (1929), A. DITTMAR (1864), C. FISCHER-OOSTER (1869), F. FRECH (1890), W. GOETEL (1917), E. KRISTAN-TOLLMANN

et al. (1964; 1969), O. KÜHN (1942), K. OSSWALD (1930), J. POMPECK (1895), A. E. REUSS (1854; 1865), E. RONIOWICZ (1974), K. SCHAFHÄUTL (1851; 1863), M. SCHMIDT (1928), R. SIEBER (1937), G. SIRNA (1968), A. STOPPANI (1860–1865), E. SUFESS (1854), L. WAAGEN (1902), G. G. WINKLER (1859; 1861; 1864), H. ZAPFE (1949; 1963 a; 1967 b), H. ZUGMAYER (1880 a, b).

Die Mikrofauna der Kössener Schichten ist zufolge der schlechteren Lebensbedingungen in dem vom freien Ozean mehr isolierten Kössener Faziesbecken wesentlich ärmer als jene der gleichaltrigen Zlambachmergel.

Unter den Foraminiferen stellt sich besonders in den dickbankigen Kössener Kalken und in den Kössener Korallenkalken eine charakteristische Assoziation von Arten ein, die uns bereits aus dem norisch-rhätischen Dachsteinkalk bekannt ist. Es dominieren *Triasina hantkeni* MAJZON und *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK (Abb. 143–145), es sind typische Arten der höheren Obertrias wie *Duotaxis metula* KRISTAN, *Tetrataxis inflata* KRISTAN, *T. humilis* KRISTAN, *Trocholina lacvis* KRISTAN etc. bezeichnend.

Aus den Mergellagen der Kössener Schichten kennt man aus den westlichen Kalkalpen durch F. FABRICIUS (1966, S. 71, 83, 87, 95, 100, 108) die Zusammensetzung der Foraminiferen-Fauna. Sie gleicht nach E. KRISTAN-TOLLMANN weitgehend jener aus dem

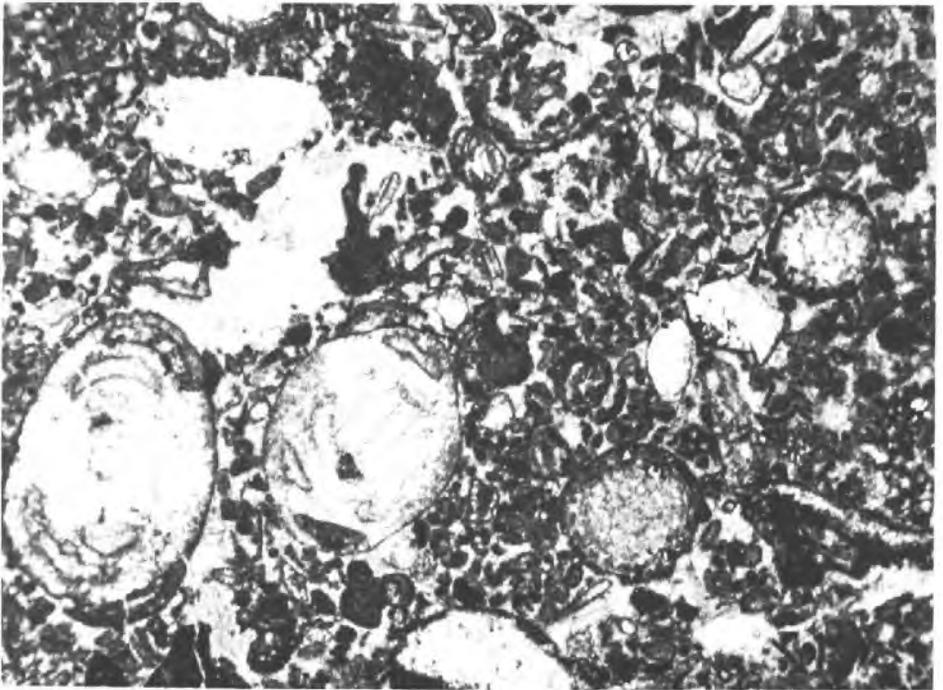


Abb. 143: Typisches Schliffphoto (10 mm Länge) aus dem Kössener Dickbankkalk des Kendelbachgrabens in der Osterhorngruppe mit *Triasina hantkeni* MAJZON (runde Querschnitte) und *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK (breite und elliptische Querschnitte).

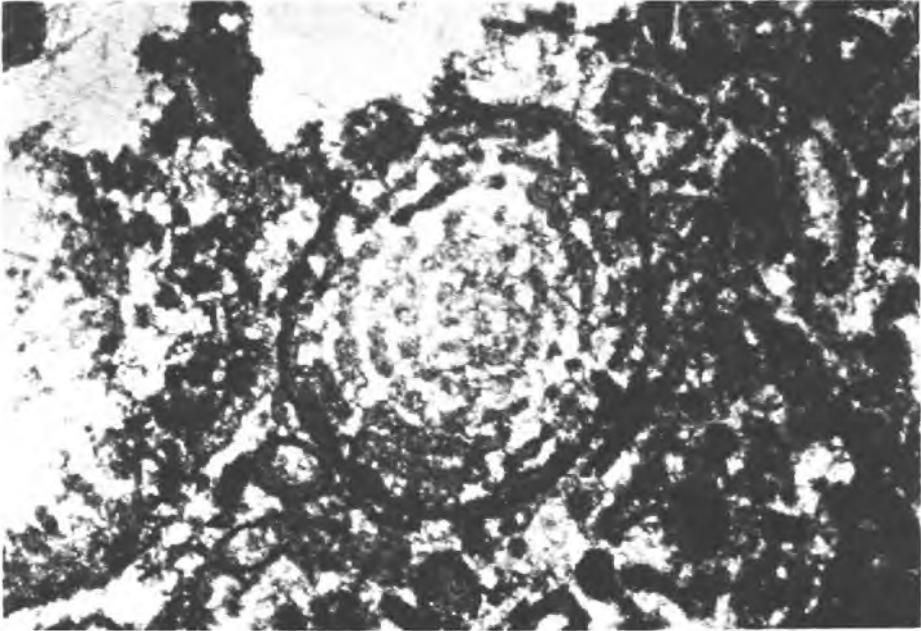


Abb. 144: *Triasina hantkeni* MAJZON mit noch nicht umkristallisierter Innenstruktur aus dem Thecosmilienbankkalk der Kössener Schichten in der Weißloferschlucht bei Kössen in Tirol. Durchmesser der Foraminifere 1,3 mm.

klassischen Kendelbachprofil der Osterhorngruppe, wo *Eoguttulina* und Nodosariiden dominieren. Sie enthält die bereits aus dem Jura bekannten *Eoguttulina*-Arten *E. liassica* (STRICKL.), *E. bilocularis* (TERQUEM), *E. kukui* FRANKE etc. sowie ebenfalls weiter emporreichende Nodosariiden wie *Nodosaria simplex* TERQUEM, *N. mitis* TERQUEM & BERTHELIN, *Glandulina melo* BORNEMANN, *Fronicularia pupiformis* HÄUSLER etc. Stratigraphisch wertvoll erwiesen sich unter den Foraminiferen der Kössener Schichten außerdem die *Praegubkinella*-Arten *P. turgescens* FUCHS und *P. kryptumbilicata* FUCHS (W. FUCHS, 1967, S. 158 f.).

Die Ostracodenfauna der Kössener Schichten ist durch K. KOLLMANN (1963, S. 143), G. BUNZA & H. KOZUR (1971, S. 16 ff., 22 ff., 45 ff., 52 ff.), besonders aber durch M. URLICHS (1973, S. 672 ff.) charakterisiert worden. Nach URLICHS enthält das Profil der Typlokalität in der Weißloferschlucht bei Kössen in der basalsten Lage, im unteren Teil der Schwäbischen Fazies, eine sehr arme Ostracodenfauna mit *Lutkevichinella keupera* (WILL), die wohl auf hypersalines Milieu hinweist, während darüber eine Reihe von euhalinen Faunen aufsteht (Artennamen hier zum Teil revidiert): In der oberen Schwäbischen Fazies kommen Arten wie *Hungarella? martini* ANDERSON, *Cytherelloidea circumscripta* (BLAKE), *Monoceratina loferensis* URLICHS etc. hinzu, in der Kössener Fazies stellt sich eine engere Beziehung zur Ostracodenfauna der Zlambachmergel ein, obgleich der spezifische Charakter der wesentlich artärmeren Kössener Schichten gewahrt bleibt: *Hungarella? martini* ANDERSON, *Cytherella acuta* URLICHS, *Lobobairdia sali-*

naia KOLLMANN, *Carinobairdia triassica interrupta* KRISTAN-TOLLM. seien daraus hervorgehoben – Abb. 146. Trotz des gemeinsamen Auftretens von einigen wenigen Ostracodenarten in den höheren Kössener Schichten und den Zlambachmergeln ist der durchaus verschiedenartige, eigenständige Charakter der Ostracodenfaunen dieser beiden gleichaltrigen, aber faziell verschiedenen Beckenentwicklungen des Rhät auffällig und bemerkenswert. Gerade mit Hilfe der Ostracoden kann man isolierte Rhätmergel-Vorkommen durchaus einer der beiden genannten Faziesbereiche zuordnen.

Conodonten treten in den Kössener Schichten aus faziellen Gründen spärlich auf. Nach vereinzelt älteren Meldungen (Osterhorngruppe-E etc.) hat jüngst A. KRETSCHMER (1974, S. 95) eine sevatische Conodontenfauna mit *Epigondolella bidentata* MOSHER, *Grodella delicatula* (MOSHER), *Hindeodella suevica* (TATGE), *Prioniodina muelleri* (TATGE) und *Spathognathodus hirsteini* (MOSTLER) in Kössener Kalken 1,2 km ENE Adnet in Salzburg angetroffen.

Bezüglich der spärlichen Algenflora ist hervorzuheben, daß *Diplopora phanerospora* PIA tatsächlich auch noch in den Kössener Schichten auftritt (E. OTT, 1973 b, S. 461; 1974).

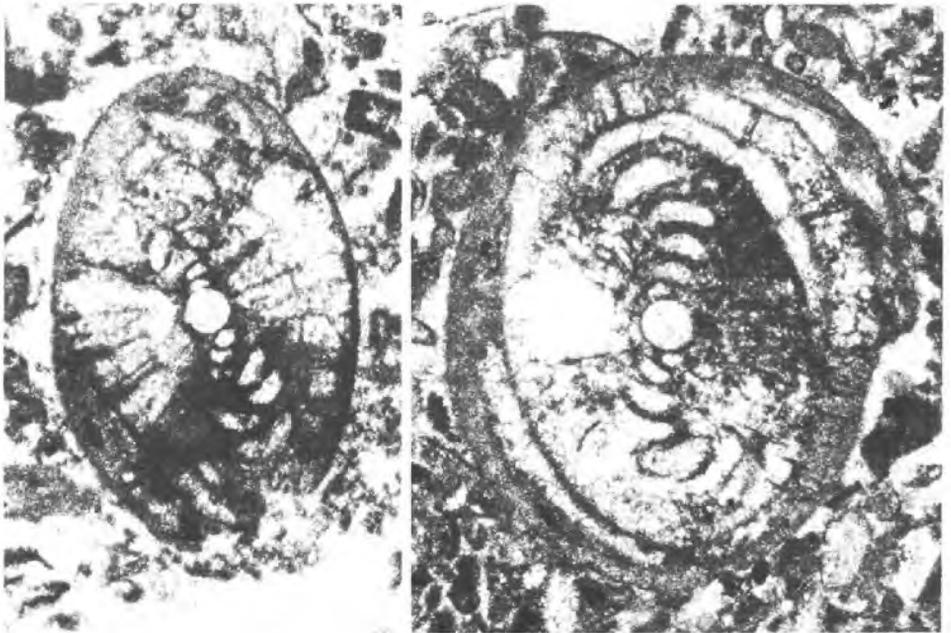


Abb. 145: *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK (Höhe 2,1 mm). Zwei Exemplare dieser häufigen Art des Kössener Dickbankkalkes im Kendelbachgraben der Osterhorngruppe. Bei starker oszillierender Aufrollung der letzten Umgänge kommt es immer wieder bis zu einer rechtwinkligen Herausdrehung der letzten Windungen aus der Anfangsebene (rechte Figur). Die Aufstellung eines eigenen Gattungs- und Artnamens für derartige Typen von *Aulotortus sinuosus* durch J. SALAJ (*Rakusia oberhausi* SALAJ) ist nach den uns vorliegenden zahlreichen Exemplaren der oben genannten Art mit verschieden starkem Oszillieren der Schlußwindungen durchaus ungerechtfertigt.

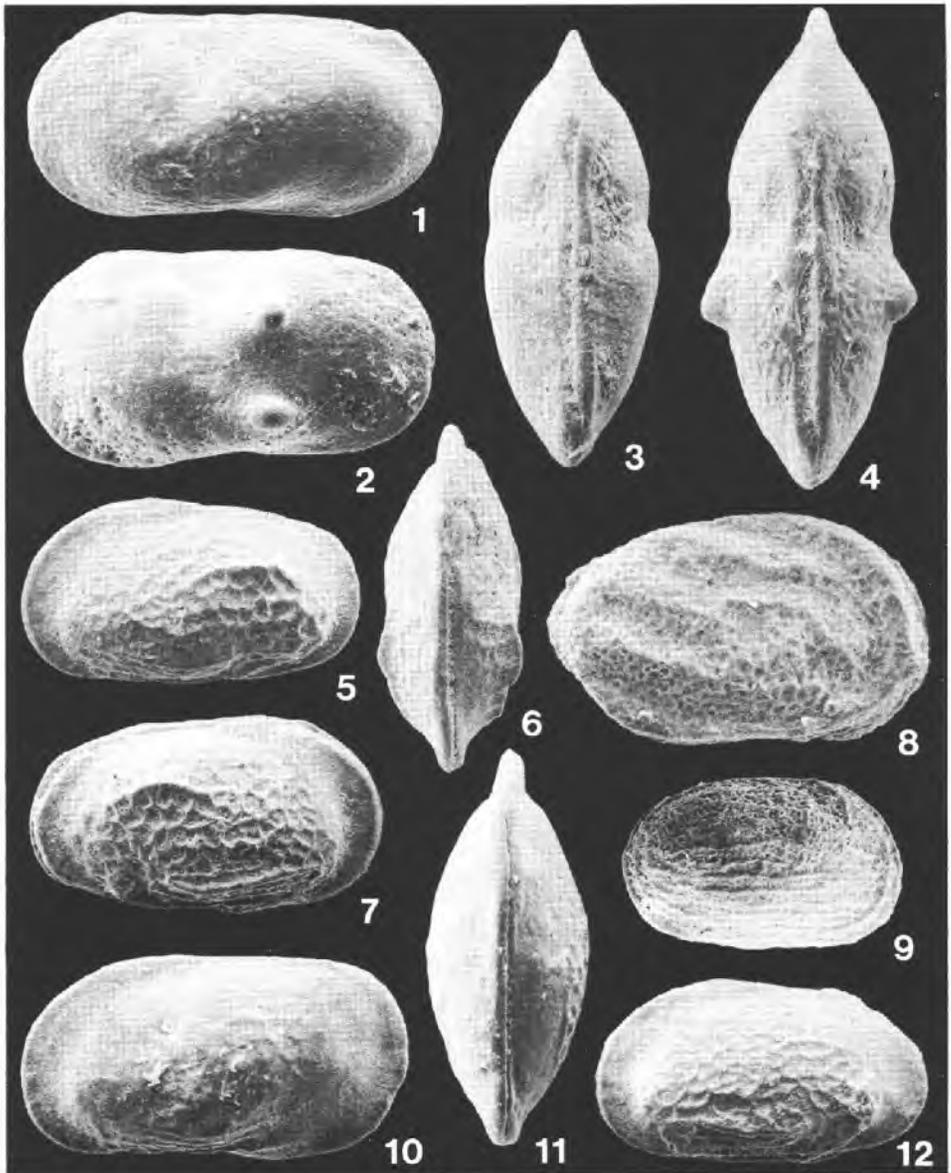


Abb. 146: Die charakteristischen Ostracoden der Kössener Schichten. Fig. 1—7, 9—12 aus dem Kendelbachgraben in der Osterhorngruppe, Salzburg; Fig. 8 aus der Weißloferschlucht bei Kössen in Tirol (diese Form tritt im Rhät und Lias auf). Original E. KRISTAN-TOLLMANN. Vergrößerungen durchwegs 83 ×. — Fig. 1, 3: *Lutkevichinella keupera* (WILL), Gehäuse von links und von oben; Fig. 2, 4: *L. keupera* (WILL), binodose Form, Gehäuse von links und von oben; Fig. 5, 6, 7: *Lutkevichinella* ? sp., retikulierte zart gerippte Form von links, von oben, von rechts; Fig. 8: *Cytherelloidea pulchella* APOSTOLESCU, rechte Klappe; Fig. 9: *Timiriasevia suevica* URLICHS, von rechts; Fig. 10—11: *Lutkevichinella* sp., feinretikulierte Form von links und von oben; Fig. 12: desgl., retikulierte Form von links.

Als Bildungsmilieu der Kössener Schichten kommt eine relativ seichte, anfangs wohl noch hyperhaline Beckenentwicklung in Betracht, mit Ablagerungstiefen von 20 m bis 50 m zu Beginn, dann Schwankungen zu geringerer und schließlich größerer Tiefe (vielleicht 80 m) – vgl. M. URLICH, 1973, S. 675. Gegenüber der südlicher gelegenen gleichaltrigen Beckenentwicklung der Zlambachfazies ist diese wesentlich artenärmere nördlichere Beckenzone der Kalkalpen wohl durch eine schlechtere Durchlüftung und Zirkulation ökologisch wesentlich benachteiligt gewesen.

2. Schattwalder Schichten

Begriffsprägung: K. REISER, 1920, S. 91.

Lithologie und Verbreitung: Die Schattwalder Schichten stellen sich vielfach im Hangenden der Kössener Schichten hart an der Liasgrenze, unmittelbar unter dem grauen Basiskalk des Lias a_1 oder seines Äquivalentes ein. Sie sind zufolge ihrer weinroten Färbung und ihrer charakteristischen lithologischen Ausbildung aus dünnblättrigen, weichen, im Osten der Kalkalpen glimmerführenden Tonmergeln ein überaus charakteristisches Element, das sich vom Westende der Kalkalpen im Bereich der Typlokalität Schattwald im NW Tirols bis Kalksburg bei Wien (G. ROSENBERG, 1937, S. 171, Schicht 31) verfolgen läßt. Im Westen dringen die Schattwalder Schichten weit ins Innere der Kalkalpen ein (Lechtaldecke: Wetterstein, Karwendel), im Ostabschnitt aber sind sie ganz auf den Nordrand dieses Gebirgssystems beschränkt (Frankenfesler Fazies im Ternberg-Frankenfesler Deckensystem und noch Spuren im NE-Teil der Lunzer Decke).

Altersstellung: Während F. FABRICIUS (1966, S. 13) angibt, daß Schattwalder Schichten im Bereich der Typlokalität auch innerhalb der Kössener Schichten in tieferen Niveaus des Rhät auftreten und die Bezeichnung auf solche tiefere Buntschichten beschränkt, den Rhät-Lias-Grenzhorizont aber als „Oberrhätische Grenzmergel“ bezeichnen will, hat W. ZACHER (1966, S. 43) diese auf K. REISER zurückgehende Auffassung revidiert und auch dort die Schattwalder Schichten stets als Rhät-Lias-Grenzhorizont durch Unterlagerung von Kössener Schichten mit *Rhaetavicula contorta* (PORTL.) und Überlagerung von Ammoniten führendem Unterlias belegt. Es gibt aber übrigens auch M. RICHTER (1969, S. 28) an, daß in Vorarlberg die Schattwalder Schichten innerhalb der Kössener Schichten aufscheinen, und zwar im unteren Teil des oberen Drittels dieses Schichtgliedes. Demnach ist also im Westen mit Schattwalder Schichten verschiedener Stellung innerhalb des Kössener Rhät zu rechnen, da es andererseits auch weiter im Osten gute Belege für die Horizontierung am Oberrand des Rhät gibt (vgl. G. ROSENBERG, 1967, S. 113 f.).

Mächtigkeit: In den Vilsener Alpen umfassen die Schattwalder Schichten nur 1 m bis 3 m, auch in den niederösterreichischen Voralpen sind sie geringmächtig, schwelen nur lokal etwas an (z. B. Schnabelbergmulde SW Waidhofen/Ybbs).

Alter: Die Schattwalder Schichten sind allgemein fossilleer, nur K. REISER (1920, S. 91) hat von Schattwald eine Fauna mit *Anodontophora schattwaldensis* REISER angegeben. Nur selten ist eine Mikrofauna in den Schattwalder Grenzmergeln nachzuweisen (F. FABRICIUS, 1966, S. 103). Allgemein werden heute die Schattwalder Schichten nicht mehr in den untersten Lias sondern in die oberste Trias eingereiht.

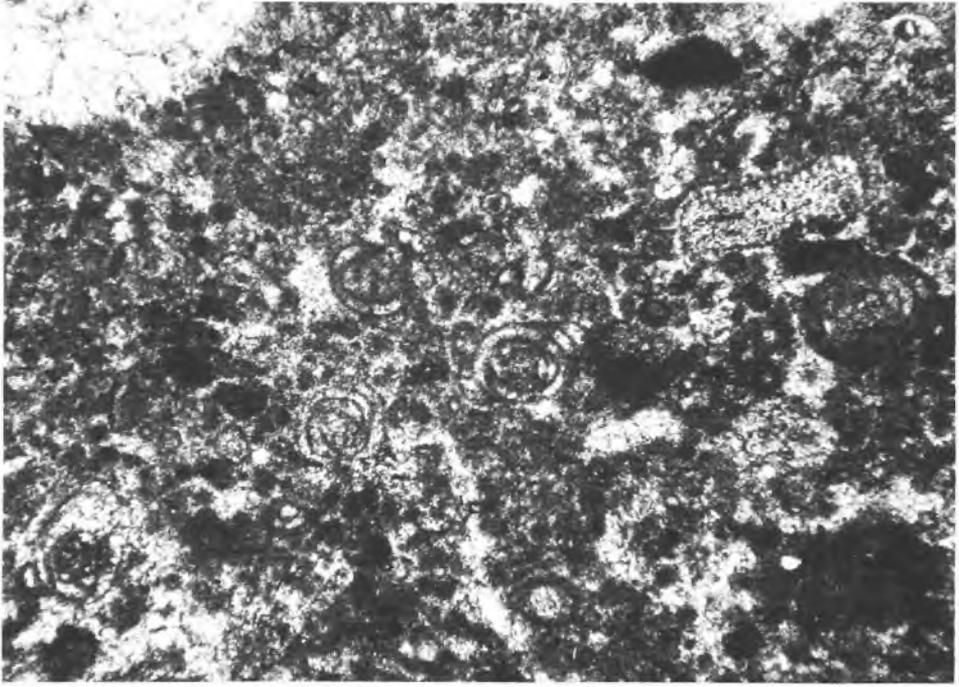


Abb. 147: Schliff durch den Puchenstubener Kalk mit *Glomospira tenuifistula* Ho von der Voralpe bei Göstling in Nd.-Öst.

3. Puchenstubener Schichten

Stellung und Lithologie: Diese vom Verfasser (1966 a, S. 135) so bezeichnete Schichtgruppe besteht aus einem lithofaziell zwischen Kössener Schichten und Dachsteinkalk stehenden Schichtstoß aus dunklen dickbankigen Kalken und Dolomiten, die sich im mittleren Rhät der östlichen Kalkvoralpen mancherorts zwischen die Kössener Schichten und den hier häufigen oolithischen, hellen, dickbankigen Oberrhätkalke einschalten. Sie umfassen mittelgraue bis dunkelgraue oder schwarzgraue, im Meterbereich und darüber gebankte Kalke, nur ganz untergeordnet schmale Mergelagen und abschnittsweise dunkle Dolomitbänke. Eine Dolomitentwicklung regionalen Ausmaßes innerhalb des Rhät der Kalkalpen stellt – von den zentimeter- bis dezimetergroßen dolomitisierten Partien des oberrhätischen Riffkalkes im Bereich der Thierseermulde – F. FABRICIUS, 1966, S. 28, abgesehen – eine exzeptionelle Erscheinung dar und erinnert an die Dolomitbildung in den Kössener Schichten des Bakony (S. VÉGH, 1961, S. 276, Abb. 5; S. 281) bzw. der zentralalpiner Entwicklung im Semmeringsystem.

Die Mächtigkeit der Puchenstubener Schichten überschreitet im Raum SE Puchenstuben in Niederösterreich 100 m und bleibt auf der Voralpe NE Altenmarkt an der Enns nur wenig hinter diesem Wert zurück.

Die Makrofossilführung ist meist spärlich und besteht aus Thecosmilien und rhätischen Brachiopoden. Nur gelegentlich stellen sich ausgedehnte Korallenrasen ein.

Diese Typen leiten über zu dem von F. FABRICIUS (1966, S. 18) als „Kössener Riffkalk: Kössener Korallenkalk“ bezeichneten Gestein, unter welchem Namen innerhalb der Kössener Schichten eingeschaltete dunkelgraue, seltener massige, geringmächtige, meist gebankte, insgesamt linsenförmig gestaltete, aus Thecosmilienstücken, Kalkschlamm und nur geringem Schuttanteil zusammengesetzte Schichtpartien verstanden wurden. Bereits im Mittelabschnitt der Kalkalpen erreichen solche Thecosmilienkalklinsen innerhalb der Kössener Schichten der Osterhorngruppe Mächtigkeiten bis zu 60 m (B. PLÖCHINGER, 1964 a, S. 16). Noch weiter im Osten geht offenbar daraus im voralpinen Raum ein geologisch selbständiger, dickbankiger Kalktypus, eben der Puchenstubener Kalk im Hangenden des Kössener Rhäts hervor, so daß hier im regionalen Ausmaß im Rhät eine Dreigliederung in Kössener Schichten, Puchenstubener Kalk und oolithreichen, gebankten, hellen Oberrhätkalk auftritt.

Die Mikrofauna der Puchenstubener Kalke enthält in seltenen Mergellagen die rhätische Ostracodenart *Carinobairdia triassica* KOLLMANN (P. STEINER, 1968, S. 33), die Kalke zeigen im Schriff (E. KRISTAN-TOLLM., 1970, S. 5) unter anderem die auf Nor bis Rhät beschränkten Arten *Angulodiscus tumidus* KRISTAN-TOLLM., *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, *Triasina hantkeni* MAJZON, ferner Arten, die der Mittel- und Obertrias gemeinsam sind wie *Glomospira tenuifistula* HO und *Glomospirella boi* KRISTAN-TOLLM. (Abb. 147). Die Mikrofaunazusammensetzung des Kössener Korallenkalkes entspricht weitgehend jener der rhätischen Dachsteinkalke (siehe S. 268 f.).

4. Oberrhätkalk (Oberrhätischer Riffkalk, Rhätolias-Riffkalk)

Bezeichnung: Während mancherorts die Bildung der Kössener Schichten bis zum Ende des Rhät andauerte, gelangte in Schwellenzonen zwischen diesen Becken der sogenannte „Oberrhätische Riffkalk“ bzw. „Oberrhätkalk“ im Hangenden der Kössener Schichten zur Ausbildung. Am klarsten hat die stratigraphische Position und fazielle Äquivalenz in bezug auf den Oberteil der Kössener Schichten zuerst F. WÄHNER im Sonnwendgebirge in Tirol 1886, S. 203, bzw. 1903, S. 90 ff., erkannt und auch an letztgenannter Stelle eine historische Übersicht über die früheren Auffassungen betreffs dieses Schichtgliedes gegeben. WÄHNER selbst bezeichnete diesen Oberrhätkalk als „lichten Plateaukalk“ (1886, S. 202) oder als „weißen Riffkalk“ (1903, S. 90) und erfaßte auch die darin enthaltenen tiefliassischen Anteile. In den Bayrischen Voralpen werden in der Folge diese Kalke z. B. von J. KNAUER (1907, S. 79 ff.) als „Rhätische Grenzkalke“ bezeichnet und eingehend analysiert, bei F. F. HAHN (1914, S. 116 f.) erscheint hierfür die Bezeichnung „Oberrhätischer Kalk“, die sich in der Folge etwas abgewandelt hierfür eingebürgert hat. F. FABRICIUS (1959) schlug in neuerer Zeit in einer speziellen Studie die Umbenennung in „Rhätolias-Riffkalk“ vor, um den im Oberteil mancherorts auf Grund älterer Fossilbestimmungen noch mit enthaltenen tiefliassischen Anteil auch im Namen mit zu berücksichtigen (vgl. S. 321).

Lithologie und Mächtigkeit: Bei diesem Oberrhätkalk handelt es sich um bis 200 m mächtige, hellgraue, gelblichweiße bis weiße, oft oolithische Kalke des Riffkomplexes mit einem morphologisch markanten Charakter zufolge ihres dickbankigen bis massigen, wandbildenden Gepräges. Gelegentlich sind Abwandlungen dieses Normaltypus festzustellen: So begegnet man etwa in den Lechtaler und Klostertaler Alpen

sowie in den Bayrischen Voralpen vereinzelt Hornsteinlagen und -knollen im Oberrhätalkalk (vgl. z. B. J. WESTRUP, 1970, S. 29). Einschaltungen von Rotpeliten im Oberrhätalkalk wurden wiederholt beschrieben (siehe unten). Vermergelung kann eintreten. Ausnahmsweise soll auch ein Übergang in reinen weißen bis rosa Dolomit vorliegen, wie E. DACQUÉ (1912, S. 25) von der Nagelspitze in den Schliersee Bergen, Lechtaldecke, 6,5 km SE Schliersee, berichtet hat. Eine Dolomitisierung geringfügiger Partien des Oberrhätalkalkes ist ja, wie oben erwähnt, im Raum der Thierseermulde von F. FABRICIUS (1966, S. 28) erwähnt worden.

Naturgemäß weisen die Oberrhätalke je nach der Stellung innerhalb des Riffkomplexes verschiedene Ausbildungsarten auf. Ähnlich wie beim norisch-rhätischen Dachsteinriffkalk lassen sich danach folgende Haupttypen unterscheiden (F. FABRICIUS, 1966, S. 21 ff. und die bezeichnenden Schriffphotos Taf. 4–21; H. WOLFF, 1967, S. 231 ff.) – vgl. Abb. 150:

a) Riffkalk des zentralen Riffbereiches: Korallen, Algen, Schwämme etc. bilden das Gerüst der Kalke, verfestigter Riffschutt erfüllt die Zwischenräume. Lumachellreiche Kalke treten als Taschen im Riffkalk auf. Der Bildungsraum dieses Riffkalkes lag zwischen dem Gezeitenbereich als Obergrenze und einer Wassertiefe von 30 m bis 40 m andererseits (F. FABRICIUS, 1962, S. 311).

b) Riffschuttkalke (geschichteter Oberrhätalkalk): Auf der dem Becken zugewandten Riffaußenseite entstanden die grobklastischen Fossiltrümmerkalke des Vorriffes, reich an Korallen- und Hydrozoen-Trümmerkalken. Die feiner-detritischen Riffschuttkalke hinter dem zentralen Riff (Achter-Riffregion, back-reef) sind typenreicher entwickelt, zeigen an organogenem Material in der riffnahen Zone besonders Algenkalktrümmer von Rotalgen (Solenoporaceen und Melobesien) und Grünalgen (Dasycladaceen) in den Kalkareniten und sind reich an Schlammkörnern, die zum Teil Kotpillen von Würmern darstellen (Kotpillenkalk). In diesem Kalktypus treten auch hier die Megalodonten auf. In der riffernen Zone des Hinterriffes kamen im Stillwassergebiet der Lagune die gebankten, feinkörnigen, lutitischen *Angulodiscuskalke* zur Ausbildung, benannt nach dem Reichtum von Foraminiferen der Art *Angulodiscus communis* KRISTAN. In diesem Kalktypus (F. FABRICIUS, 1966, S. 36; H. WOLFF, 1967, S. 233 f.) kommen an Makrofossilien in erster Linie Gastropoden, an Foraminiferen noch *Involutina*, *Tetrataxis*, *Glomospira*, *Ophthalmidium* etc. vor. Schließlich gelangte in der seichten Bewegtwasserregion des Backriffs mächtiger, gebankter, heller Oolithkalk zur Ausbildung, in den westlichen Kalkalpen im Nordstreifen nahe der Stirn der Lechtaldecke, in den östlichen Kalkalpen z. B. in den voralpinen Decken des Ötscherlandes. Die Oolithbildung ist an flaches Bewegtwasser gebunden, geht am besten in nur wenige Meter tiefem Wasser von statten und verliert in vergleichbaren rezenten Beispielen unterhalb von 15 m ihre Bedeutung (F. FABRICIUS, 1967, S. 146, 163). Die Maximalmächtigkeit solcher rhätischen Oolithkalke liegt bei 180 m (Geiselstein in den Ammergauer Alpen). In der lagunären Fazies kommt als Sondertypus untergeordnet ein nur wenige Meter mächtiger rhätoliassischer Feinrhythmit, ein bräunlicher, zentimeterdünn geschichteter Kalk zur Ausbildung, in dem jede Schicht aus millimeterfeinen Lagen besteht und der durch seine Kalzitpseudomorphosen nach Gipskristallen den einstigen lokal hyperhalinen Charakter kleiner Stillwasserbecken anzeigt (Thierseermulde in Tirol).

c) Zusammengesetzte Zyklen im oberhätischen Riffkalk hat O. OTTE (1972, S. 33 ff.) aus dem Gebiet des Rothornes in den Vorarlberger Kalkalpen beschrieben (Abb. 148), wo eine Abfolge von sechs Einzelzyklen im Kalk durch fünf dickere Lagen von roten Ton- und Mergelschiefern getrennt wird. OTTE (1972, S. 37) gibt eine Zusammenstellung über die bisherige Erwähnung von solchen Rotpelithorizonten im Oberhätkalk in der Literatur über den Kalkalpenrand.

Bildungsphasen: Nach H. OHLEN (1959) und H. ZANKL (1971, S. 168) sind in der ersten Phase des Riffwachstums am Aufbau besonders Muschelschalen (*Oxytoma*, *Rhaetavicula*, *Ostrea*) – vgl. Abb. 149 – und Crinoiden, ferner verzweigte Thecosmilien und Hydrozoenkolonien (besonders *Stromatomorpha rhaetica* KÜHN) beteiligt. In der mittleren Phase können sich die zunächst gebildeten kleineren Riffknospen am Außenrand zu Rücken vereinigen, Hydrozoen, Kalkschwämme, Kalkalgen und aufgewachsene Foraminiferen spielen nun die Hauptrolle, verzweigte Thecosmilien-Kolonien sind für den ruhigeren Zentralteil charakteristisch. In der Schlußphase wird das Riff durch Kalkarenite verschüttet.

Bildungstemperatur: Durch Paläotemperatur-Bestimmungen nach dem $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Mischungsverhältnis in Fossilien und Gesteinen wurde durch F. FABRICIUS et al. (1970 a, S. 812 f.; 1970 b, S. 587, 592) eine Temperatur von 22,5 Grad bis 25 Grad für

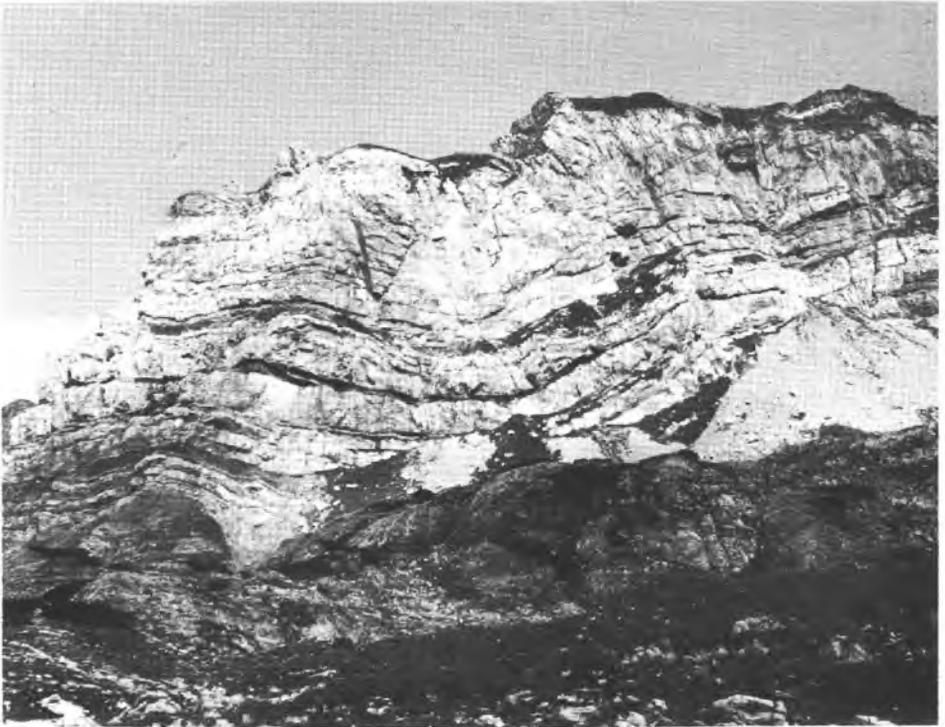


Abb. 148: Der dickbankige Oberhätkalk des Rothornes in Vorarlberg.

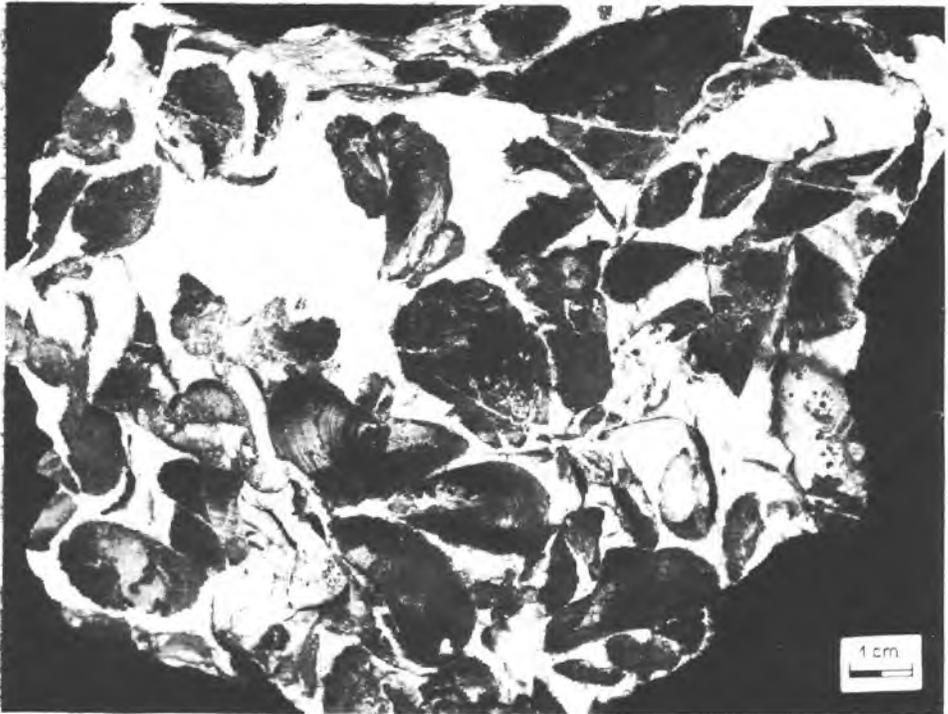


Abb. 149: Rhätlumachelle mit *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK) und *Modiolus minutus* (GOLDF.) im Oberhätkalk des Kirchenbruches bei Adnet, Salzburg.

die Korallenrifffazies des Oberhät ermittelt. Ob der Temperaturabfall zwischen Unter- und Mittellias durch eine Klimaverschlechterung oder nur bathymetrisch zu deuten ist, ließ sich noch nicht entscheiden.

Färbung: Kräftige Rotfärbung der oberhätischen Korallenriffkalke stellt sich ausnahmsweise im „Rottropfmarmor“ der Adneter Steinbruchgruppe SE Salzburg ein. E. FLÜGEL & G. TIETZ (1971, S. 37 ff.) fanden als Ursache für die verschiedenen Farbtöne farbtragende Mineralien im karbonatfreien Lösungsrückstand, wobei eine auffällige Färbung des Gesteins bei Rückstandsmengen von über 4 Prozent bzw. bei einem Eisengehalt von über 0,2 Prozent auftritt. Hämatit liefert rote bis violette Farben, Goethit und Eisenhydroxyde verursachen gelbe bis braune Farbtöne, Illit bedingt gelbe, grüne und schwarze Farben, Pyrit färbt grau bis schwarz. Eine Grundbedingung für die primäre Rotfärbung mariner Karbonate stellt bekanntlich neben der Zufuhr von färbenden Mineralien das oxydierende Milieu mit Abbau der organischen Stoffe dar, wobei der Sedimentanfall nicht zu groß sein darf. Als Herkunft des färbenden Materials wurde bis jüngst allgemein an eine Einschwemmung von Roterde oder Laterit vom Land her gedacht. Dagegen spricht nach den genannten Autoren das Fehlen von allitischen Mineralien und der geringe Aluminium- und Kaolinit-Gehalt. Man muß vielmehr annehmen, daß es sich um einen dem Riffkalk selbst entstammenden, an Ort und

Stelle angereicherten und aus jüngeren Partien in die Riffhöhlräume eingedrungenen Lösungsrest handelt.

Die submarinen sedimentären Spaltenfüllungen im oberrhätischen Riffkalk mit rotem Jura-Cephalopodenkalk in Q- und S-Spalten, eingehend durch J. WENDT (1971, S. 127) untersucht, werden im Zusammenhang mit dem Lias-Cephalopodenkalk S. 315 f. besprochen.

Berühmte Beispiele dieses Oberrhätkalk-Rifftypus über Kössener Schichten liefern folgende, in neuerer Zeit im Detail untersuchte Riffe: Das etwa 1 km lange Riff der Röhelwand in der Osterhorngruppe bei Hallein, aus dessen zentralem Riffbereich die Makrofauna durch R. SIEBER (1937) beschrieben worden ist; die Riffkalkmasse von Adnet, die dem gleichen, von Kössener Schichten unterlagerten Oberbau des Osterhorngebirgs-Westrandes angehört; dieser Adnetter Typus zeigt neben hellem auch dunkelroten, thecosmilienreichen Riffkalk („Tropfmarmor“), der aber nach Analyse der Fauna mit *Rhaetavicula contorta* (PORTL.), dem Oberrhät und nicht dem Lias angehört (H. ZAPPE, 1963, S. 210 f.) – Abb. 149. Ein nächstes Beispiel liefert das Riff der Steinplatte (Abb. 150) westlich von Lofer, der Ausgangspunkt der modernen Rifforschung in den Kalkalpen, dessen Inhalt und Gliederung (G. OHLEN, 1959) weitgehend jenem des Sauwandriffes der Steiermark entspricht (S. 266). Weitere Beispiele aus den Tiroler und Bayrischen Kalkalpen werden bei F. FABRICIUS (1966) eingehend analysiert.



Abb 150: Das Oberrhätkalkriff der Steinplatte bei Lofer in Tirol mit dem Übergang in die geschichtete Fazies gegen das Kössener Becken im Norden hin, das durch die subtilen Untersuchungen durch G. OHLEN und A. G. FISCHER zum Ausgangspunkt der modernen Riff-Forschung in den Kalkalpen wurde.



Abb. 151: *Trocholina crassa* KRISTAN (links unten und Mitte rechts) im Vertikalschnitt in dem an Echinodermendetritus reichen oberhätischen Riffschuttkalk der Steinplatte bei Lofer, Wahre Bildlänge 10,5 mm.

In bezug auf die Mikrofauna des Rhätolias-Riffkalkkomplexes gilt Gleiches, wie beim rhätischen Dachsteinkalk angeführt (S. 268 f.). Eine an *Glomospirella* und *Glomospira* reiche Foraminiferenfauna wurde aus dem Oolithkalk des Königsbergzuges beschrieben (E. KRISTAN-TOLLM., 1970, S. 6). Andernorts wird *Involuntina liassica* (JONES) in diesen Oberhätkalken häufig (O. OTT, 1972, S. 40). Die im Oberhätkalk des Steinplatte-Riffes häufigen Foraminiferen *Trocholina crassa* KRISTAN und *Diplotremina subangulata* KRISTAN werden in verschiedenen Schnittlagen auf Abb. 151–152 gezeigt. Mikroproblematika des Oberhätkalkes, die durchwegs auch dem norisch-rhätischen Dachsteinkalk gemeinsam sind, werden zuletzt bei E. FLÜGEL (1973 b, Abb. 1–2) zusammenfassend behandelt. *Microtubus communis* FLÜGEL ist hierunter die häufigste Art (Abb. 153).

Auf das Auftreten von Algen aus der Familie der Dasycladaceen in der Obertrias, besonders im Oberhätkalk, hat E. OTT (zuletzt 1974, S. 7, 17 ff.) hingewiesen, was zur Zeit von J. PIA noch unbekannt war. *Diplopora phanerospora* PIA, *D. tubispora* OTT, *Griphoporella curvata* (GÜMBEL), *Heteroporella crosi* (OTT) und *H. zankli* (OTT) sind Arten, die im Oberhätkalk bzw. rhätischen Dachsteinkalk nachgewiesen worden sind.

Varianten des Oberhätkalkes:

A. Rote und Bunte Oberhätkalke: Eine dunkelrote, korallenreiche Varietät des Oberhätkalkes, der sogenannte „Tropfmarmor“ von Adnet, wurde

gerade zuvor im Zusammenhang mit der Erläuterung der Färbung im Oberrhätkalk besprochen. Weitere Beispiele von ziegelrot gefärbtem Oberrhätkalk bzw. Thecosmilienkalk lieferten K. LEUCHS (1927, S. 61) und H. WOLFF (1967, S. 239) aus dem Bayrischen Synklinorium in den Schlierseer Bergen. Ein bunter Rhät-Riffkalk mit hellroten bis kirschroten Farbtönen und dunkelroten Schmitzen zieht vom Raum S Strobl/Wolfgangsee zum Nussensee und zum Burgfels von Wildenstein S Bad Ischl hinüber. Dieser Kalkzug war früher zufolge seiner Färbung als Hallstätter Kalk aufgefaßt worden. B. PLÖCHINGER (1973, S. 25) konnte mit Hilfe der an Stockkorallen reichen Fauna die Stellung als rhätischer Riffkalk im Hangenden des geschichteten Dachsteinkalkes des Nordteiles der Gamsfeldmasse klären.

In analoger Weise ist ja auch die Rotfärbung in den Thecosmilien-Kalken des V. d. Gosausees und in manchen anderen Abschnitten der Dachsteindecke zu sehen: Waren ursprünglich von manchen Autoren bis E. SPENGLER solche Rotfärbung als Anklänge an die Hallstätter Fazies gewertet worden, so sind E. FLÜGEL & E. FLÜGEL-KAHLER (1963, S. 90) durchaus zu Unrecht so weit gegangen, auch rot verfärbte Dachsteinkalkpartien mit Thecosmilienstöcken als primäre Einlagerung von Hallstätter Sediment im Riffkalkkomplex zu bezeichnen. Wir kennen zwar vielfach Einschaltungen von echten Hallstätter Kalk-Partien im Riffkalk (siehe S. 222). Diese brauchen durchaus nicht rot gefärbt zu sein, aber ihre mikritische Struktur und ihre spezifische Fauna müs-

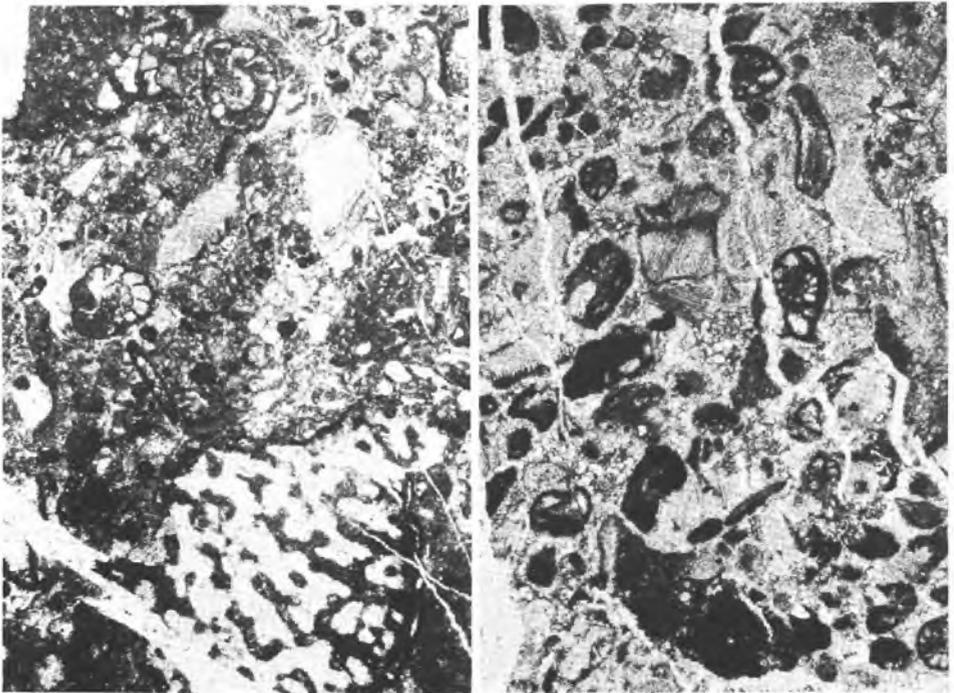


Abb. 152: *Diplotremina subangulata* KRISTAN im obertriadischen Riffkalk der Steinplatte bei Lofer.

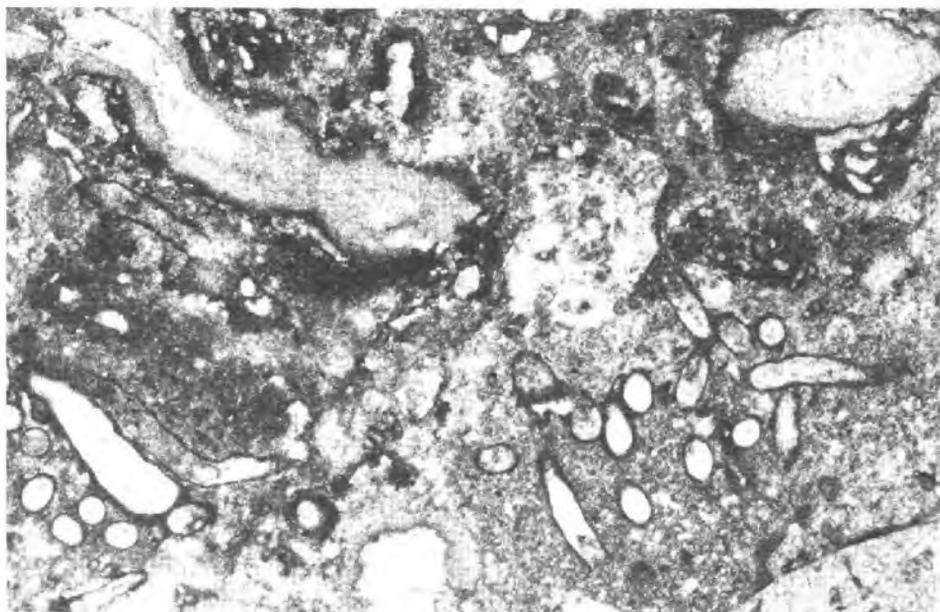


Abb. 153: Das Mikroproblematikum *Microtubus communis* FLÜGEL aus dem oberrhätischen Riffkalk des Röthelwandriffes in der Osterhorngruppe, Salzburg. Bildausschnittlänge im Original 4,2 mm (vgl. auch Abb. 116).

sen sie als Hallstätter Gesteine ausweisen. Die Rotfärbung allein ist kein Hallstätter Merkmal, wie etwa die erwähnten Tropfmarmore deutlich zeigen. In dem von E. FLÜGEL zitierten Fall von rotem Thecosmilienkalk am Vd. Gosausee liegt kein Hallstätter Gestein vor, wie bereits E. KITTL (1916, S. 51), jüngst aber auch der Verfasser (1960, S. 91) dargelegt haben. Hier sind bestimmte Partien des Dachsteinriffkalkes bunt verfärbt, wie dies eben jetzt von der Gamsfeld-Nordrandzone und zahlreichen anderen Gegenden bekanntgeworden ist.

B. Vermergelter Oberrhätkalk: G. G. WINKLER (1886, S. 2 ff.) hat in vermergelten Oberrhätkalen sowie in Liasserien des Brauneck-Bergstockes westlich der Garlandalm, 4 km WSW Lenggries/Isar im Bereich der Geigerstein-Halbkuppe der Lechtaldecke, eine von ihm als Mischfauna betrachtete Fossilsuite aufgesammelt und die Summe der Fundschichten dort als „Garlandschichten“ bezeichnet. Der Irrtum bezüglich der Mischfauna sowie der Schichtbezeichnung ist bereits durch A. ROTHPLETZ (1894, S. 117) aufgeklärt worden und wurde nach Neuuntersuchung durch H. SÄRCHINGER (1939, S. 372) als solcher bestätigt. Trotzdem ist der Begriff „Garlandschichten“ bis in die jüngste Zeit gelegentlich immer wieder für eine sandig-kalkige oder kieselig-kalkige Unterliasausbildung verwendet worden (z. B. F. TRAUTH, 1954, S. 93; G. ROSENBERG, 1966, Taf. 2), ist aber als Sammelbegriff lithologisch und altersmäßig verschiedenartiger Obertrias- und Liasserien stratigraphisch unbrauchbar und einzuziehen. Der Hauptteil des Schichtumfanges der „Garlandschichten“ der Originalbeschreibung fällt, wie bereits F. F. HAHN (1914, S. 117) festgestellt hat, auf vermergelte Oberrhätkalke.

5. Dachsteinkalk, rhätischer Anteil

Begriff: F. SIMONY, 1847, S. 218.

Verbreitung, Mächtigkeit und Gliederung: In der Südregion der östlichen Kalkalpen hält im Bereich der Dachsteinkalkfazies die Bildung des geschichteten Dachsteinkalkes und des Dachsteinriffkalkes im Rhät weiterhin an. In bezug auf die spezielle lithologische Gliederung in verschiedene Typen des Riffkalkkomplexes sei auf das beim norischen Dachsteinkalk Erwähnte verwiesen (S. 214 ff.). Über Einschaltungen von Starhemborgschichten und Kössener Schichten mit Bonebeds in die höheren Teile des geschichteten Dachsteinkalkes des Tirolikums wird bei diesen Schichtgliedern (S. 250, 269) speziell berichtet. Auf rot gefärbten rhätischen Dachsteinkalk wird S. 263 ff. eingegangen. Die Mächtigkeit des rhätischen Anteiles des Dachsteinkalkes ist heute um so schwerer abzuschätzen, da die Nor-Rhät-Grenze in Diskussion steht. Das Rhät im alten Sinne wird etwa im Hohen Göll-Riffkalk auf 200 m Mächtigkeit geschätzt. Ein Beispiel für ein ausschließlich aus rhätischem Dachsteinriffkalk bestehendes Riff liefert die Sauwand bei Gußwerk in der Steiermark, die von 200 m mächtigem Riffkalk aufgebaut wird (E. FLÜGEL et al. 1963, S. 111). Die Analyse in Vor-, Zentral- und Hinterriffbereich hat dort keine so klare Beziehung zur Hallstätter Beckenfazies wie etwa am Hohen Göll erbracht, da das Vorriff beiderseits von zentralen Riffgesteinen umgeben gezeichnet wurde. Eine Untersuchung des Strontiumgehaltes in Form von SrCO_3 im Sauwandriff zeigt, wie erwartet, ein Ansteigen der Werte vom Rückriff über Zentralbereich zum Vorriff (l. c.), während eine gleichartige Untersuchung des norisch(-rhätischen?) Dachsteinkalkriffes im Gosaukamm keine diesbezüglichen Unterschiede in den einzelnen Riffbereichen zeigte

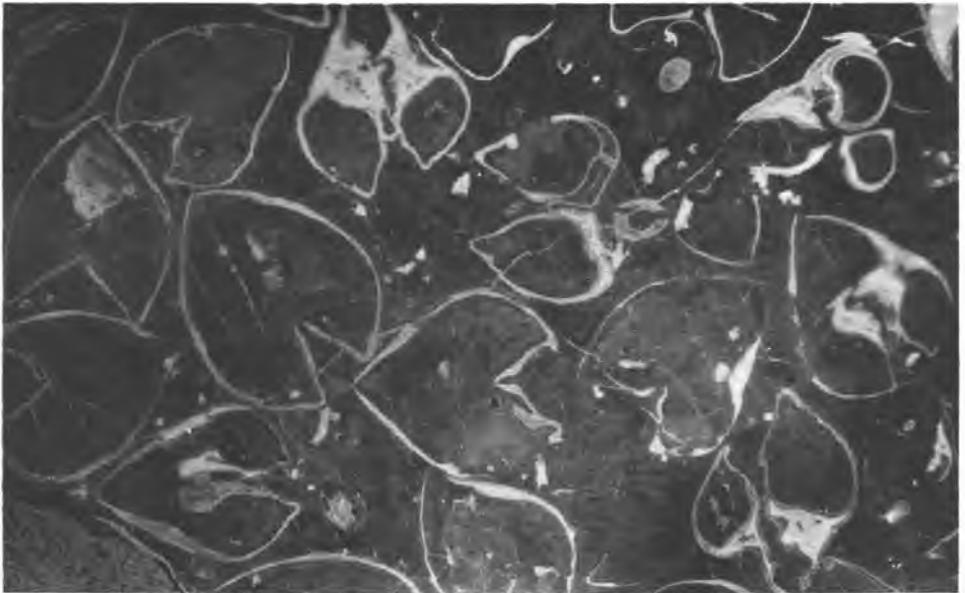


Abb. 154: *Conchodus infraliasicus* STOPPANI im gebankten rhätischen Dachsteinkalk am Paß Lueg, Tennengebirge, Salzburg; Schalen-Durchmesser 14—18 cm; nach H. ZAPPE, 1957.

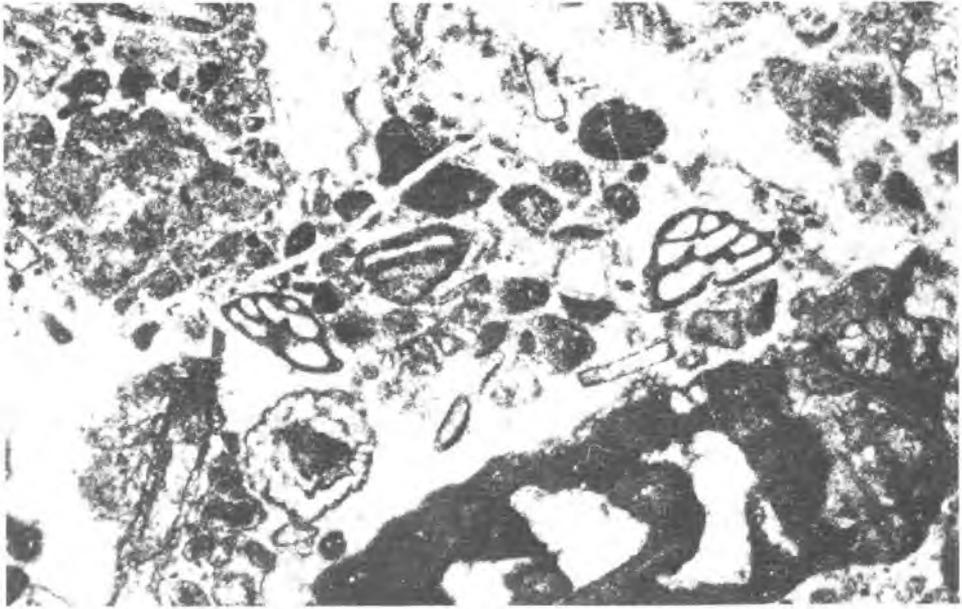


Abb. 155: *Tetrataxis inflata* KRISTAN (rechts) und *T. humilis* KRISTAN (links) im geschichteten rhätischen Dachsteinkalk am Grillenkogel bei Wopfing in Nd.-Öst. Länge des Ausschnittes 4 mm.

(H. KOLLMANN & G. KURAT, 1970, S. 409). In der Sauwandarbeit ist ferner eine vergleichende Übersicht über die bis dahin näher untersuchten Rhätriffe der Kalkalpen gegeben (1963, S. 91 ff.). Als rhätischer Dachsteinkalk erwies sich übrigens auch der früher unter der Bezeichnung „Knerzenkalk“ aus dem Salzkammergut beschriebene Typus (G. ROSENBERG, 1969).

Fauna und Alter: Eine altersmäßige Abtrennung des rhätischen Dachsteinkalkanteiles ist auch bei Fassung der rhätischen Stufe im alten Sinne als Hangendes des Sevats schwierig, da immer weitere Arten der aus den Riffkalken als typisch für Rhät angeführten Formen (E. FLÜGEL et al., 1963, S. 38) bereits im Nor existierten (H. ZANKL, 1969, S. 18). Während im geschichteten Dachsteinkalk mit Hilfe von Megalodonten (A. STOPPANI, 1860/65, Tab. 2, S. 246; L. v. TAUSCH, 1892; F. FRECH, 1912 a, 1912 b; H. ZAPFF, 1950, S. 249; 1964 c; 1969; E. VEGH-N., 1960; G. TICHY, 1974), besonders mit den Riesenformen *Conchodus infraliasicus* STOPPANI (vgl. F. EBNER, 1973, S. 118 ff.; Widerspruch bei K. CZURDA, 1970, S. 549; 1973, S. 400 f.) – Abb. 154, *Rhaetomegalodon incisus* (FRECH), *R. bajotensis* VEGH-N. und deren Unterarten (H. ZAPFF, 1969, S. 155 f.) die Erfassung des Rhät gelingt, kann sie im Riff oft nur indirekt, durch Verzahnung mit fossilbelegten Backriffsedimenten vollzogen werden (Hoher Göll) oder durch die Entdeckung von Taschen mit bisher als leitend geltenden Bivalven und Brachiopoden (vgl. A. BITTNER, 1890, S. 256 ff.) wie *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK) – vgl. Abb. 149, *Oxytoma inaequivalve* (SOW.), *Gervilleia inflata* (SCHAFH.), *Atreta intusstriata* (EMMR.), *Cardita austriaca* (HAUER), *Septaliphoria fissicostata* (SUESS) etc. – Röthelwandriff, R. SIEBER, 1937, S. 160 f. – eingestuft werden. Die Gastropoden des Dach-

steinkalkes (vgl. H. ZAPPE, 1962 b; 1965; mit Literatur) erscheinen für eine feinere stratigraphische Gliederung weniger geeignet. Bei einer Tieferlegung der Untergrenze der rhätischen Stufe werden die zuvor genannten Formen übrigens wieder an Aussagekraft für das Rhät gewinnen. Ob schließlich tatsächlich die bisher stets als markante Form des Oberrhäts betrachtete Art *Conchodus infraliasicus* STOPPANT ihren Leitwert einbüßt, da sie jüngst aus den meist als Obenor geltenden Plattenkalk der westlichen Kalkalpen gemeldet worden ist (K. CZURDA, 1970, S. 549), wird noch zu prüfen sein.

Die Mikrofauna des rhätischen Dachsteinkalkes sowie der Oberrhätkalke ist gelegentlich reich an Foraminiferen, z. B. an *Angulodiscus communis* KRISTAN, *A. tenuis* KRISTAN, *A. impressus* KRISTAN, *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, *Triasina hantkeni* MAJZON, *Glomospirella friedli* KRISTAN-TOLLM., *Trocholina crassa* KRISTAN, *Tetrataxis inflata* KRISTAN etc. (Abb. 155). Diese Fauna des gebankten rhätischen Dachsteinkalkes ist daher weitgehend ident jener der Starhembergkalke, nur daß letztere noch individuen- und artenreicher entfaltet ist. Etwas anders ist die ebenfalls schon zuvor

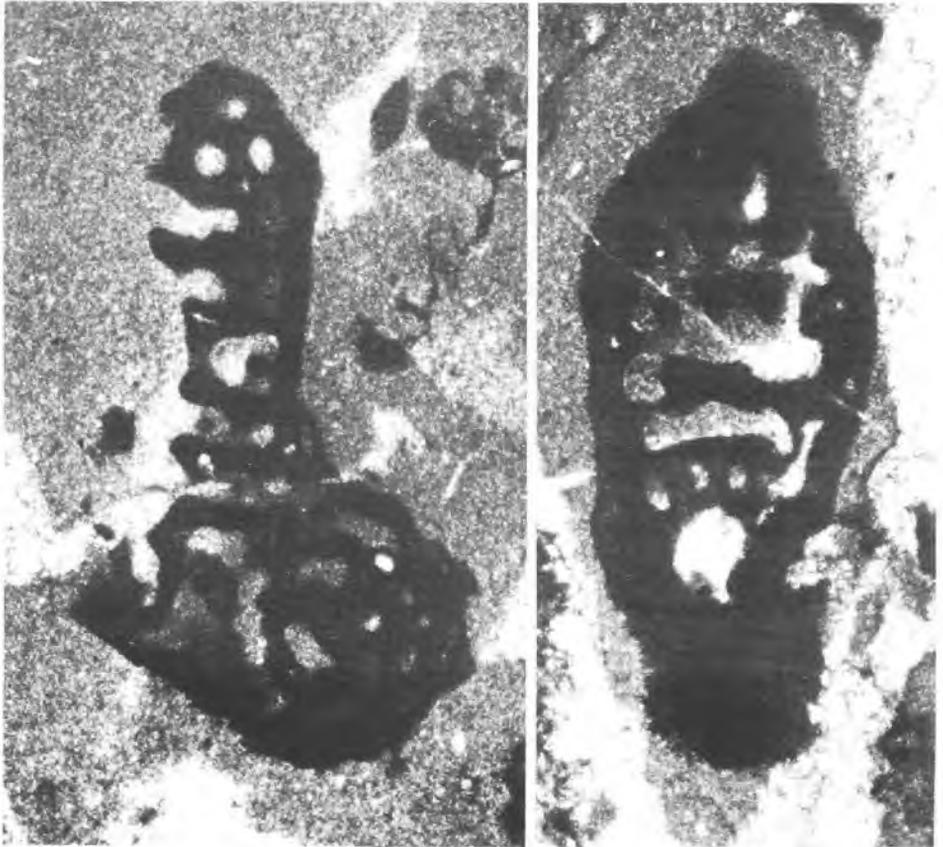


Abb. 156: *Alpinophragmium perforatum* FLÜGEL, eine zunächst gerollte, dann schräg sich vom Substrat abhebende Foraminifere (vgl. Abb. 116) aus dem (norisch-)rhätischen Dachsteinriffkalk NE vom Hinteren Gosausee, Dachsteindecke. Länge der Exemplare jeweils 2 mm.

beschriebene Foraminiferenfauna des Dachsteinriffkalkes zusammengesetzt, aus der hier *Alpinophragmium perforatum* FLÜGEL abgebildet wird (Abb. 156, vgl. hierzu Abb. 116 und 162). Eine Übersicht über die Mikroproblematika des rhätischen Dachsteinkalkes enthält die Studie von E. FLÜGEL (1973 b, Abb. 1–2). Das Mikroproblematikum *Cheilosporites* WÄHNER (1903, S. 98) mit verästeltem, gegliedertem, strauchförmigem Wuchs ist in allen Teilfaziesbereichen des Riffkalkes anzutreffen, und zwar nicht nur im Rhät, wie ursprünglich geglaubt, sondern auch im norischen Riffkalk. Von A. G. FISCHER (1962, S. 118 ff.) wurde diese schwammähnlich aussehende Form näher studiert und darin eine Foraminifere vermutet (vgl. Abb. 116, 162).

Unter den Algen des norisch-rhätischen Riffkalkes des Tennengebirges hat bereits E. KAMPTNER (1956, S. 143 ff.) *Griphoporella curvata* (GÜMBEL) PIA bestimmt, nachdem früher zur Zeit von J. PIA Dasycladaceen aus der Obertrias noch unbekannt gewesen waren. Über die heute aus dem rhätischen Dachsteinkalk und Oberrhätkalk bekannten Dasycladaceenarten (E. OTT, 1974) wurde bereits S. 263 berichtet.

6. Starhembergkalk

Begriffsprägung: M. LIPOLD, 1852, S. 93 (Seitenpriorität gegenüber gleichalter Prägung durch E. SUESS *ibid.*, S. 139).

Lithologie und Verbreitung: Unter Starhembergkalk versteht man bunte, rote, seltener auch graue Kalkbänke mit einer besonders an Brachiopoden reichen Fauna, die dem normalen rhätischen gebankten Dachsteinkalk in verschiedener stratigraphischer Höhe eingeschaltet sind (G. ARTHABER, 1906, S. 368). Sie stellen eine Sonderausbildung des Dachsteinkalkes dar und sind nicht nur in den östlichen Kalkvorpalpen (Piestinggebiet, Peisching, Waldegg – D. STUR, 1871, S. 375 f.; A. BITTNER, 1886, S. 96 f.; G. ARTHABER, 1906, S. 357 ff.; E. KRISTAN, 1958, S. 251; O. KÜHN, 1962, S. 452; B. PLÖCHINGER, 1967, S. 30 ff.; Ötscherland – A. TOLLMANN, 1966, S. 138) sondern auch im Juvavikum (Hohe Wand – E. KRISTAN, 1958, S. 265; Mürzalpendecke: Fauna der Schöneben auf der Tonion – H. P. CORNELIUS, 1939, S. 66; 1952, S. 18 f.; Dachsteindecke – D. STUR, 1871, S. 378 f., bes. Tab. S. 393), ferner aber auch mit geringer Abwandlung in den westlichen Kalkalpen unter der Bezeichnung „Oberrhätischer Mergelkalk“ (F. FABRICIUS, 1966, S. 38 f.) vertreten.

In der Makrofauna dominieren Brachiopoden (E. SUESS, 1854; H. ZUGMAYER, 1880 a, b; A. BITTNER, 1890) wie *Septaliphoria fissicostata* (SUESS), *Zugmayerella koessenensis* (ZUGM.), *Z. uncinata* (SCHAFH.), *Rhaetina piriformis* (SUESS), *R. gregaria* (SUESS), *Laballa suessi* (WINKLER), *Sinuocosta emmrichi* (GÜMBEL) etc. Unter den Bivalven ist *Oxytoma inaequivalve intermedia* (EMMR.), unter den Korallen ist die hier plattenförmig in die Breite wachsende *Thamnasteria rectilamellosa* (WINKLER) bezeichnend – letztgenannte Art wurde übrigens jüngst in *Pamirosevis rectilamellosa* (WINKLER) umbenannt – vgl. hierzu E. RONIOWICZ, 1971, S. 114. Über die stratigraphische Reichweite der genannten Brachiopoden berichtete W. PEARSON (1970, Figur 2, S. 133).

Die Mikrofauna dieser Starhembergkalke ist an der Typlokalität bei der Ruine Starhemberg äußerst reich an Foraminiferen, das Gestein ist erfüllt von *Glomospirella friedli* KRISTAN-TOLLM., *G. expansa* KRISTAN-TOLLM., *G. parallela* KRISTAN-TOLLM., *Angulodiscus impressus* KRISTAN-TOLLM., *A. tumidus* KRISTAN-TOLLM.

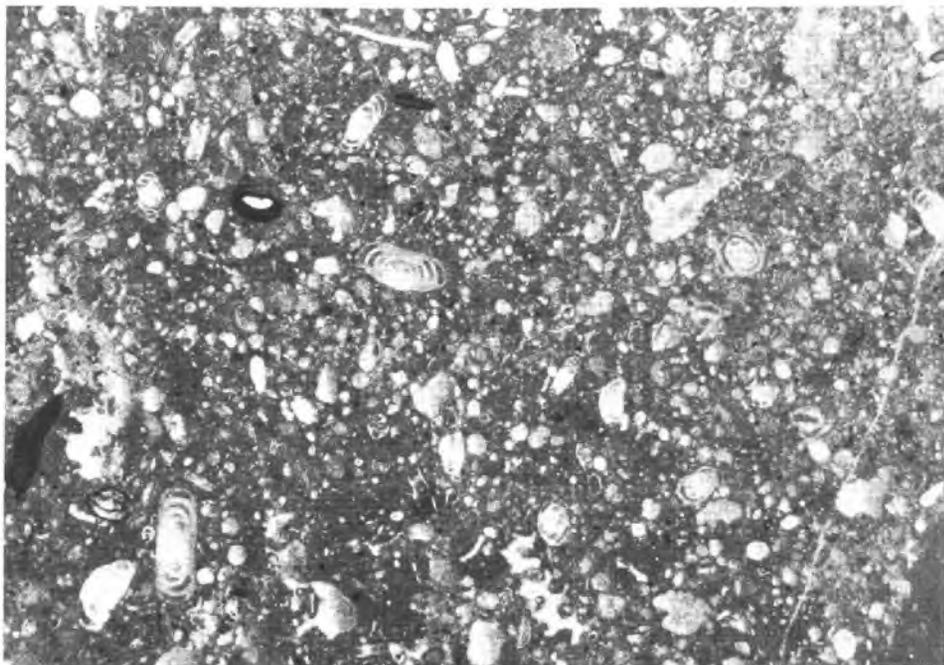


Abb. 157: Foraminiferenreicher roter Starhembergkalk 400 m SW der Ruine Starhemberg im Piestingtal, Nd.-Öst., mit *Glomospirella parallela* KRISTAN-TOLLM., *Angulodiscus tumidus* KRISTAN-TOLLM. etc. Länge des Bildausschnittes 10,6 mm. Vgl. hierzu auch Abb. 250.

u. a. (E. KRISTAN-TOLLM., 1964, S. 135 ff.) – Abb. 157. Auch *Triasina hantkeni* MAJZON findet sich im Starhembergkalk nicht selten. Das nahe westlich der Typlokalität als „Rhätischer Foraminiferenkalk“ mit einer ebenso reichen, grundsätzlich übereinstimmenden Mikrofauna (R. OBERHAUSER & B. PLÖCHINGER, 1968, S. 98 ff.) bezeichnete und beschriebene Vorkommen gleicher Art ist dem Starhembergkalk gleichzusetzen.

7. Hallstätter Kalk, rhätischer Anteil

Da die Untergrenze des Rhät am besten an die Basis des Sevat zu verlegen ist, fällt der Hallstätter Kalk der *Rhabdoceras suessi*-Zone noch in das so umgrenzte Rhät. Im enger gefaßten Rhät der ehemaligen *Choristoceras marshi*-Zone findet keine Hallstätter Kalkbildung mehr statt. Die Eigenheit des sevatischen Hallstätter Kalkes ist bereits auf S. 226 im Zusammenhang mit den norischen Hallstätter Kalken besprochen worden.

8. Zlambachschichten

Begriffsprägung: E. v. MOJSISOVICS, 1868 e, S. 15.

Lithologie: Auch in der kalkreichen Entwicklung der Hallstätter Zone wird ebenso wie in der Zlambachfazies bereits der höhere Teil des Sevat durch eine mergelig-

kalkige Wechsellagerung gekennzeichnet, die über die Stufengrenze des Nor bis zum Ende des Rhät ununterbrochen durchläuft. Diese Serie ist von E. v. Mojsisovics als Zlambachschichten bezeichnet worden. Der sevatische Anteil besteht aus einer Schichtgruppe von braunen, graubraunen und grau-grünen Mergeln und Mergelschiefern, in die zunächst in Basisnähe lokal gelegentlich noch rot oder auch weißlichgrau gefärbte, knollige oder ebenflächige dünn-schichtige Kalke vom Typus Hallstätter Kalk eingelagert sind (Abb. 158). Gegen oben hin treten diese Kalklagen bald auf Kosten der dunkelgrauen, braun verwitternden, weichen, auch fleckigen Mergeln zurück, die in den zentralen Beckenteilen während des höheren Rhät dominieren (Abb. 159). Die sevatischen Zlambachmergel verzahnen sich im Salzkammergut in verschiedenen Niveaus mit der Hallstätter Kalk-Schwellenfazies. Die klassische Lokalität dieser Verzahnung stellt der Stambachgraben nordöstlich des Hallstätter Sees dar. Hier läßt sich die Verbindung der Zlambachfazies mit der Hallstätter Kalk-Fazies durch Einschaltungen von mergeligen Hallstätter Kalken mit sevatischen Ammonitenfaunen beobachten. Im höheren Rhät fehlen solche Hallstätter Kalk-Einschaltungen.

An *Varietäten* innerhalb der sevatischen Zlambachschichten sind demnach neben nicht näher bezeichneten Mergeltypen vor allem die *Cochlocerasmergel* und die Entwicklung in Form von Mergelkalken hervorzuheben. Letztere, aus gut geschichteten, tonreichen Kalken mit Mergelzwischenlagen bestehend, sind lithologisch



Abb. 158: Der sevatische Anteil der Zlambachschichten besteht vielfach aus einer Wechsellagerung von Mergeln und Kalken, wie z. B. der Aufschluß am Leislingbach SE Goisern im oberösterreichischen Salzkammergut zeigt.

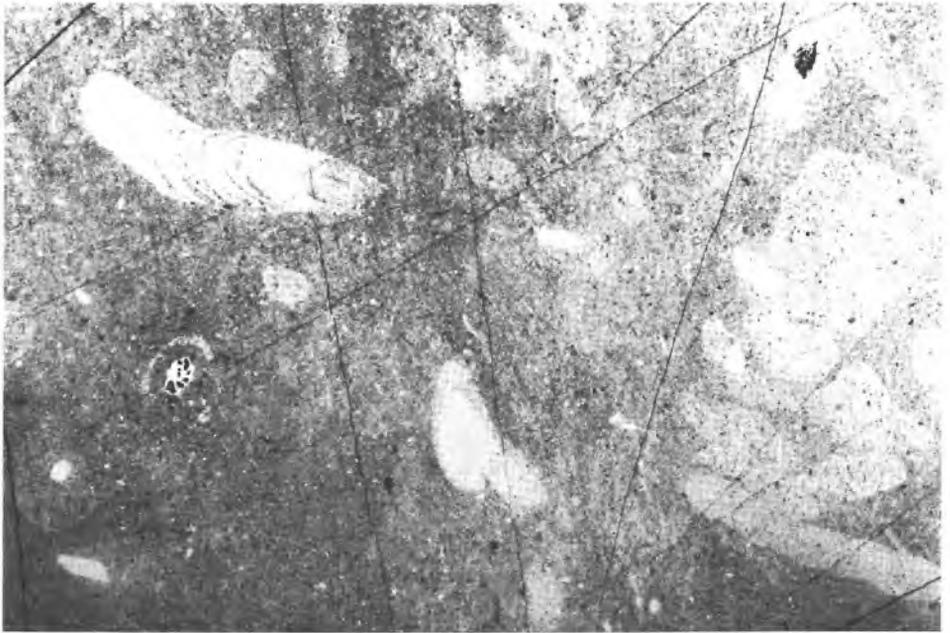


Abb. 159: Der Schliff aus den Kalkmergeln der Zlambachschichten des Proles in den Mürztaler Alpen zeigt im Negativphoto (R. LEIN) Stopfgefüge von schlammwühlenden Würmern. Originallänge des Bildausschnittes 25 mm.

grundlegend von den aus Organodetritusschuttkalken gebildeten rhätischen Zlambachkalke unterschieden (Abb. 160, 161).

Unter den Varietäten der höherrhätischen Zlambachschichten sind folgende Typen besonders erwähnenswert: Unter den Cephalopodenmergeln die sogenannten *Choristocerasmergel* (E. KITTL, 1903, S. 55 ff.; O. KÜHN, 1962, S. 528 f.); ferner die *Korallenmergel* vom Typus „Fischerwiese“ mit reichlich Korallen auf sekundärer Lagerstätte und einer lagenidenreichen Foraminiferenfauna; dann die ebenfalls vorwiegend mergeligen *Placklesschichten* (Begriff: A. BITTNER, 1882, S. 60) – Abb. 171 – mit einer an involuten Foraminiferen (Abb. 168) reichen Mikrofauna und schließlich die Kalkarenite bis Fossilschuttkalke, die sogenannten *Zlambachkalke* (Begriff: A. TOLLMANN, 1960 b, S. 65), die sich als bezeichnende, riffnähere Sonderausbildung in die Mergelfazies einschalten (vgl. U. PISTOTNIK, 1973, S. 284). Diese feinklastischen Kalkbänke sind reich an Biogenschutt, Intraklasten, Pellets, Ooiden und Onkoiden. Auf sie sollte die Bezeichnung Zlambachkalke eingeschränkt werden (Abb. 160, 161).

Alter: Bezüglich der *Stufentrennung* in den Zlambachschichten gelten die im Zusammenhang mit der Abgrenzung der rhätischen Stufe S. 241 angeführten Anmerkung. Es erscheint derzeit am günstigsten, auch den sevatischen Anteil der Zlambachmergel in ein Rhät in erweiterter Fassung einzubeziehen. Die Schwierigkeiten einer Zonengliederung innerhalb eines solchen Rhät in Zlambachschichtausbildung liegt be-

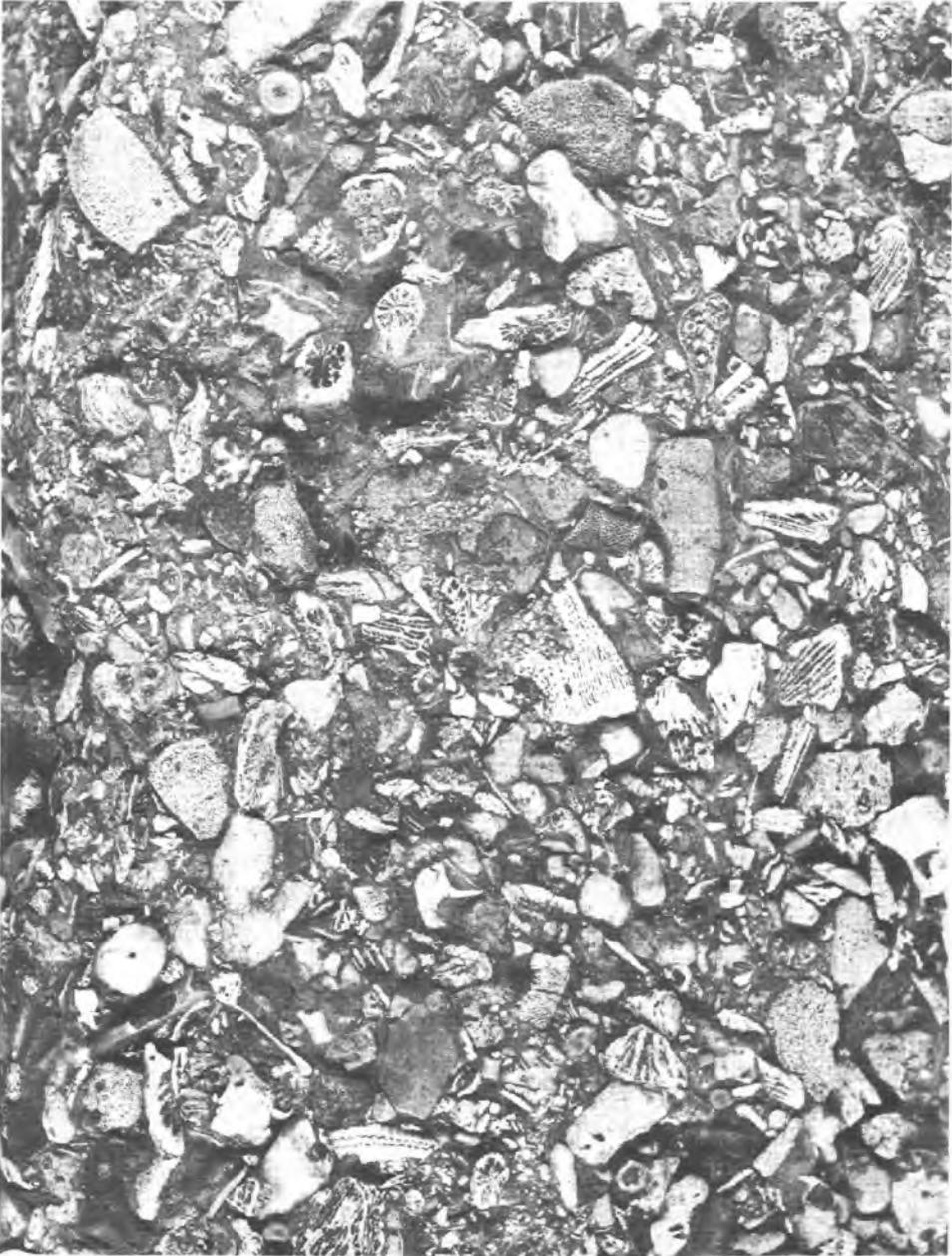


Abb. 160: Im Zlambachkalk der Fischerwiese NW Aussee, Steiermark, dominieren im organogenen Schutt weitaus die Korallenfragmente. Bildausschnitt im Original $9 \times 6,5$ cm.

sonders im spärlichen Auftreten von Ammoniten in dieser Fazies (H. ZAPFE, 1967, S. 454 ff.), was von J. WIEDMANN (1970, S. 966) auf eine frühdiagenetische Aragonitlösung im mergeligen Sediment zurückgeführt wird, so daß nur die von Pyrit erfüllten Anfangsspiralen der Gehäuse erhalten blieben. J. WIEDMANN (1973 a, S. 604) hat jüngst vorgeschlagen, eine Dreigliederung innerhalb des Gesamtkomplexes der Zlambachschichten vorzunehmen, wobei im sevatischen Anteil zwei Ammonitenzonen aufzugliedern wären, nämlich die tiefere Zone des *Phyllytoceras zlambachense* und die höhere Zone des *Rhabdoceras suessi* sensu str. Für den höchsten Anteil des Rhät bleibt dann die Zone des *Choristoceras marshi* erhalten. Die Ausgliederung einer solchen *Phyllytoceras zlambachense*-Zone wurde aber von L. KRYSŤYN (1974 a, S. 142) abgelehnt, da es sich bei der für diese Zone namengebenden Form um eine nicht näher bestimmbarere Art der Gattung *Rhacophyllites* handelt und die vorgeschlagene neue Zone der Suessi-Zone zeitgleich ist.

Als Mächtigkeit der Zlambachschichtgruppe als Ganzes wird im Salzkammergut von W. MEDWENITSCH (1958, S. 149) ein Betrag von 100 m bis 150 m im Durchschnitt angegeben. Die Mächtigkeit des Zlambachmergels im bekannten Profil des Grünbachgrabens SW von St. Leonhard in Salzburg überschreitet 200 m, ist aber durch tektonische Anschoppung erhöht (B. PLÖCHINGER, 1963 a, Taf. 3). In der Halleiner Hallstätterzone werden für den rhätischen Anteil im alten Sinne unter Einbeziehung der



Abb. 161: Schliff durch den Zlambachkalk von der Fischerwiese NW Aussee mit Fragmenten der Rotalge *Solenopora* sowie einem Schrägschnitt durch die Foraminifere *Alpinophragmium perforatum* FLÜGEL im zentralen Teil des Bildes. Bildlänge 10,3 mm.

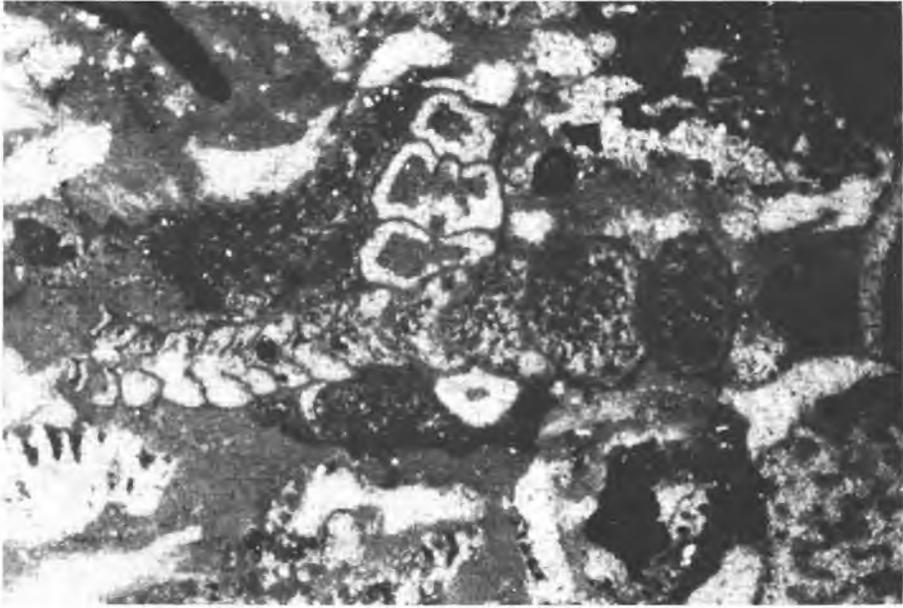


Abb. 162: *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER in rhätischen Zlambachschichten der Mürztaler Alpen aus dem Naßköhr, Steiermark.

20 m bis 40 m mächtigen roststreifigen Mergeltone 90 m bis 130 m erreicht (W. MEDWENITSCH, 1963 a, S. 73).

Geologische Stellung und Verbreitung: Zunächst ist festzuhalten, daß gegenüber der auf E. HAUG zurückgehenden und vielfach vertretenen Meinung, daß die Zlambachschichten im klassischen Gebiet des Salzkammergutes ausschließlich auf die schlammreichere Zlambachfazieszone beschränkt seien und nicht in der Hallstätter kalkreichen Salzbergfazies auftreten, heute klargestellt ist, daß auch in der kalkreichen Entwicklung Zlambachschichten gegen oben hin an den Hallstätter Kalk anschließen. Ein derartiger allmählicher Übergang vom sevatischen Hallstätter Kalk, vielfach durch *Pinacoceras metternichi* (HAUER) altersmäßig eingestuft, in die Zlambachmergel unter Wechsellagerung der beiden Schichtglieder ist z. B. nördlich vom Sommeraukogel und auf der Nordseite des Steinbergkogels, 1,8 km WNW Hallstatt, am Schneckenkogel, ENE der Oberleisingalm SW vom Sandling und im Graben unterhalb der Roßmoosalm bei Goisern aufgeschlossen (L. KRYSZYN & W. SCHÖLLNBERGER, 1972, S. 69 f.; U. PISTOTNIK, 1973, S. 282). Auch im Jakobbergstollen bei Hallein ist der allmähliche Übergang vom Hallstätter Kalk zu den Zlambachschichten unter Wechsellagerung der Schichtglieder gut sichtbar (B. PLÖCHINGER, 1955, S. 103; W. MEDWENITSCH, 1963, S. 73, 76). Die Mächtigkeit der Übergangszone mit Wechsellagerung schwankt zwischen wenigen Metern und 35 m.

Bekannte Lokalitäten, in denen durch die detaillierte Neuuntersuchung der Fauna der sevatische Anteil der Zlambachschichten eingestuft worden ist, stellen etwa der Täleregraben-Mühlbachgraben bei Lofer, ein guter Teil des mikrofossilreichen Grünbach-

grabens südlich von Salzburg und das Vorkommen bei der Roßmoosalm im Salzkammergut dar. Die Einstufung des Hauptteiles der Korallenmergelserie der Fischerwiese bei Aussee in das Sevat auf Grund von Ammoniten durch J. WIEDMANN (1973 a, S. 598) steht im Widerspruch mit der bisherigen Auffassung von einer Einordnung dieser Lokalität nach dem Gesamthabitus der Makro- und Mikrofauna in das Rhät im alten Sinn (vgl. H. ZAPFE, 1973, S. 184).

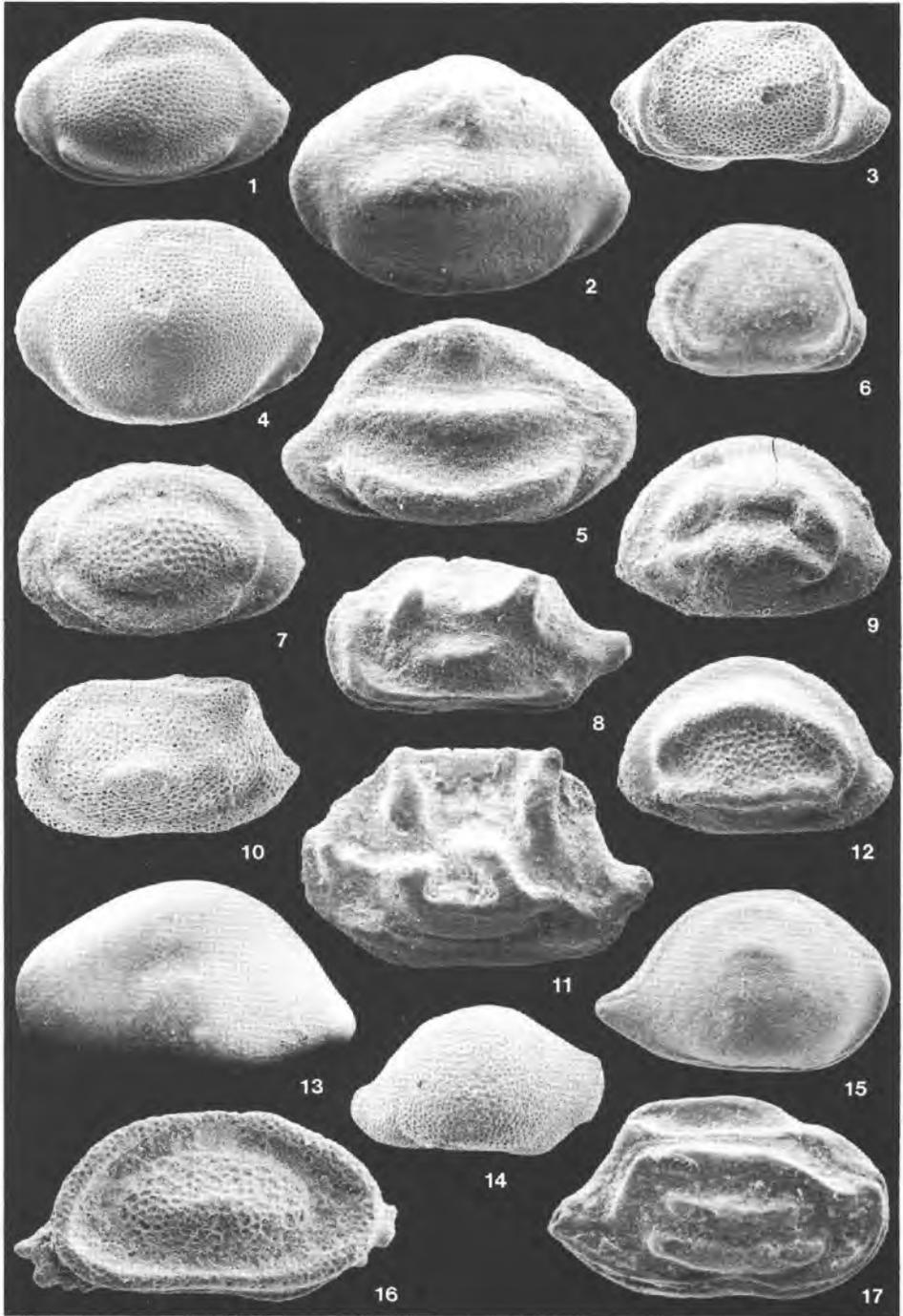
Die Verbreitung der jüngeren Anteile der Zlambachschichten, etwa der *Choristoceras marshi*-Zone entsprechend, reichen von der Halleiner Hallstätter Zone über das Lammertal und Salzkammergut bis in die Mürztaler Alpen (Abb. 162) und in das Gebiet der Hohen Wand am Alpenostrand hinüber, dort durch die als Placklesschichten bezeichnete Varietät vertreten.

Die Zlambachmergel können entweder dem Pötschen- bzw. dem Pedatakalk auflagern (Zlambachfazies), sie können sich, wie erwähnt, allmählich aus dem sevatischen Hallstätter Kalk herausentwickeln (Salzbergfazies, Mürztaler Entwicklung) oder aber auch über Riffschuttkalken des Dachsteinkalkes ansetzen (Schneckengraben westlich des Gosaukammes – H. ZAPFE, 1959, S. 123; 1960, S. 236 ff.; W. SCHLAGER, 1967 b, S. 239).

Die über den Zlambachschichten in Form von Liasfleckenmergel folgende hangende Serie ist teils durch eine mehr kalkige, teils durch bestimmte Eigenheiten (Reichtum an Spongiennadeln etc.) gekennzeichnete Entwicklung meist von ersteren auch lithologisch gut getrennt. Ein Emporziehen der Zlambachschichten in den Lias, der durch seine Ammonitenfauna und zahlreiche Elemente der Mikrofauna klar abgesondert ist, ist durch nichts begründet und muß auch entgegen etlichen Darstellungen in neueren geologischen Arbeiten (W. SCHÖLLNER, 1964, S. 120) entschieden abgelehnt werden.

Bildungsbedingungen: Die Zlambachschichten stellen die Beckenfazies der Hallstätter Zone zu den Dachsteinkalkriffen dar. Durch die Herauentwicklung aus dem

Abb. 163: Skulptierte Bairdiidae aus Obertrias und Lias der Nördlichen Kalkalpen. Adulte Exemplare, wenn nicht getrennt vermerkt. Material und Photo E. KRISTAN-TOLLMANN. — Fig. 1: *Ptychobairdia kuepperi* KOLLM., Gehäuse von links, Larve, 25 ×, rhätische Zlambachmergel, Grünbachgraben, Untersberg-E bei Salzburg; Fig. 2: *Ptychobairdia schaubergeri* KOLLM., Gehäuse von links, 25 ×, Liasfleckenmergel, Sandling-SW, Salzkammergut; Fig. 3: *Bairdiolites gracilis* KRISTAN-TOLLM., Gehäuse von links, 50 ×, Liasfleckenmergel, Lias α, Salzatal N Lawinenstein, Steiermark; Fig. 4: *Ptychobairdia kristanae* KOLLM., Gehäuse von links, 25 ×, Lias α, Salzatal; Fig. 5: *Ptychobairdia norica* KRISTAN-TOLLM., rechte Klappe, 25 ×, sevatische Zlambachmergel, Thälerergraben NE Lofer, Salzburg; Fig. 6: *Bairdiolites placklesensis* (KOLLM.), Gehäuse von links, 50 ×, rhätische Zlambachmergel, Plackles, Hohe Wand, Nd.-Öst.; Fig. 7: *Ptychobairdia circumvallata* KRISTAN-TOLLM., linke Klappe, 25 ×, Thälerergraben; Fig. 8: *Dicerobairdia bicornuta kollmanni* KRISTAN-TOLLM., Gehäuse von links, 38 ×, Plackles; Fig. 9: *Carinobairdia umbonata* KOLLM., linke Klappe, 50 ×, Plackles; Fig. 10: *Cornutobairdia reticulata* KRISTAN-TOLLM., linke Klappe, 38 ×, Plackles; Fig. 11: *Medwenitschia mercurialis* KRISTAN-TOLLM., Gehäuse von links, 50 ×, Plackles; Fig. 12: *Carinobairdia triassica* KOLLM., linke Klappe, 50 ×, Plackles; Fig. 13: *Anisobairdia cincta* KOLLM., Gehäuse von links, 38 ×, Zlambachmergel, Kl. Zlambach bei Goisern, Ob.-Öst.; Fig. 14: *Hiatobairdia subsymmetrica* KRISTAN-TOLLM., rechte Klappe, 38 ×, Zlambachmergel, Grünbachgraben; Fig. 15: *Parurobairdia bicostata* KRISTAN-TOLLM., Gehäuse von rechts, 38 ×, Halobienchiefer, Jul, Steiglweg NW Vd. Gosausee, Ob.-Öst.; Fig. 16: *Carinobairdia alpina* KOLLM., rechte Klappe, 50 ×, Rhät, Lanzing; Fig. 17: *Dicerobairdia tritorula* KRISTAN-TOLLM., Gehäuse von rechts, 50 ×, Jul, Steiglweg am Vd. Gosausee.

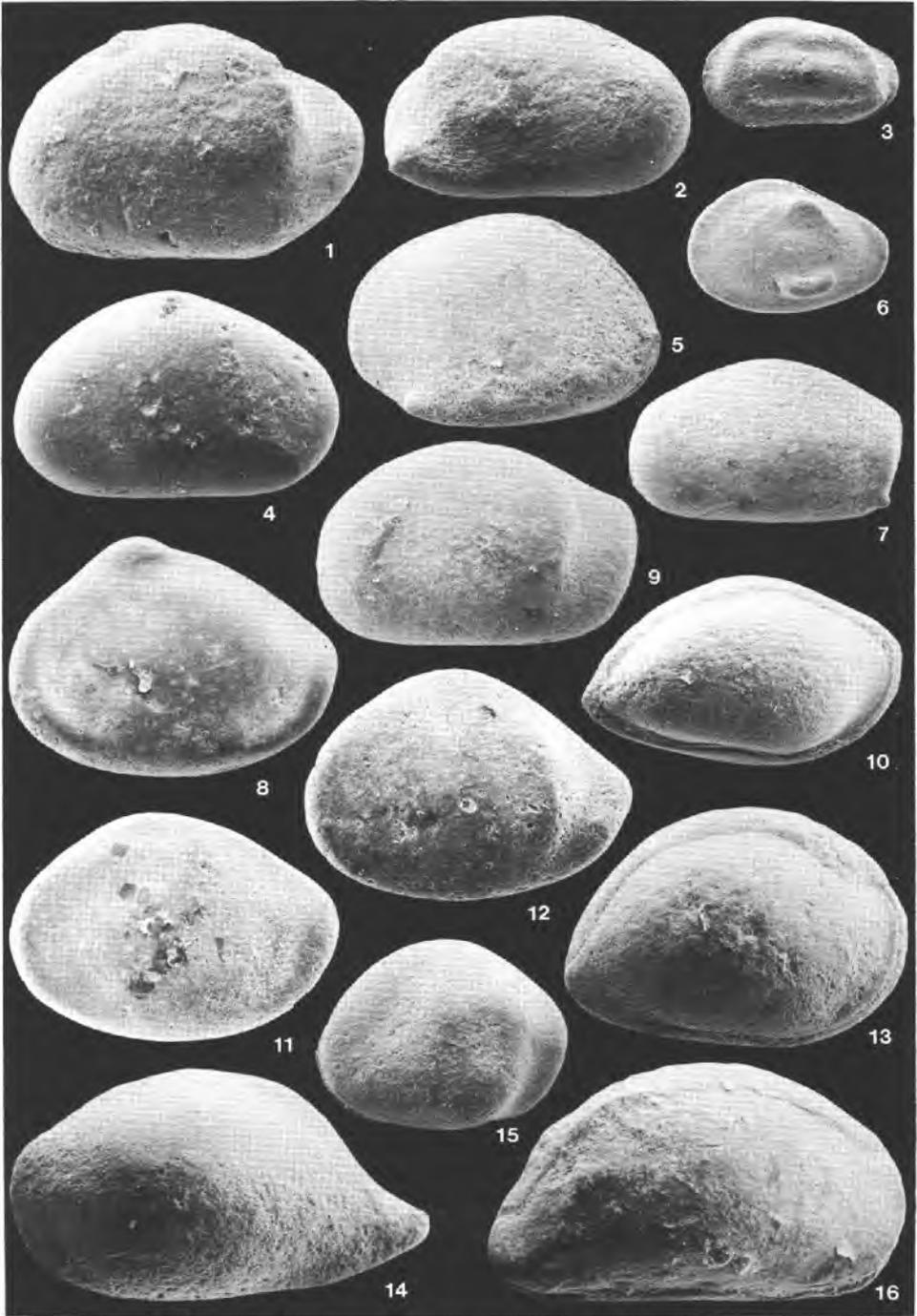


Dachsteinkalk ergibt sich ebenso wie aus der Fauna der Korallenmergel der Fischerwiese mit Brachiopoden, Austern, Bohrmuscheln (*Lithodomus*) und Korallen-Assoziationen, reich an Thecosmilien (H. ZAPPE, 1967, S. 470), eine mäßige Ablagerungstiefe bestimmter höherrhätischer Typen der Zlambachmergel, die jedenfalls noch im neritischen Bereich oberhalb der 200-m-Tiefenlinie gebildet worden sind. Neuerdings wird zufolge des reichen Benthos und der kräftige Umlagerung zeigenden Korallenfauna sowie dem Auftreten von Kalkalgen auf eine Ablagerungstiefe von 50 m (bis höchstens 100 m) geschlossen (H. ZANKL, 1967, S. 133; 1971, S. 155). Paläotemperaturmessungen an Fossilien in den rhätischen Zlambachschichten erbrachten Temperaturen von 21,5 Grad bis 24,5 Grad (H. ZAPPE, 1967, S. 474) bzw. in Abhängigkeit von der Wassertiefe 23,7 Grad bis 30,2 Grad (W. KALTENEGGER et al., 1971, S. 280).

Makrofauna: Sevatischer Anteil: Der sevatische Abschnitt der Zlambachschichten wird durch eine Fauna mit *Cochloceras canaliculatum* HAUFER, *C. suessi* MOJS., *C. juvavicum* MOJS., *Rhabdoceras suessi* HAUFER etc. belegt (Cochloceras-Mergel) – Fauna bei E. KITTL (1903, S. 58 f.). Zum stratigraphischen Wert dieser Formen hat jüngst J. WIEDMANN (1973 b, S. 244) Stellung genommen. Die in den sevatischen Zlambachmergeln eingeschalteten Hallstätter Kalk-Lagen liefern eine Ammonitenfauna mit den großen Gehäusen von *Arcestes acutegaleatus* MOJS., *A. intuslabiatus* MOJS., *Cladiscites tornatus* (BRONN), *Pinacoceras (Placites) platyphyllum* MOJS. etc. Aus dem tieferen Anteil der Zlambachmergel der Fischerwiese bei Aussee, der nach J. WIEDMANN (1973 a, S. 598) – wie erwähnt – dem Sevat angehören soll, wurde von diesem Autor eine Ammonitenfauna mit *Arcestes cf. gigantogaleatus* MOJS., *Megaphyllites robustus* WIEDMANN etc. bestimmt.

Nach ihrer Makrofauna unterscheidet man ferner die „Choristoceras-Mergel“ mit *Choristoceras haueri* MOJS., *Ch. zlamense* MOJS., *Megaphyllites insectus* (MOJS.) etc.; L. KRYSZYN et al. berichten über diese Ammonitenfauna in neuerer Zeit (1972, S. 82). Aus den bisher als relativ jünger geltenden Korallenmergeln der Fischerwiese NW

Abb. 164: Die häufigsten und charakteristischen Healdiidae und Bairdiidae aus den Zlambachmergeln (wenn nicht anders vermerkt, alle Exemplare adult). Alle Figuren 50 ×, nur Fig. 15 = 38 ×. Material und Photo E. KRISTAN-TOLLMANN. — Fig. 1: *Triadohealdia alexandri* KRISTAN-TOLLM., linke Klappe, Sevat, Thälerergraben N Lofer, Salzburg; Fig. 2: *Triadohealdia alexandri* KRISTAN-TOLLM., rechte Klappe, Sevat, Thälerergraben; Fig. 3: *Torohealdia (Rotohealdia) circumvallata* KRISTAN-TOLLM., linke Klappe, Sevat, Schneckenkogel, 4,5 km NE St. Agatha, Ob.-Öst.; Fig. 4: *Triadohealdia trigonia* KRISTAN-TOLLM., linke Klappe, Schneckenkogel; Fig. 5: *Triadohealdia ventroplanata* KRISTAN-TOLLM., Gehäuse von rechts, Sevat, Roßmoosalmbach, 3 km NE Goisern, Ob.-Öst.; Fig. 6: *Torohealdia semicostata* KRISTAN-TOLLM., Larve, linke Klappe, Sevat, Roßmoosalmbach; Fig. 7: *Triadohealdia opisthocopta* KRISTAN-TOLLM., letzte Larve, linke Klappe, Schneckenkogel; Fig. 8: *Torohealdia tuberosa* KRISTAN-TOLLM., linke Klappe, Sevat, Roßmoosalmbach; Fig. 9: *Triadohealdia opisotruncata* KRISTAN-TOLLM., linke Klappe, Cochlocerasmergel des Sevats, Stambachgraben, 3 km ENE Goisern, Ob.-Öst.; Fig. 10: *Parabairdia ploechingeri* KOLLM., Gehäuse von rechts, Rhät des Röschitzbaches NW Mitterndorf, Steiermark; Fig. 11: *Torohealdia amphicassa* KRISTAN-TOLLM., linke Klappe, Sevat, Schneckenkogel; Fig. 12: *Torohealdia opisthocostata* KRISTAN-TOLLM., linke Klappe, Sevat, Schneckenkogel; Fig. 13: *Bairdia deformata* KOLLM., Gehäuse von rechts, Rhät von Lanzing, Miesenbachtal, Nd.-Öst.; Fig. 14: *Urobairdia austriaca* KOLLM., Gehäuse von links, Rhät von Lanzing; Fig. 15: *Signohealdia robusta* KRISTAN-TOLLM., linke Klappe, Sevat, Schneckenkogel; Fig. 16: *Cryptobairdia hians* KOLLM., Gehäuse von rechts, Rhät von Lanzing.



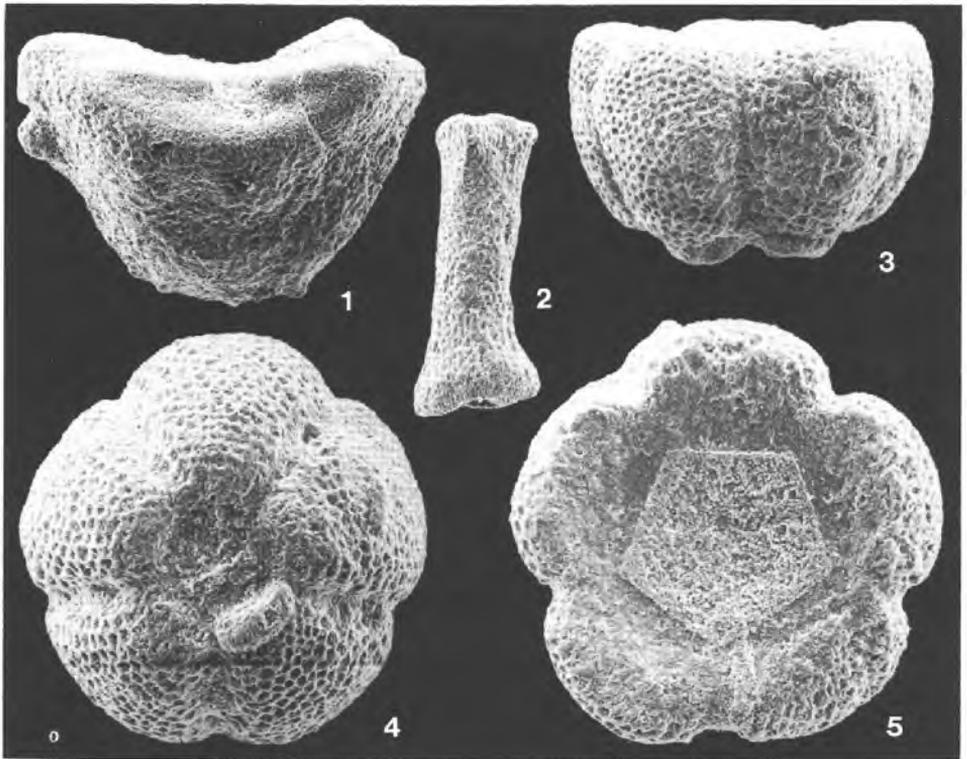
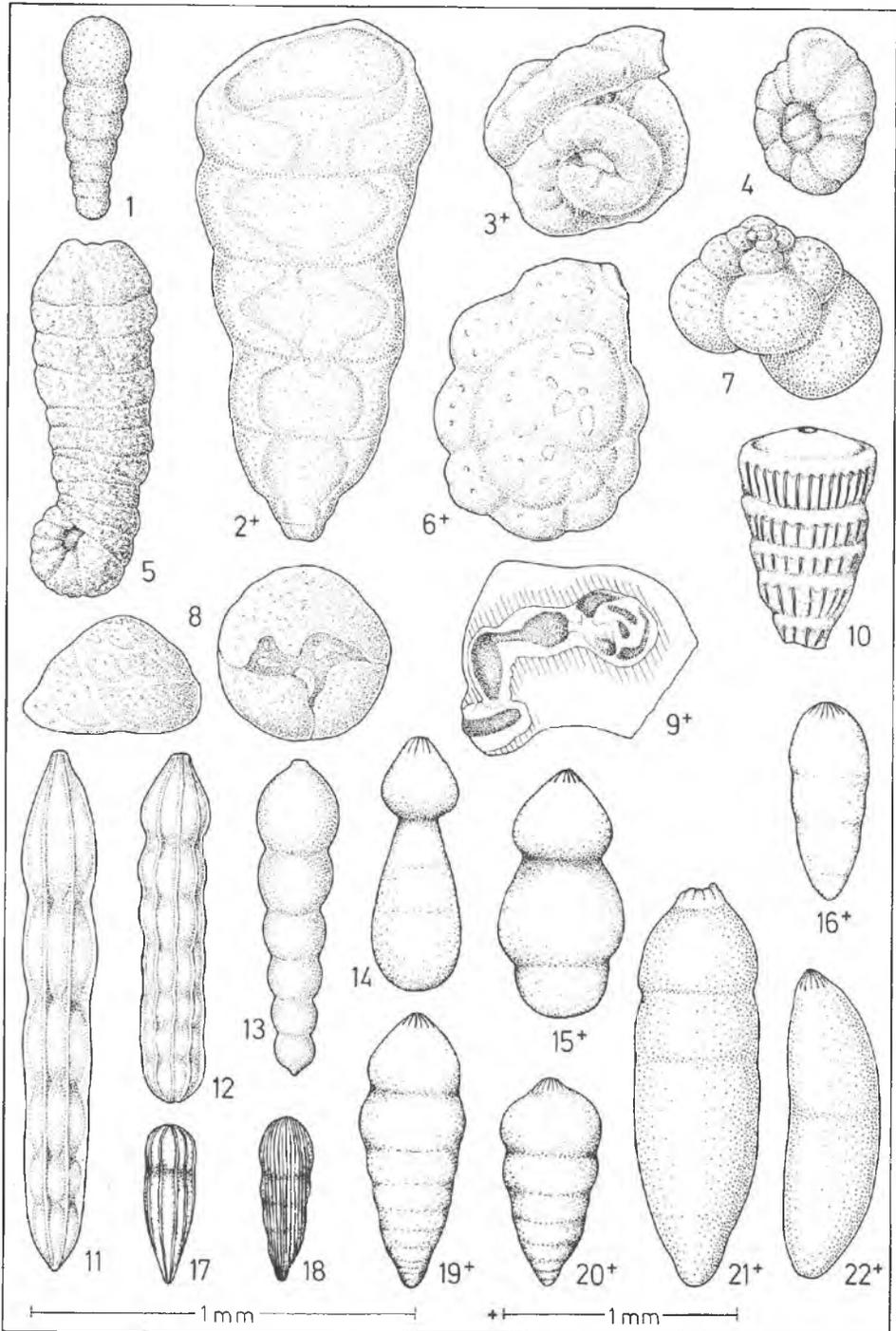


Abb. 165: *Lotocrinus reticulatus* KRISTAN-TOLLMANN n. gen. n. sp.; eine typische Mikrocrinoide des Sevat aus Zlambachmergel-Einschaltungen in den obersten Partien des Hallstätter Kalkes, Salzkammergut. Original E. KRISTAN-TOLLMANN. — Fig. 1: Stambach bei Goisern; Fig. 2—5: Schneckenkogel 4,5 km NE St. Agatha, Ob.-Öst.; Vergrößerungen 65 ×, außer Fig. 2 (33 ×). — Fig. 1: Radiale von außen; Fig. 2: Brachiale von außen; Fig. 3: Unterer Kelchteil aus Basalia und Infrabasalia in Seitenansicht; Fig. 4: Unterer Kelchteil von unten, Basalia und ein anhaftendes Infrabasale; Fig. 5: Unterer Kelchteil von oben, Blick in das Innere mit Basalplatte.

Abb. 166: Charakteristische Foraminiferen aus den rhätischen Zlambachmergeln des Typus „Fischerwiese“. 1. Teil. Fischerwiese bei Bad Aussee, Ob.-Öst. Nach E. KRISTAN-TOLLMANN, 1964 b, Tfn. — Fig. 1: *Reophax eominutus* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 2: *Hyperamminoides expansus elongatus* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 3: *Glomospira perplexa* FRANKE; Fig. 4: *Haplophragmoides subglobosus* (SARS); Fig. 5: *Ammobaculites rhaeticus* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 6: *A. pulcher* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 7: *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 8: *Tetrataxis inflata* KRISTAN; Fig. 9: *Involutina liassica* (JONES); Fig. 10: *Kion canaliculata* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 11: *Nodosaria oculina vermicularis* (TERQUEM); Fig. 12: *N. metensis robusta* BARNARD; Fig. 13: *N. nitidana* BRAND; Fig. 14: *N. fungiformis* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 15: *Pseudonodosaria semisphaerica* (KRISTAN-TOLLM.); Fig. 16: *P. spaerocephala* (KRISTAN-TOLLM.); Fig. 17: *P. holocosta* (KRISTAN-TOLLM.); Fig. 18: *P. plurimicosta* (KRISTAN-TOLLM.); Fig. 19: *P. major pleiothalama* (KRISTAN-TOLLM.); Fig. 20: *P. vulgata multicamerata* (KRISTAN-TOLLM.); Fig. 21: *P. pupoides* (BORNE-MANN); Fig. 22: *Dentalina bicornis* TERQUEM.



Bad Aussee ist eine außerordentlich reiche Fauna mit 53 Korallenarten und 67 anderen Makrofossilelementen bekannt geworden (F. FRECH, 1890; O. HAAS, 1909; H. ZAPFE, 1967; J. JELETZKY & H. ZAPFE, 1967; J. WIEDMANN, 1973 a), darunter auch das besonders für das höhere Rhät bezeichnende *Choristoceras marshi* HAUER. Die Brachiopoden der Zlambachschichten sind schon von A. BITTNER (1890, S. 167 ff., 180 ff.) studiert worden (Abb. 11, Figur 1). Über die Monotiden-Gattung *Otapiria* aus den obersevatischen Zlambachschichten berichteten jüngst J. GRANT-MACKIE & H. ZAPFE (1973) sowie H. ZAPFE (1973 b).

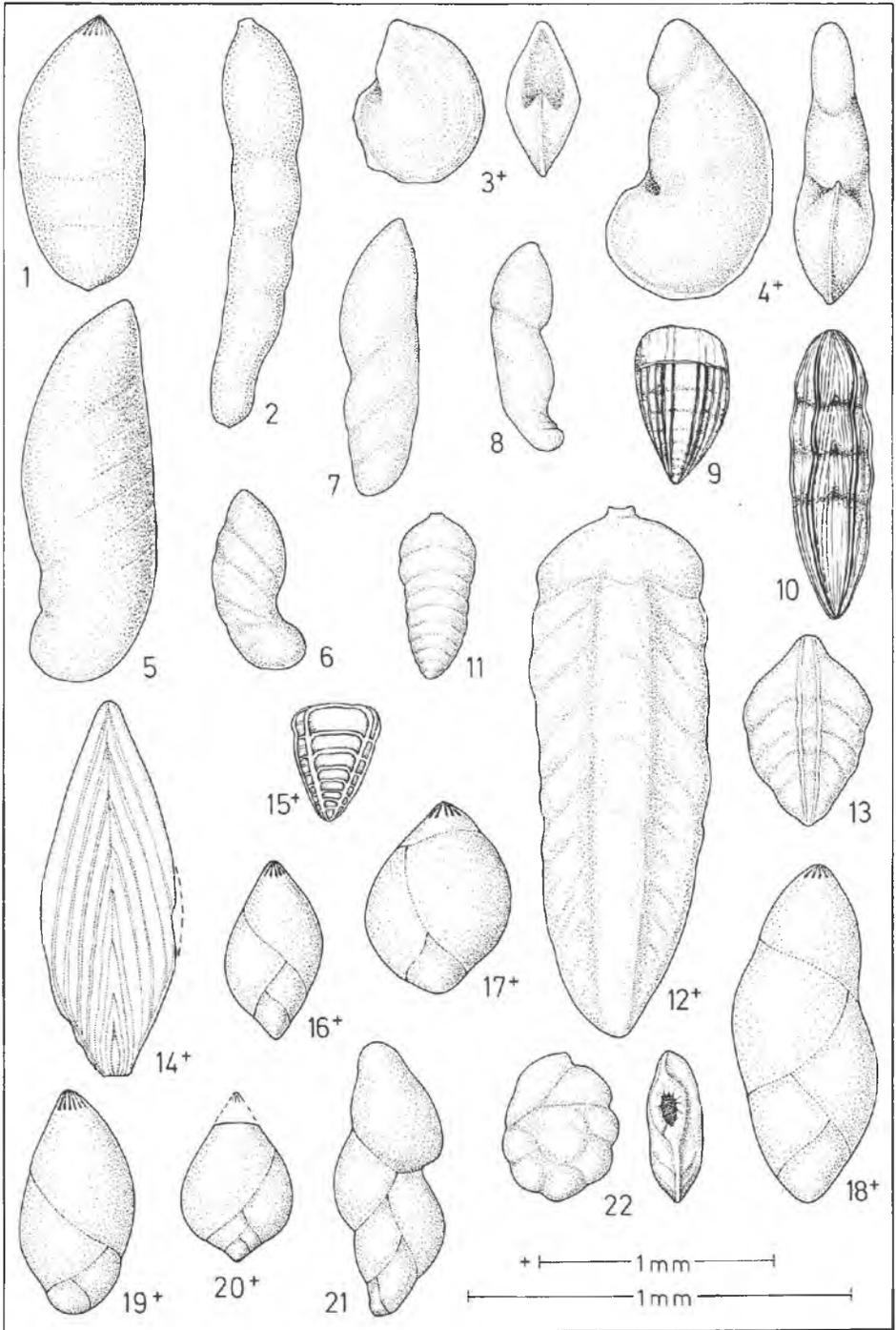
Die außerordentlich reiche, sehr eigenständige Makrofauna der als „Placklesschichten“ (vgl. S. 286) bezeichneten Zlambachschichten-Ausbildung der Hohen Wand in Niederösterreich ist bei O. GUGENBERGER (1929; 1933) zusammengestellt und diese Aufstellung von E. KRISTAN (1957, S. 270; 1958, S. 264) ergänzt worden.

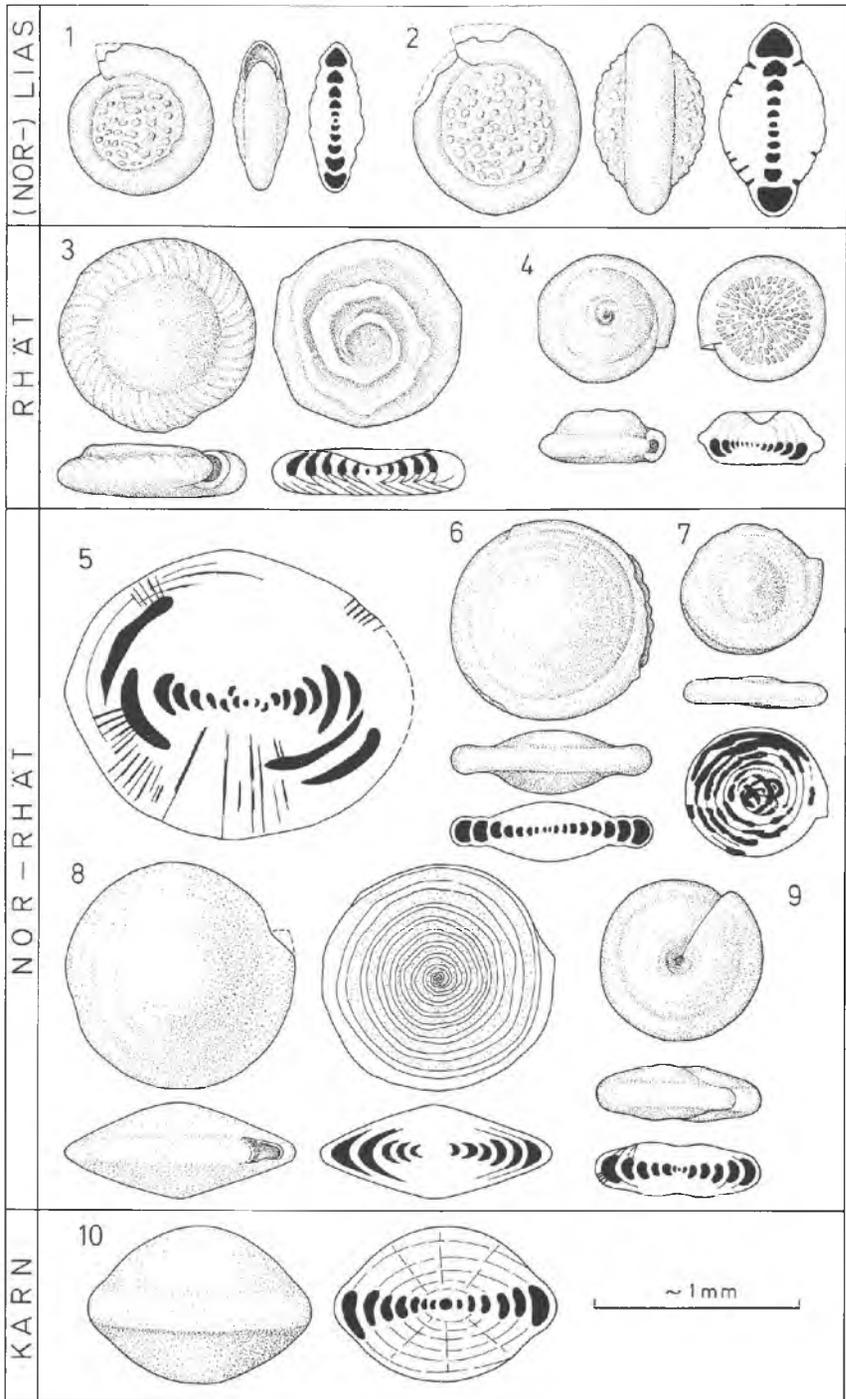
Mikrofauna:

a) Sevatischer Anteil: Die Mikrofauna des tieferen Teiles der Zlambachschichten enthält an Foraminiferen vorwiegend Nodosariiden, und zwar sowohl in den aus dem Hallstätter Kalk der Metternichi-Zone hervorgehenden Partien als auch in der Zlambachmergelregion östlich Goisern im Bereich der Schlammfazies und den sich aus dem Pedatakalk herausentwickelnden Zlambachschichten im Loferer Gebiet (A. TOLLMANN & KRISTAN-TOLLM., 1970, S. 112 ff.). Stratigraphisch wertvoller sind die Ostracodenarten der Bairdiidae (K. KOLLMANN, 1963, S. 142; E. KRISTAN-TOLLMANN, 1969, S. 83; 1970, S. 277 ff.; 1971 c, S. 66, 77; 1972, S. 46 ff.; und in A. TOLLMANN et al., 1970, S. 117 f.), besonders die vorderhand nur aus dem Sevat bekannten Arten *Ptychobairdia norica* KRISTAN-TOLLM., *Pt. circumvallata* KRISTAN-TOLLM., *Anisobairdia gibba* KRISTAN-TOLLM., *A. marginotumida* KRISTAN-TOLLM., *Bairdiolites compactus* KRISTAN-TOLLM. etc., während weitere Arten von *Ptychobairdia*, *Urobairdia* und *Parabairdia* vom Sevat bis zum Ende des Rhät gemeldet sind (Abb. 163). Healdiidae aus sevatischen Zlambachschichten hat E. KRISTAN-TOLLMANN, 1971 b und 1973 a, S. 152 ff., geschildert (Abb. 164). Eine Monographie der Bairdiidae der Zlambachschichten auf Grund eines sehr reichen Materials stammt von H. BOLZ (1971). Weitere Arten aus sevatischen Zlambachmergeln haben G. BUNZA & H. KOZUR (1971, S. 21 ff., 30 ff.) bekanntgemacht, und zwar *Cytheropteron sevatica* KOZUR und etliche Arten von *Lophodentina*.

Schließlich soll aus der Mikrofauna der basalen Zlambachmergel, die durch Zwischenlagerung allmählich aus dem sevatischen Hallstätter Kalk hervorgehen, noch die

Abb. 167: Charakteristische Foraminiferen aus den rhätischen Zlambachmergeln vom Typus „Fischerwiese“. 2. Teil. Herkunft wie zuvor. — Fig. 1: *Dentalina pacheia* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 2: *D. subsiliqua* FRANKE; Fig. 3: *Lenticulina (Lenticulina) gotttingensis gotttingensis* (BORNEM.); Fig. 4: *L. (Astacolus) matutina matutina* (d'ORB.); Fig. 5: *L. (Vaginulinopsis) protracta* (BORNEM.); Fig. 6: *L. (Astacolus) stutzeri* (FRANKE); Fig. 7: *Marginulina solida* TERQUEM; Fig. 8: *Vaginulina flaccida* (SCHWAGER); Fig. 9: *Lingulina lingua* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 10: *L. tenera concosta* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 11: *Fronicularia borealis* (TAPPAN); Fig. 12: *F. xiphioidea* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 13: *F. rhaetica* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 14: *F. phyllodea* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 15: *Grillina grilli* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 16: *Eoguttulina biacuta* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 17: *E. guttifera* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 18: *E. liassica liassica* STRICKL.; Fig. 19: *E. kuhni kuhni* FRANKE; Fig. 20: *E. euplecta* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 21: *E. telothalama* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 22: *Involvina obliqua* KRISTAN.





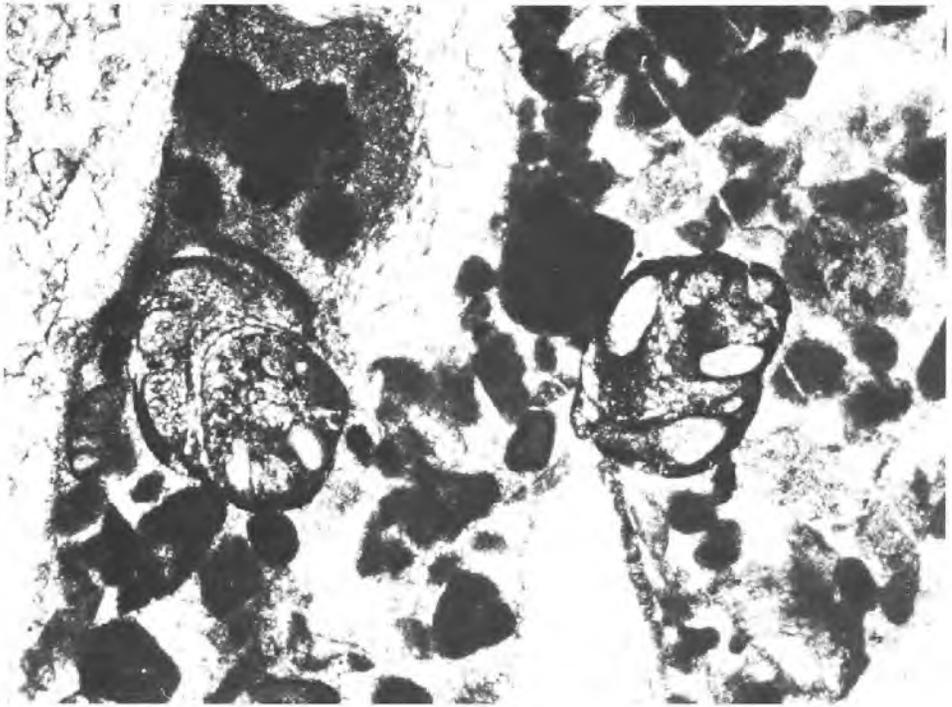


Abb. 169: *Variostoma cochlea* KRISTAN im Schliff des rhätischen Zlambachkalkes aus dem Brandwald, Salztal, Steiermark. Bildlänge 4,2 mm.

in diesem Niveau vielfach anzutreffende und hierfür charakteristische Schwebcrinoidenart *Lotocrinus reticulatus* KRISTAN-TOLLMANN n. gen. n. sp. Erwähnung finden, die auf Abb. 165 dargestellt und beschrieben wird.

b) Die Mikrofauna der höherrhätischen Zlambachmergel ist die am reichsten entwickelte Triasmikrofauna überhaupt. Zwei verschiedene Assoziationen lassen sich unterscheiden:

b 1) Der Mikrofauentypus „Fischerwiese“ bei Aussee: Hierzu zählen die meisten rhätischen Zlambachmergelvorkommen, z. B. Grünbachgraben bei Hallein (B. PLÖCHINGER, 1963) oder Ht. Gosausee (W. SCHLAGER, 1966). Dieser Typus wurde durch E. KRISTAN-TOLLMANN (1964) monographisch bearbeitet und wird durch eine an Nodo-

Abb. 168: Involute Foraminiferen aus Obertrias und Lias. Nach E. KRISTAN-TOLLM. (1957; 1962; 1964 a) und R. OBERHAUSER (1964), ergänzt. Fig. 1: *Involutina liassica* JONES; Fig. 2: *Involutina turgida* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 3: *Coronipora austriaca* (KRISTAN); Fig. 4: *Semiinvoluta clari* KRISTAN; Fig. 5: *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHIENK; Fig. 6: *Angulodiscus tumidus* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 7: *Angulodiscus tenuis* KRISTAN; Fig. 8: *Angulodiscus communis* KRISTAN; Fig. 9: *Angulodiscus impressus* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 10: *Angulodiscus pragsoides* (OBERH.). — Die Arten von Fig. 3—4 sind bisher nur aus dem Rhät bekannt. Ihr Auftreten bereits im Nor wäre durchaus möglich.

sariiden, besonders an Lenticulinen reiche Foraminiferenfauna gekennzeichnet, in der auch Sandschaler und Eoguttulinen eine große Rolle spielen. In den Mergeln der Fischerwiese wurden 245 Foraminiferenarten angetroffen (Abb. 166–167). Einen Beitrag zur Kenntnis der Foraminiferen dieses Zlambachmergeltypus hat W. SCHÖLLNERBERGER (1974, S. 119 f.) aus dem Bereich der Grundlseer Hallstätter Zone geliefert.

Unter den Ostracoden sind Arten von Interesse, die nach vorläufiger Kenntnis auf das höhere Rhät im neuen Sinne beschränkt sind (*Lobobairdia salinaria* KOLLM., *Carinobairdia triassica* KOLLM. etc.) oder vom Sevat emporreichen (*Ptychobairdia kuepperi* KOLLM., *Pt. oberhauseri* KOLLM., *Urobairdia austriaca* KOLLM., *Dicerobairdia variolaria* KRISTAN-TOLLM., *Torohealdia amphicrassa* KRISTAN-TOLLM. – K. KOLLMANN, 1963, S. 139, 145; B. PLÖCHINGER, 1963, S. 63; E. KRISTAN-TOLLMANN, 1969, S. 83; 1971 a, S. 53; 1971 c, S. 72 – vgl. Abb. 163–164. *Noriccythere*-Arten aus höherrhätischen Zlambachmergeln wurden von H. BOLZ & KOZUR in G. BUNZA & H. KOZUR (1971, S. 54 ff.) beschrieben.

Auch Holothurien-Sklerite erscheinen im Mergel (E. KRISTAN-TOLLM., 1963, S. 372), unter denen die aus dem Sevat emporreichende Form *Fissobractites subsymmetricus* KRISTAN-TOLLM. nach Anzahl und Verbreitung hervorsticht.

b 2) Mikrofaunentypus „Placklesschichten“, Hohe Wand in Niederösterreich (E. KRISTAN, 1957; B. PLÖCHINGER, 1967, S. 34 f.; H. KÜPPER, 1963, S. 15 ff.): Zu diesem wesentlich selteneren Typus gehören z. B. noch die Lokalitäten Krautgartenalm mit 90 Foraminiferenarten (A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLM., 1970, S. 118 ff.)

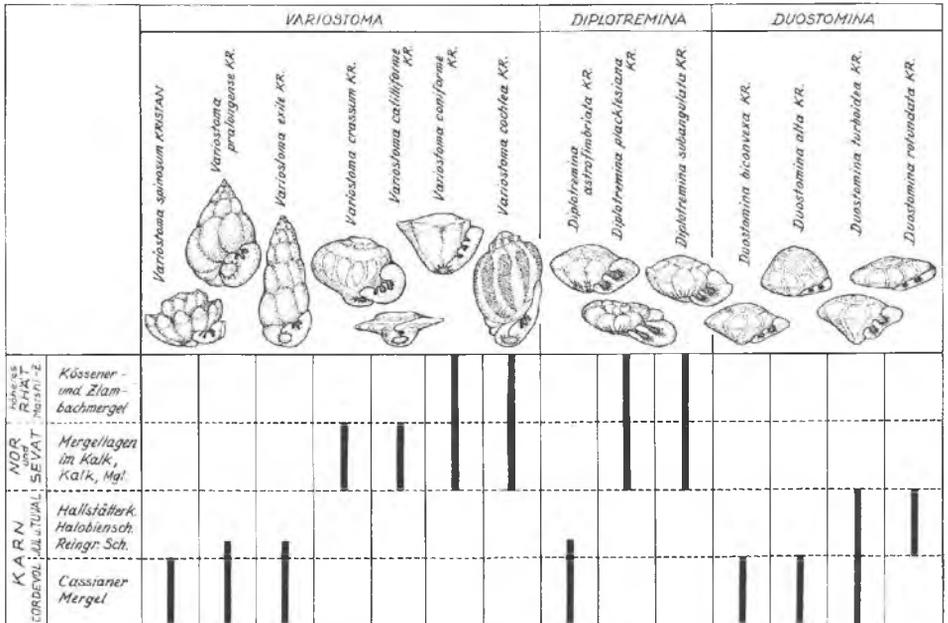


Abb. 170: Die stratigraphische Reichweite der Variostomiden in der Obertrias nach E. KRISTAN, 1963, Taf. 9, ergänzt.



Abb. 171: Schliffbild aus dem Kalk der Placklesschichten mit Quer- und Schrägschnitt der Alge *Placklesia multipora* BILGÜTAY (unterer Bildabschnitt), Echinodermenresten etc., vom Plackles auf der Hohen Wand in Nd.-Öst. Bildlänge 8 mm.

und Langtal (W. SCHLAGER, 1966, S. 98) im Bereich der Gosauseen, Salzkammergut, oder die Zlambachmergel der Holzwehralm in der Region des Lammertales, Salzburg (A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLM., 1970, S. 107). Die Fauna dieses Typus ist reich an Involutiniden (Abb. 168): *Involutina liassica* (JONES), *Angulodiscus communis* KRISTAN, *Semiinvoluta clari* (KRISTAN), *Trocholina (Trocholina) verrucosa* KRISTAN, *Tr. (Trochonella) crassa* KRISTAN und Variostomiden wie *Variostoma cochlea* KRISTAN, *Diplotremina subangulata* KRISTAN, ferner Ophthalmidiiden und Tetrataxinen etc. (Abb. 169–170). Eine derartige Foraminiferen-Vergesellschaftung weist darauf, daß dieser Typus nicht im freien, gut durchlüfteten und durchströmten Becken, sondern in isolierten Buchten der Beckenfazies im riffnahen Bereich zur Ausbildung gelangt ist. An Ostracoden sind eine Reihe nach bisheriger Kenntnis nur auf das höhere Rhät im neuen Sinn beschränkte Arten enthalten wie etwa *Carinobairdia umbonata* KOLLM., *C. triassica* KOLLM., *Dicerobairdia bicornuta* KOLLM., *Cornutobairdia reticulata* KRISTAN-TOLLM., *Hiatobairdia subsymmetrica* KRISTAN-TOLLM., *Alatobairdia foveolata* KRISTAN-TOLLM. etc. – K. KOLLMANN (1963, S. 144); E. KRISTAN-TOLLMANN (1970 a, S. 286, 305; 1971 c, S. 79) – vgl. Abb. 163–164. An Holothurien-Skleriten erscheinen Formen von *Theelia*, *Protocaudina*, *Eocaudina* und *Fissobractites* (E. KRISTAN-TOLLM., 1964 a; A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLM., 1970, S. 119). Die vom Plackles erstbeschriebene Alge *Placklesia multipora* BILGÜTAY (1968) blieb bisher auf diesen Fundort beschränkt (vgl. E. OTT, 1974, S. 33) – Abb. 171.

IV. DER JURA

A. Allgemeines

Bedeutung: Die Sedimente der Jurazeit treten in den Nördlichen Kalkalpen gegenüber jenen der Trias bedeutend zurück, bedingt durch eine primär geringere Mächtigkeit, eine stärkere Abtragung und auch eine größere primäre Lückenhaftigkeit oder Kondensation der Sedimentation im Zusammenhang mit der hochalpinen Phase, den jungkimmerischen Bewegungen und bestimmten Strömungen am Meeresgrund.

Bezüglich der **Verbreitung** sticht zunächst die nordrandnahe Zone hervor, wo Jura am Aufbau der Kalkalpen mitbestimmend ist, während im Inneren und im Südteil der Kalkalpen der Jura nur mehr auf langgestreckte oder auch schüsselförmige Muldenfüllungen beschränkt ist. Die Grenzen der einzelnen Gesteinsformationen fallen im Jura weniger als in der Trias mit den Abteilungsgrenzen zusammen.

Die **Wirksamkeit der altkimmerischen Bewegungen** an der Wende Rhät/Lias ist von vielen Teilen der Kalkalpen beschrieben, auch in Abwicklungsprofilen gezeichnet worden (z. B. K. KOCH & W. STENGEL-R., 1959, S. 196, Abb. 4) – Abb. 172. Naturgemäß beschränkt sich diese Erscheinung auf Schwellenzonen, in den Beckentrögen läuft die Sedimentation häufig auch unter Nachweis von Lias α ununterbrochen aus der Trias empor durch. Umfangreiche Zusammenstellungen von Beispielen für die Wirksamkeit dieser initialen Juraphasen findet man bei E. KRAUS (1951, S. 224 ff.), ferner bei A. TOLLMANN (1966 b, S. 50 f.), in welcher Arbeit auch eine Übersicht über die intrajurassischen und endjurassischen, sich im Sediment spiegelnden phasenhaften Bewegungen gegeben wird.

In **fazieller Hinsicht** erfolgt im Jura relativ rasch eine grundlegende Umstellung der einzelnen Sedimentationströge. Trotz Nachwirkens der alten Gliederung in Stöcke, Riffe und Becken aus der Zeit der Trias, die in der Heteropie des tieferen Jura mancherorts noch spürbar ist, ist die Jurafazies-Differenzierung nicht mehr an die alten Triasgroßfaziesregionen gebunden, sondern eine neue, im großen einfachere, einheitlichere Faziesgliederung tritt in Erscheinung. Dabei ist die Aufgliederung im tieferen Jura, wo besonders Fleckenmergel, Hierlatzkalk und Adneterkalk neben untergeordneten anderen Gliedern einander ablösen, stärker ausgeprägt als im höheren Jura, in welchem mit der untermalmischen Radiolaritbildung und den Aptychenkalken in weiten Räumen ein Faziesausgleich eintritt. Nur in der südlicheren Kalkalpenregion von Salzburg an gegen Osten wird diese Oberjuragliederung durch die erneut einsetzende Riffbildung mit allen zugehörigen Typen des Riffkomplexes lebhafter, nachdem das Riffwachstum an der Triasobergrenze angeblich aus klimatischen Gründen zum Erliegen gekommen war. Becken- und Schwellenfazies sowie Einzelheiten in der Entwicklung letzterer können im tieferen Jura auf kurzen Strecken wechseln (Salzkammergut), sie können in großen Zügen eine Strecke weit (westliche Kalkalpen) oder auch in

schmalen langen Zonen überraschend weit (niederösterreichische Kalkvoralpen) anhalten. Skizzenhaft seien die drei erwähnten Beispiele hier etwas näher erörtert.

1. Eine kleinräumige Längszonengliederung im Salzkammergut wurde nördlich von Mitterndorf im tirolischen Sockel beobachtet (A. TOLLMANN, 1960 b, Taf. 2). Auf einer heutigen Breite von rund 6 km wechseln dreimal je ein Streifen mit Hierlitzkalk und Klauskalk über Dachsteinkalk (Totengebirgs-Südrand, Lawinenstein-Lärchkogel-Türkenkogelzug, Steinwandwald mit Klauskalk) und tieferen Rinnen mit Fleckenmergel und Radiolaritstreifen dazwischen.

2. Als Beispiel für eine regional verfolgbare, aber nicht sehr straff in Längsrichtung ausgerichtete Jurafazieszonengliederung wurden die westlichen Kalkalpen erwähnt. Hier trifft man die folgende primäre N-S gerichtete Abfolge von Zonen an. Die Fazieskarten von E. KRAUS, 1951, Taf. 8, 10, 11, und jene von V. JACOBSHAGEN, 1965, Taf. 4–8, können nur nach Abwicklung des Deckenbaues verwendet werden, ansonsten ergeben sich unrichtige Faziesbilder (vgl. auch M. GWINNER, 1971, Abb. 146, 155): Die im Westen breit freiliegende Allgäudecke zeigt im tieferen Jura Beckenfazies. Lokale Ausnahmen mit Rotkalk bis zum Radiolarit empor wie jene in der Allgäudecke des Bärgründle NW der Hochvogelgruppe (A. TOLLMANN, 1970 b, S. 94) sind überraschend. Die einst im Süden anschließende erste Juraschwellenzone liegt im Lechtaldecken-Stirnggebiet (Pfrontener Schwelle). Dann folgt wiederum Beckenfazies und erst weit im Süden nochmals eine konstant bis in den Oberjura durchlaufende Südschwelle, die in der Scesaplanamulde s. l. südlich von Bludenz angedeutet ist und nach Unterbrechung in der Zürser Schwelle südlich von Lech fortsetzt und eine Rotkalkzone minimaler Mächtigkeit aufweist (K. KOCH et al., 1959, Taf. 1). Südlich davon aber erscheint nochmals im Bereich des westlichen Klostertales (V. JACOBSHAGEN, 1965, Taf. 5), ebenso wie bei Abwicklung der Krabachmasse gegen Süden hin, die Beckenfazies.

3. Das dritte Beispiel schließlich, bei dem eine überraschend scharfe und konstante, lang im Streichen in engen Streifen verfolgbare Jurafazieszonengliederung erkennbar ist, stammt aus den niederösterreichischen Kalkvoralpen westlich und besonders östlich der Weyerer Bögen. Es wird bei Besprechung der Fazieszonen S. 473 näher ausgeführt, wo übrigens weitere Beispiele zur faziellen Zonengliederung des Jura gebracht werden.

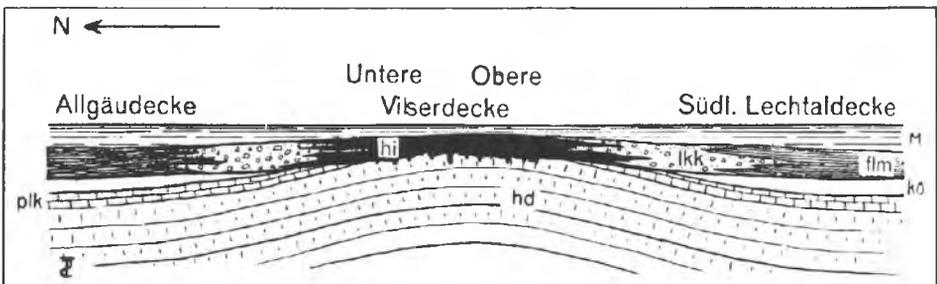


Abb. 172: Schwellen- und Beckenfazies im Querprofil durch den Jura-Sedimenttrog im Bereich von Allgäu-Lechtaldecke im Allgäu nach A. CUSTODIS & P. SCHMIDT-THOMÉ, 1939, Abb. 16. hd — Hauptdolomit, plk — Plattenkalk, kö — Kössener Schichten, hi — Hierlitzkalk (und Dogger- und Malmkalk), lkk — Kiesellias (und Kieseldogger), flm — Jura-Fleckenmergel (Malm- aptychenschichten), M — Meeresbedeckung.

Die Grundzüge der lithologischen Gliederung der Jurasedimente und ihrer Schichtnamen sind zur Übersicht auf Tafel 2 zusammengefaßt – vgl. hierzu auch G. ROSENBERG (1966, Taf. 2), wo allerdings die gültigen und die eingezogenen Schichtnamen aus den Nördlichen Kalkalpen mit jenen des Helvetikums und einigen wenigen Gliedern des Penninikums vermischt aufscheinen. Wie Taf. 2 dieser Studie zeigt, liegen Beckensedimente eines allerdings noch gering tiefen Meeres in der mergeligen Entwicklung vornehmlich im tieferen und mittleren Jura vor, während die starke Absenkung zur Tiefseeregion mit Bildung von Radiolarit und pelagischem Feinschlammkalk mit Beginn des Oberjura erfolgt ist. Knollenkalke und Rotkalke sind Vertreter der Schwellenzonen innerhalb der Beckenentwicklung. Brekzienbildungen, bei unruhiger Bodengestaltung und den im Jura bereits stärker als zuvor spürbaren Bodenbewegungen der Geosynklinale treten besonders im Lias und im gesamten Malm mit seinen Gleitschollen-Brekzientypen hervor, während über längere Zeiträume innerhalb des Jura durchlaufende Brekzienkomplexe ähnlich jenen der Zentralalpen in den Kalkalpen selten sind und hier vergleichsweise nur etwa die Eisenspitzbrekzie in Tirol und die Oberseebrekzie im Lunzer Gebiet mit ihren Scholleneingleitungen herangezogen werden können. Geringe Spuren von Vulkanismus, über den ganzen Jura verzettelt, sind in neuerer Zeit mehr und mehr erfaßt worden, wie die Hinweise auf der Tabelle zeigen (vgl. auch S. 21). Sedimente des Riffkomplexes, in den Lias gerade noch über die Rhätgrenze emporreichend, stellen sich dann erst wiederum im Malm, namentlich im höheren Malm ein, in welchem man Riffkalke, Riffschuttkalke und allodapische Kalke turbiditischen Typus im Mittel- und Ostteil der Kalkalpen weit verbreitet findet. Die primäre Dolomitbildung endet in den Nördlichen Kalkalpen mit der Trias, geringfügige sekundäre, diagenetische Dolomitisierungs-Erscheinungen sind aus den Oberalmer-schichten und Plassenkalken gemeldet worden.

Die biofaziellen Einflüsse aus dem germanischen Nachbargebiet sind im Jura, gemessen an der Makrofauna, wesentlich stärker als in der Trias zu verspüren, da eine gegen den Malm hin zusehends besser werdende Meeresverbindung zwischen Tethys und außeralpiner See bestand. Daher kann die außeralpine Ammonitenzonengliederung des Jura (vgl. H. SCHMIDT-KALER & A. ZEISS, 1973) auf die alpinen Verhältnisse übertragen werden, wobei die meisten Zonen auch durch die genannten Leitformen in den Kalkalpen belegt sind. Nur im Oberjura war eine den mediterranen Verhältnissen besser angepaßte Ammonitenzonengliederung notwendig, was auf Taf. 2 zum Ausdruck gebracht worden ist.

B. Lias

Allgemeines

Vertikale Faziesgliederung und das Erbe triadischer morphologischer Züge in der Liassedimentation: Im Lias gelangten in tieferen Meeresbecken Fleckenmergel (Allgäuschichten) in Form mergelig-kalkiger Schichten zur Ablagerung, in einem Übergangsbereich zu seichteren Schwellen Kiesel- und Knollenkalk, in etwas seichtem, in jedem Fall bereits neritischem Milieu roter Cephalopodenkalk und auf Schwellen mit nur flacher Meeresbedeckung der krinoidenreiche Hierlatzkalk. Die Verteilung von Becken und Schwellen und damit der Jurasedimente (Fleckenmergelbecken, Hornsteinkalk in der

Zwischenzone, rote Cephalopodenkalke auf den Schwellen) knüpfen vielerorts noch an die Verhältnisse in der Obertrias an. Es existiert eine reiche, verstreute Literatur über diese, allerdings auch nicht unbestritten gebliebene Tatsache. So haben zu dieser sehr früh erkannten Erscheinung (D. STUR, 1871, S. 476 f.; G. GEYER, 1886, S. 233 ff.) in neuerer Zeit folgende Autoren weitere Beispiele erbracht: K. LEUCHS (1925 a, S. 247 ff.; 1926 b, S. 155), C. W. KOCKEL et al. (1931, S. 76 ff.), M. RICHTER (1937, S. 52), A. CUSTODIS et al. (1939, S. 422 und Abb. 16), H. SÄRCHINGER (1939, S. 398), E. KRAUS (1951, S. 220 ff., 227), A. TOLLMANN (1960 b, S. 85 f.; 1962 b, S. 496), F. FABRICIUS (1962, S. 314; 1966, S. 117), V. JACOBSSHAGEN (1965, S. 81 f. und Taf. 4 – besonders schön die Verbindung der Rhät-Lias-Schwellen und Tröge demonstrierend), D. BERNOULLI et al. (1970, S. 514) etc. – vgl. S. 474. Über manchen Riffkalk-Untiefen des Oberrhät läuft die Bildung heller massiger Kalke in den tieferen Lias weiter, wobei letztere als Hochfellnkalke bezeichnet werden bzw. der Gesamtkomplex dieser hellen Kalke als Rhätolias-Riffkalk im Sinne von F. FABRICIUS (1959, S. 546) bezeichnet werden könnte.

Paläotemperatur: Über den Rückgang der Temperatur an der Rhät-Liasgrenze als mögliche Ursache für Erliegen des Korallenwachstums haben auf Grund von Paläotemperaturmessungen in Obertrias und Lias F. FABRICIUS et al. (1970 a, S. 821; 1970 b, S. 587) berichtet, wobei allerdings auch bathymetrische Ursachen für den Temperaturrückgang verantwortlich sein können (vgl. S. 219, 278).

Folgende horizontale Fazieszonenverteilung der Liassedimente läßt sich in den Kalkalpen bei Abwicklung des Deckenbaues in großen Zügen erkennen.

a) Die Liasfleckenmergelzone am Nordrand, die mit unwahrscheinlicher Konstanz vom Ostende der Kalkalpen durch die Frankenfelsler und Ternberger Decke und nach tektonischer Unterbrechung im Mittelabschnitt der Kalkalpen weiter in der Allgäudecke in einem schmalen, tektonisch zugeschnittenen Streifen gegen Westen zieht und erst in den Allgäuer Alpen bei Zurückbleiben der Überlagerung der Lechtaldecke ihre große Breite erkennen läßt (Allgäuer Trog). Lokale flyschähnliche Ausbildung (westlich der Isar), lokales Auftreten von Kieselkalken, von sandigen Kalken und Gryphaeenkalken (Kalksburger Schichten bei Wien) geben der Zone eine weitere spezifische Note.

b) Nach Süden schließt in den Voralpen eine durch Vorherrschen von Hierlatzkalk oder Liasrotkalken gekennzeichnete Zone an, im Osten durch die Lunzer Decke und einen Teil des nördlichen Tirolikums repräsentiert (Wendelgupf bei Lilienfeld; Lunzer Voralpen – Faziesgliederung vgl. A. TOLLMANN, 1966 a, S. 146 f.; Erla-Kogel am Traunsee, Schafberggruppe). Im Westen ist diese Rotkalkzone im Stirngebiet der Lechtaldecke gelegen, wozu auch die Ammergauer, Vilser Alpen und der Falkensteinzug gehören, die bei Abwicklung weit hinter die breite, von Fleckenmergeln beherrschte Randzone zu liegen kommen. – Verfehlt ist die Auffassung von V. JACOBSSHAGEN (1965, S. 82), daß die in den Stirnschollen der Lechtaldecke herrschende Liasrotkalkfazies getrennten, jeweils autochthon in der Fleckenmergelbeckenentwicklung eingewurzelten Schwellen zugehöre („Hindenlanger Schwelle“ im Falkensteinzug, „Vilser Schwelle“ in den Vilsr Bergen) und daß die Deckenlehre diese Zonen wegen ihrer Ähnlichkeit zu einer Schwelle vereint hätten. Hiefür waren ja zunächst tektonische Beobachtungen entscheidend, die Faziesgemeinschaft der Schollen der Stirnregion in

der Lechtaldecke ist nur ein zusätzliches Merkmal. Um die Einheitlichkeit dieser auf die Deckschollen und Halbklippen verteilten Schwellenfazies zu verdeutlichen, wäre demnach statt der erwähnten Teilstückbezeichnung die zusammenfassende Bezeichnung *Pfrontener Schwelle* passender. Vor dieser Hauptschwelle aber lagen noch innerhalb der Allgäuer Beckenfazies, auf den tiefsten Lias beschränkt, Teilschwellen, so im Norden die Tannheimer Schwelle mit W-E-Verlauf südlich von Tannheim und besonders am Südrand des Allgäuer Troges und in den Aufschlüssen im Hornbachtal eine zweite, schon auf die folgende Lechtaler Stirnzone hinweisende Rotkalksedimentationszone im tieferen Lias. Diese Pfrontener Schwellenfazieszone ist reich differenziert und zeigt im Osten der Kalkalpen gegen Süden hin Übergänge in graue Hierlatzkalke und in Juraspatkalke, im Mittelabschnitt beiderseits des Innquertales auch eine starke Beteiligung von Fleckenmergel, ja auch von „Posidonienschiefern“, von Liasrotkieselkalcken und anderem.

c) Ganz im Westen schließt in der Lechtaldecke nochmals eine breite *Fleckenmergel-Trogzone* (Holzgau-Parseiertrog) an diese Schwellenfazies an.

d) In weiten Teilen der Kalkalpen kommt in der nun folgenden Längszone der *Adneterkalkbildung* s. l. erhöhte Bedeutung zu, und zwar angedeutet auf der Zürser Schwelle bei Zürs am Arlberg im Westen (K. KOCH & W. STENGERL, 1959, S. 187 und Taf. 1) in den Lechtaler Alpen, im Karwendel (R. ULRICH, 1960, S. 105), in der Kammerkehr- und Osterhorngruppe. Gegen Süden hin kann vielfach wiederum ein Rückgang der Bedeutung der Adneter Kalke bzw. der Rotfazies des Lias festgestellt werden (F. FABRICIUS, 1966, S. 114, Abb. 23).

e) Vom Land Salzburg an gegen Osten erscheint der Südteil der Kalkalpen auch nach Abwicklung des Deckenbaues in eine zum Teil eng gedrängte Folge von unregelmäßig verlaufenden *Trog- und Schwellenzonen* gegliedert, die sich zum guten Teil als triadisches Erbe erkennen lassen: Über den Kalkplateaustöcken des Tirolikums (Totes Gebirge, Warscheneck usw.) liegt ebenso wie über dem Hochjuvavikum (Dachsteindecke) Hierlatzkalk, oft tief in Spalten eingesedimentiert, über der mergelreichen Beckenfazies der Zlambachscholle und über Rhätmergel im allgemeinen folgt in der Regel Liasfleckenmergel, über der kalkigen Tiefschwellenfazies der Hallstätterzone (Rettenstein, Plassen) Adneter Lias und Fleckenmergel.

Dieser Überblick ist in Anbetracht des starken regionalen Wechsels im Liasfaziesmuster naturgemäß stark schematisiert. Vielfach treten die verschiedenen Liasfazies bereits profilmäßig übereinander auf, wie dies etwa in großräumigem Ausmaß eine schmale Adneterkalkplatte unter den Allgäuschichten in den Allgäuer und Lechtaler Alpen zeigt.

1. Allgäuschichten, Liasanteil („Liasfleckenmergel“) samt Konglomerat-Einschaltungen und Sachranger Schiefern

Begriffsprägung: C. W. GÜMBEL, 1856, S. 9.

Stratigraphische Reichweite der Allgäuschichten: Im Osten der Kalkalpen reicht die Fleckenmergelserie nur lokal und wenig über den Lias hinaus (Aalenien-Fleckenmergel der Frankenfesler Decke – F. TRAUTH, 1922, S. 160), im Westen

Abb. 173: Die Gliederung der Allgäuschichten in den Westlichen Kalkalpen nach ihrer optimalen Entwicklung in der Allgäuer Hauptmulde nach V. JACOBSHAGEN, 1965, S. 67, Tab. 2.

SCHICHTFOLGE		nachgewiesene Zonen	STUFEN
Hangendes: Radiolarite			(Untermalm)
		macrocephalus	Callovian
			Bathonian
			ob., mittl. [Baj. s. str.]
Oberste (z.T. Spatkalk-Schichten)	Jüngere	concauum	[Aalen]
Oberer		murchisonae	unt. Bajocian
Mittlere	Allgäu-	scissum	
	Schichten	opalinum	
Untere		jurense	ob.
Epsilon-Kalk	Mittlere Allgäu-Sch.	bifrons	unt. Toarcian
		falcifer	
obere		spinatum	
Stufenkalk			ob.
	Ältere Allgäu-Schichten	margaritatus	Pliensbachian
untere			
		davoei	
		ibex	unt.
		jamesoni	
		raricostatum	
		oxydatum	
		obtusum	
		turneri	
		semicostatum	
		bucklandi	
		angulata	
		spinorbis	
(Roter Unterlias-Kalk)			Sinemurian
Liegendes: Rhätoliaskalk od. Kössener Schichten			Rhät

-  Fleckenkalke
-  Kalke und Kieselkalke
-  Spatkalke
-  Hornsteine
-  Konglomerate
-  Mergel



Abb. 174: Die Älteren Allgäuschichten im Jochbachtal bei Hinterhornbach in Tirol.

steigt die Serie mit den Fleckenmergeln, hier als Allgäuschichten bezeichnet, über die Liasberggrenze bis in den mittleren Dogger, dem Ende des Bajocien empor (V. JACOBSHAGEN, 1965, S. 67), wenn man die Spatkalkschichten des höheren Dogger als selbständigen Komplex getrennt hält, bzw. reicht bis zum Ende des Doggers, wenn man diesen Komplex mit dazuschlägt.

Die lithologische Entwicklung zeigt in den östlichen und mittleren Kalkalpen im Lias mächtige, graue, gut geschichtete, zum Teil gefleckte mergelige Kalke und Mergel, wobei entweder eintönige Serien herrschen oder ein Wechsel von Kalken und mergeligen Lagen, gelegentlich auch von spongiennadelreichen Kieselkalklagen eintritt. In den westlichen Kalkalpen, wo die Serie genauer untersucht ist (J. SCHRÖDER, 1925; V. JACOBSHAGEN, 1958, 1964, 1965, 1966; W. BESLER, 1959; F. FABRICIUS, 1966), läßt sich in den Allgäuschichten eine weithin gut verfolgbare interne Gliederung erkennen, die innerhalb des Lias folgende Schichtglieder von Liegend gegen Hangend umfaßt (Abb. 173): Über dem schwächtigen roten Adnertkalk folgen die Älteren Allgäuschichten, die noch im Unterlias beginnen und in den obersten Mittellias (Domerien) emporreichen. Sie bestehen vorwiegend aus gut geschichteten, grauen Fleckenkalken, in die sich in bezeichnender Weise Mergelzwischenlagen mit allmählichem Übergang zur jeweils liegenden und hangenden Kalkbank einschalten – Abb. 174. Im tieferen Teil können gelegentlich Hornsteinschichten (Kieselspongielias), im mittleren Teil kann der dickbankige kieselige „Stufenkalk“ eingeschaltet sein. Die Mittleren Allgäuschichten, die den Hauptteil des Oberlias (Toarcien) repräsentieren, heben sich im Gelände deutlich durch ihre Beschaffenheit ab: Sie stellen weiche, dunkle, an Manganmineralien und Bitumen gelegent-

lich reiche Schiefer dar. Häufig tritt ein kalkiger Horizont, der sogenannte „Epsilon-kalk“, darin auf. Am Tennengebirgs-Nordrand ist die Ausbildung der Strubbergschiefer mit ihrem Manganreichtum, allerdings in den Dogger emporreichend, in manchem mit diesen Mittleren Allgäuschichten vergleichbar (vgl. H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952, S. 200). Von den Jüngeren Allgäuschichten gehört nur die untere Abteilung, lithologisch der zuvor genannten Serie gleichend, noch in den obersten Lias.

Sonderausbildungen: Neben dem erwähnten Epsilon-kalk stellen sich ziemlich selten Sandstein-Einlagerungen oder ein Sandgehalt in den Fleckenmergeln ein, am ehesten noch in der westlichen Region der Allgäuschichten, wie z. B. im Großen Walsertal (V. JACOBSHAGEN, 1965, S. 78, Taf. 5). Dabei handelt es sich um Quarzsand, nicht hingegen um Dolomitsand, der weithin in den faziell vielfach andersartigen zentralalpinen Liasschiefern vorhanden ist.

Etwas häufiger als Quarzpsammit-Einlagerungen sind in den Allgäuschichten der westlichen Kalkalpen konglomeratische und brekziöse Lagen (V. JACOBSHAGEN, 1965, S. 78 f.): **Polymikte Konglomerate** erscheinen mit Komponentendurchmessern bis zu 2 cm im allgemeinen nur in den Älteren Allgäuschichten. Eine Ausnahme bildet das berühmte Vorkommen an der Eisenspitze bei Flirsch in den Lechtaler Alpen. Entdeckt von O. AMPFERER (1908), zunächst als Gosau angesehen (O. AMPFERER, 1921 a, S. 9 f.), später neuerdings von diesem Autor studiert und als Gehängeverschüttung erklärt (1943, S. 83), hat sich diese Brekzie erst bei Untersuchung durch R. HUCKRIEDE (1959, S. 421 ff.) als Bestandteil der Allgäuschichten erwiesen, die hier in einer für die Kalkalpen einmaligen Art in ihrer unteren, mittleren und oberen Abteilung Brekzien in so beträchtlicher Mächtigkeit mit oft bis mehreren Metern großen Komponenten enthalten, wie man sie sonst nur aus der zentralalpinen Fazies gewohnt ist. Auch Olistholithe aus bis zu 1000 m³ großen Rhätolias-Riffkalkblöcken sind am Aufbau dieser Eisenspitzebrekzie beteiligt (J. WESTRUP, 1970, S. 33). Der Begriff ist von O. AMPFERER, 1921 a, S. 2, geprägt worden.

Sachranger Schiefer: Eine weitere Sonderausbildung der Allgäuschichten repräsentiert der häufig als „Lias-Posidonienschiefer“ bezeichnete Horizont. Durch die Revision des namengebenden Fossils sollte man sie übrigens trotz der Fixierung des alten Namens in der ja nicht den Anforderungen der stratigraphischen Nomenklatur entsprechenden Schichtbezeichnung heute eigentlich als „Lias-Bositraschiefer“, besser noch aber nach ihrem typischen Vorkommen in den Sachranger Bergen als „Sachranger Schiefer“ nov. nom. bezeichnen. Diese dunkelbraunen, bituminösen, feinblättrigen, etwas sandigen Mergelschiefer mit „*Posidonia bronni* VOLTZ“ wurden mit Mächtigkeiten von 20 m und mehr aus dem Bereich der Lechtaldecke beiderseits des Innquertales, besonders aus den Sachranger Bergen, aber auch aus etlichen anderen Abschnitten der Bayrischen Voralpen bis hinüber zum Westrand bei Hindelang gemeldet (J. SCHRÖDER, 1925, S. 223; W. SCHOTTLER, 1934, S. 76; O. GANSS, 1951, S. 208; W. BESLER, 1959, S. 437 etc.). Sie stellen eine Sonderfazies des Lias ϵ innerhalb der Allgäuschichten dar und spiegeln einen gewissen außeralpinen Einfluß wider. Die Differentialdiagnose muß bei den Sachranger Schiefer gegenüber den Allgäuschichten den feinblättrigen und feinsandigen Charakter der Mergelschiefer sowie ihren spezifischen Fossilgehalt festhalten. Als Typlokalität dieser Schichten sei nach der ein-

gehenden Beschreibung von W. SCHOTTLER (1934, S. 75) der Grabenaufschluß in der Einöde Stein bei Sachrang in Bayern gewählt, wo übrigens auch in nächster Nähe der erste Nachweis von Lias-Posidonienschiefen in den Alpen von M. SCHLOSSER (1909) erbracht worden ist.

Ferner sind submarine Gleitfaltungen, Geröllmergel und Rutschkonglomerate in den Lias-Fleckenkalken weit verbreitet und wurden früher vielfach zu Unrecht (W. VORTISCH seit 1931) als tektonische Falten und Brekzien gedeutet (vgl. D. BERNOULLI et al., 1970, S. 511).

Die größten Mächtigkeiten der Liasfleckenmergelerde werden in den westlichen Kalkalpen erreicht, wo das absolute Maximum in der Allgäuer Hauptmulde der Allgäudecke liegt. Der Maximalbetrag des Liasanteiles beläuft sich dort auf 1300 m, der Gesamtbetrag der Allgäuschichten liegt bei 1580 m (V. JACOBHAGEN, 1958, S. 223). Das bedeutet, daß die Sedimentationsgeschwindigkeit, die vom unteren Lias bis zum oberen bedeutend zunahm (Oberpliensbachien allein bis 1000 m mächtig – V. JACOBHAGEN, 1966, S. 325), im Dogger wiederum rasch zurücksank. Die Mächtigkeitsverhältnisse im westlichen Teil der Kalkalpen sind bei V. JACOBHAGEN (1965, Taf. 1–3) auf einer Isopachen-Karte dargestellt, allerdings gibt die Nichtabwicklung der hier bedeutenden Überschiebungen ein unrichtiges Bild von den einstigen Trogachsen.

Die Anreicherung von Mangan und Bitumen im oberliassischen Schiefer: Die auffällige Anreicherung von Mangan in den Schiefen des oberen Toarcien hat bis zur bergbaulichen Ausbeutung der Manganschiefer in den westlichen Kalkalpen von den Lechtaler Alpen über Karwendel bis in das Tennengebirge geführt (Verbreitungsskizze bei K. GERMANN, 1972, S. 126, Abb. 1). In eingehenden mineralogischen Untersuchungen dieser Lagerstätten hat K. GERMANN (1972, S. 129 ff.; 1973, S. 129 ff.) gezeigt, daß es sich bei den Manganmineralien vorwiegend um Mangankarbonat und untergeordnet um Braunit und Pyrolusit handelt. Durch die Assoziation mit Seladonit führenden Tuffen rechnet er diese Manganschiefer zu den vulkanogen-sedimentären Lagerstätten. Weitere spezielle Studien über die Manganschiefer des Oberlias liegen in den Arbeiten von K. LECHNER & B. PLÖCHINGER (1956), H. GRUS (1958; 1969) und von K. GERMANN & F. WALDVOGEL (1971) vor – vgl. ferner die Literatur hierüber bei K. GERMANN, 1972. Über die Art der Anreicherung des Bitumens in diesen Manganschiefern, die bis zur Bildung von Ölschieferlagerstätten wie jene von Bächental NW vom Achensee führt, hat P. BITTERLI (1962, S. 409 ff.) berichtet.

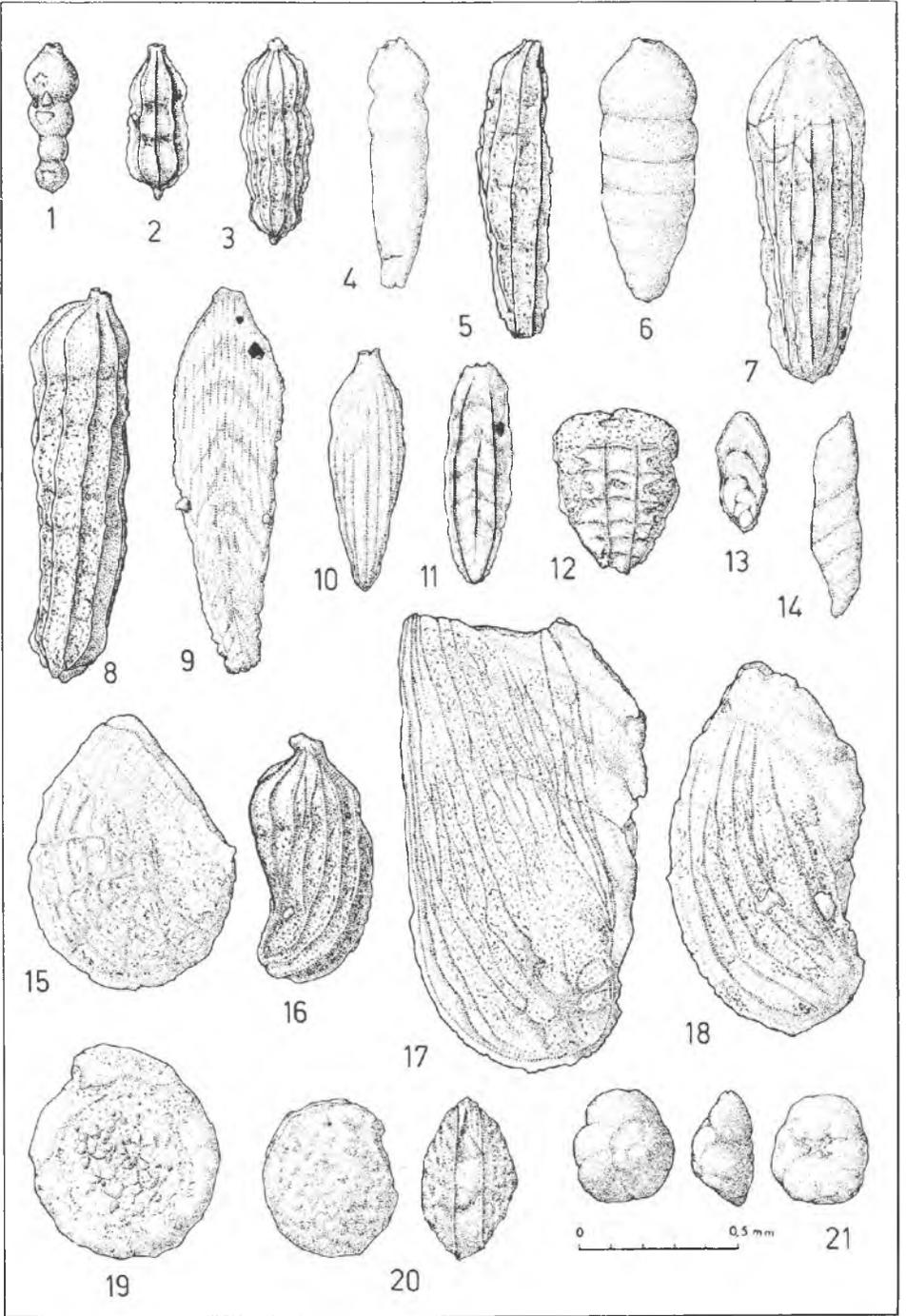
Ab lagerungsbedingungen: Die Fleckenmergelerde stellt die tiefjurassische Beckenfazies dar und stammt entweder aus tiefneritischem Bereich (V. JACOBHAGEN, 1965, S. 80), also noch tieferem Flachmeer, oder doch, wie früher allgemein angenommen, aus bathyalen See mit einigen hundert Metern Tiefe, wie auch heute wiederum zum Teil gefolgert wird (D. BERNOULLI & H. JENKYN, 1970, S. 516). Durch die rasche Sedimentationsgeschwindigkeit im Stillwasserbereich kam es (F. FABRICIUS, 1960, S. 104; 1962, S. 313; 1966, S. 65) zur reichlichen Einbettung unverwesteter Organismen im Sediment, die darin unter H_2S -Produktion zersetzt worden waren. So entstanden die sulfidisch pigmentierten pyritreichen Grausedimente, während bei langsamer Sedimentation auf Schwellen die eisenoxydisch pigmentierten Rotsedimente (Mergel und Kalke) des Lias zur Bildung gelangten. Die Mangan- und Bitumenschiefer des Oberlias sind ausgesprochene Sapropelite auf schlecht durchlüftetem Meeresboden.

Mehr noch als die Sedimentationsgeschwindigkeit ist aber nach V. JACOBSHAGEN die mangelnde Sauerstoffzufuhr am Meeresboden für die dunkle Färbung der Allgäuschichten verantwortlich, da diese dunklen Tone auch bei Mangelsedimentation anhalten.

Makrofossilien: Die Makrofossilführung ist im Liasfleckenmergel grundsätzlich jener des gleichaltrigen Rotkalkes vergleichbar, nur ärmer entwickelt. Die meisten Zonen des Lias sind aber auch in den Fleckenmergeln durch Ammoniten nachweisbar (vgl. E. BÖSE, 1894 a, S. 711 ff.; 1894 b, S. 17 f.). Im unteren Hettang ist das Niveau mit *Psiloceras calliphyllum* NEUMAYR nur selten belegt (F. WÄHNER, 1886, S. 169), das obere Hettang mit *Psiloceras rahana* WÄHNER – unten – und *Schlotheimia marmorea* (OPPEL) – oben – ist vielfach erfaßt. Eine reiche Fauna des Hettang führte L. NÖTH (1926, S. 444 f.) aus kalkigen Allgäuschichten des Hochfelln-Gebietes an. Vom Sinemur sind von seinen basalen Zonen mit den Leitammoniten *Arietites bucklandi* (Sow.) und *Arnioceras semicostatatum* (Y. & B.) aufwärts alle Zonen belegt. Diese Stufe zeigt in den westlichen Kalkalpen noch einen starken epikontinentalen Fauneneinschlag. Über den Mittellias reichen die Belege vom basalen Pliensbach-Zonenfossil *Uptonia jamesoni* (Sow.) an über den obersten Leithorizont des Pliensbach mit *Amaltheus (Pleuroceras) spinatum* (BRUG.) mit seinem auch im Westen wiederum typischen mediterranen Faunencharakter bis zum allerdings wesentlich fossilärmeren Oberlias mit *Harpoceras falcifer* (Sow.) und *Hildoceras bifrons* (BRUG.) an – vgl. F. HAHN (1911, S. 572), J. SCHRÖDER (1925, S. 228 ff.; 1927), R. v. KLEBELSBERG (1935, S. 78), H. SÄRCHINGER (1939, S. 379 ff.), W. BESLER (1959, S. 409 ff.), H. HÖLDER (1964, S. 369 ff.), V. JACOBSHAGEN (1964, S. 306; 1965, S. 63 ff.) etc. Der Hauptteil der Ammonitenfauna der Allgäuschichten zeigt mediterranen Charakter (38 Prozent), der Bestand an mitteleuropäischen Arten aber beträgt immerhin noch 22 Prozent (J. SCHRÖDER, 1925; 1927). Dabei wird der Höhepunkt an mediterranen Arten im Domerien erreicht. In den kalkigen Lagen im tieferen Lias treten Brachiopoden, Ostreen und in der Nordrandzone der Allgäudecke *Gryphaea (Liogryphaea) arcuata* LAM. auf. Ichthyosaurierfunde sind auch im alpinen Lias (Fleckenmergel) getätigt worden, so etwa in der Glaserbachklamm bei Salzburg (R. JANCIK, 1972).

Die Bildung der dunklen Flecken des Fleckenmergels, die durch Pyritanreicherungen und Bitumen verursacht sind, gehen aus Kotfüllungen in Freß- und Wohnbauten von marinen Anneliden hervor (V. JACOBSHAGEN, 1965, S. 73), wobei manchmal noch die Ringsegmente der Wurmröhren erhalten sein können, wie der Verfasser in den Vilser Alpen beobachtete und auch O. GANSS (1951, S. 208) beschrieben hat. Auch andere Lebensspuren wie *Zoophycus = Taonurus* etc., auf Tiefwasser hindeutend, sind bekannt geworden.

Die Mikrofossilführung der Liasfleckenmergel ist noch nicht systematisch untersucht. Neben fossilarmen, gelegentlich nur massenhaft Spongiennadeln oder Radiolarien führenden Tonmergeln, wie sie besonders in den mächtigen Serien der westlichen Nordkalkalpen auftreten, stellen sich andernorts – besonders z. B. in den Allgäuschichten der Hallstätter Zone – an Foraminiferen und Ostracoden reiche Assoziationen ein. Die Foraminiferenfauna wird meist durch überwiegend aus dem außeralpinen Lias bekannte Arten wie *Involutina liassica* (JONES), *Ammodiscus infimus* (STRICKLAND) etc. und besonders reichlich durch Nodosariiden (B. PLÖCHINGER, 1963 a, S. 60; W. MEDWENITSCH, 1963 a, Taf. 4; F. FABRICIUS, 1966, S. 71, 83, 87, 95; W. FUCHS, 1970;



W. SCHÖLLNBERGER, 1974, S. 130), repräsentiert – Abb. 175. Unter den Ostracoden stehen die beiden alpinen Arten *Ptychobairdia schaubergeri* KOLLM. und *Anisobairdia salisburgensis* KOLLM. hervor, die bereits seit oberstem Rhät bekannt, aber für den Lias besonders bezeichnend sind (K. KOLLMANN, 1963, S. 139). Die durch Schalenwülste markierte Art *Bairdiolites gracilis* KRISTAN-TOLLM. (1970 a, S. 281 f.) sowie *Hiatobairdia alata* KRISTAN-TOLLM. (1971 c, S. 68) sind aus dem Fleckenmergel des Salzkammergutes aus Lias α beschrieben. Auch außeralpine Ostracodenarten wie *Bairdia fortis* DREXLER, *Hungarella hagenowi* DREXLER sind nachgewiesen (H. JURGAN, 1969, S. 472). Holothuriensklerite sind selten (E. KRISTAN-TOLLM., 1973 d, S. 129). Die Sporeneleitformen in Liasschiefern sind von W. KLAUS bei G. ROSENBERG (1966, Taf. 1) zusammengestellt. Nannosphären in gesteinsbildendem Ausmaß, die aber eventuell als Coccolithophoriden anzusehen wären, erwähnt K. DOBEN (1970 a, S. 173 ff.) aus dem Liasfleckenkalk bei Ruhpolding.

2. Kalksburger Schichten

Begriffsprägung: P. SOLOMONICA, 1935, S. 24.

Ausbildung, Fauna, Alter: Unter Kalksburger Schichten versteht man nach P. SOLOMONICA dunkelbraungraue kalkreiche (Cardinien-)Mergel und Kalke, die auf Grund einer Fauna mit *Psiloceras johnstoni* Sow., *P. planorbis* Sow.) und zahlreichen Cardinienarten im Unteren Hettang ansetzen sowie einen jüngeren, in das Untere Sinemur emporreichenden Anteil aus bläulichen Kalken und Mürbsandsteinen mit Rippelmarken und Lebensspuren (B. PLÖCHINGER, 1960, S. 60) sowie Ostreen-sandkalk mit *Gryphaea (Liogryphaea) arcuata* LAMARCK, *Plicatula hettangensis* TERQUEM etc. umfassen (G. ROSENBERG, 1965 b, S. 125; 1966, Taf. 2). Diese tiefliassischen Schichten sind ein Charaktergestein der nordöstlichen Kalkalpenrandzone, und zwar der Frankenfesler Decke im Wiener Raum (G. ROSENBERG, 1954, S. 21) und lassen sich auch in der Waidhofener Gegend in Niederösterreich wiederfinden (F. TRAUTH, 1954, S. 93). Meist liegen sie stratigraphisch zwischen den Kieselkalken und den höherliassischen Fleckenmergeln der Frankenfesler Decke.

Während vielfach die Meinung vertreten wird, daß die Kalksburger Schichten einfach mit den bei F. TRAUTH (1909) so eingehend lithologisch und paläontologisch analysierten Grestener Schichten F. HAUER (1853, S. 739) der helvetischen Zone zu identifizieren seien (G. ROSENBERG, 1965, S. 125), hat schon der Autor des Begriffes „Kalks-

Abb. 175: Charakteristische Foraminiferen aus dem kalkalpinen tieferen Lias von Hornstein in Nd.-Öst. Die vorwiegend für den Lias bezeichnenden abgebildeten Arten reichen teilweise doch beiderseits über die Liasserie hinaus. Nach W. FUCHS (1970), taxonomisch revidiert. — Fig. 1: *Nodosaria nitidana* BRAND; Fig. 2: *N. dispar* FRANKE; Fig. 3: *N. metensis robusta* BARNARD; Fig. 4: *Dentalina arbuscula* TERQUEM; Fig. 5: *D. matutina* ORBIGNY; Fig. 6: *Rectoglandulina pupoides* (BORNEM.); Fig. 7: *R. multicostata* (BORNEM.); Fig. 8: *Marginulina prima* d'ORBIGNY; Fig. 9: *Frondicularia polylineata* KRISTAN-TOLLM.; Fig. 10: *F. sulcata* BORNEM.; Fig. 11: *Lingulina tenera* BORNEM.; Fig. 12: *L. testudinaria* FRANKE; Fig. 13: *Berthelinella virgata* (FUCHS); Fig. 14: *Vaginulina constricta* (TERQUEM & BERTHELIN); Fig. 15: *Lenticulina (Lenticulina) d'orbigny* (ROEMER); Fig. 16: *L. (Marginulinopsis) radiata* (TERQUEM); Fig. 17: *L. (Planularia) arietis* (ISSLER); Fig. 18: *L. (Planularia) inaequistriata* (TERQUEM); Fig. 19: *Involuntina liassica* (JONES); Fig. 20: *I. turgida* KRISTAN; Fig. 21: *Reinholdella dreheri* (BARTENST.).

burger Schichten“ zu Recht darauf verwiesen, „daß sie sich von der Ausbildung der eigentlichen Grestener Schichten sehr wesentlich entfernen“ (P. SOLOMONICA, 1935, S. 25). Letztere führen als Leitgesteine grobe, helle, feldspatreiche Arkosen und Kohlschiefer (G. WESSELY, 1967, S. 45). Die Gleichsetzung von bestimmten „Kalksburger Schichten“ der Kalkalpen mit den Grestener Schichten mag auch darauf zurückzuführen sein, daß in den Kalkalpen in Schürflingsfenstern auftretende grestenerartige Typen vielleicht tatsächlich Grestener Schürflinge des helvetisch-pienidischen tektonischen Untergrundes darstellen, wie G. WESSELY am Beispiel des mikrofossilreichen Schürflings mit 100 m mächtigem sandig-mergeligem Lias von Groisbach bei Alland in Niederösterreich behauptet (1967, S. 46), der allerdings auf der anderen Seite von der Frankenfeser Decke abgeleitet worden ist (G. HERTWECK, 1961, S. 69).

Varietäten der Kalksburger Schichten:

A. Als Plagiostomenkalke werden von B. PLÖCHINGER (1973, S. 30) die hell- bis dunkelgrauen, sandig-spätigen, glauconitreichen, *Lima (Plagiostoma)* führenden Kalke des Osterhorn-Tirolikums bezeichnet.

B. Als eine gewisse Varietät der Kalksburger Schichten hat G. ROSENBERG (1966, Taf. 2) die Garlandschichten in der sandig-tonigen Entwicklung des Unterlias angeführt; F. TRAUTH (1954, S. 93) verglich mit den Garlandschichten rauhe, leicht verkieselte Liaskalke. Da aber der Begriff der Garlandschichten (G. WINKLER, 1886, S. 2) durch eine irrtümliche Beurteilung oberrhätischer Kalke und einer fehlerhaften Aufsammlung von Fossilien aus verschiedenen Horizonten des Rhät und Lias beruht, ist dieser Schichtname hinfällig (vgl. S. 265). An der Typlokalität der Garlandschichten handelt es sich nur um etwas vermergelte Oberrhätkalke.

3. Kirchsteinkalk (Liaskieselkalk)

Begriff: Neuprägung.

Lithologie: Die früher häufig unter der Bezeichnung Liaskieselkalk erwähnten Gesteine stellen dunkle, bläuliche, oft fast schwarze, selten auch rötliche, sehr harte, kieselreiche, gut geschichtete bis plattige, gebankte Kalke dar, die gelegentlich von reinen Hornsteinlagen und auch Kieselknollenlagen durchsetzt sind, häufig aber auch mit dunklen Tonschiefer- oder Mergellagen wechsellagern. Nur ausnahmsweise treten auch helle Farbtöne wie hellgrau bis weiß in den Kieselkalcken auf (F. FINKELSTEIN, 1889, S. 47). Der Gehalt an terrigenen Quarzen ist äußerst gering, Glaukonit konnte mehrfach nachgewiesen werden (F. FABRICIUS, 1966, S. 46, Schliffphoto Taf. 27).

Bezeichnung: Die Kieselkalke des Lias scheinen in der Literatur unter verschiedenen Bezeichnungen wie Spongienlias, Spongienkieselkalk, Liasspongienkalk, Liaskieselkalk, Liasspongit auf. Der Normaltypus der dunklen, grauen Kieselkalke hat noch keinen spezifischen stratigraphischen Namen. Man könnte zur präziseren Fassung hierfür die Bezeichnung Kirchsteinkalk nach der für die Ausbildung typischen, von A. SÄRCHINGER (1939, S. 388 ff.) gut studierten Lokalität Kirchstein, 6,5 km WSW Lenggries/Isar, in der Nordrandzone der Lechtaldecke wählen. Dabei möge der Name alle lithologisch äquivalenten Bildungen in verschiedenen Niveaus des Lias umfassen. Die seltener auftretende rote Variante der Liaskieselkalke hat ja bereits seit K. OSSWALD

(1925, S. 133) nach ihrer typischen Entfaltung im Bereich der Rotwand in der Lechtaldecke SE vom Tegernsee den Namen „Rotwandfazies“ erhalten, der allerdings besser in *Rotwandschichten* umzuwandeln ist. Diese rote Variante ist dort übrigens durch eine Fauna mit *Schlotheimia marmorea* OPPEL als oberes Hettang, Lias $\alpha 2$ eingestuft.

Bildungsbedingungen: Bei etwas geringerer Meerestiefe und besserer Durchlüftung als im Fleckenmergelmilieu sowie bei Stillwassercharakter entwickelte sich im Lias des voralpinen Faziesraumes gleichsam als Zwischenglied zwischen Fleckenmergel und Hierlatzkalk der Typus des Kirchsteinkalkes. Die Kieselsäure entstammt fast ausschließlich den Kieselschwammnadeln, die entweder noch im ursprünglichen Zustand erhalten sein können (Spongite), oder es ist das gesamte Gestein durch Umlagerung der Kieselsäure einheitlich verkieselt (Kieselkalk) –Abb. 176.

Vorkommen: Diese Kieselkalkfazies ist einerseits im tieferen Lias des Ostteiles der Frankfurter Decke mächtig und weit verbreitet, so daß man von einer eigenen „Kieselkalkzone“ innerhalb dieser Decke sprach. Im Mittelabschnitt der Kalkalpen sind die Spongien-Kalke in der Schafberggruppe, wo sie 150 m Mächtigkeit erreichen, genau studiert (E. DUNIKOWSKI, 1882; E. SPENGLER, 1911 a, S. 193 f.), ferner etwa in der Hochkaltergruppe neu untersucht (W. BARTH, 1968, S. 145 f.). Andererseits tritt die liassische Kieselkalkentwicklung weithin in der Allgäu- und Lechtaldecke in den westlichen Kalkalpen auf, hier nicht so an den Nordrand der Kalkalpen gebunden wie im

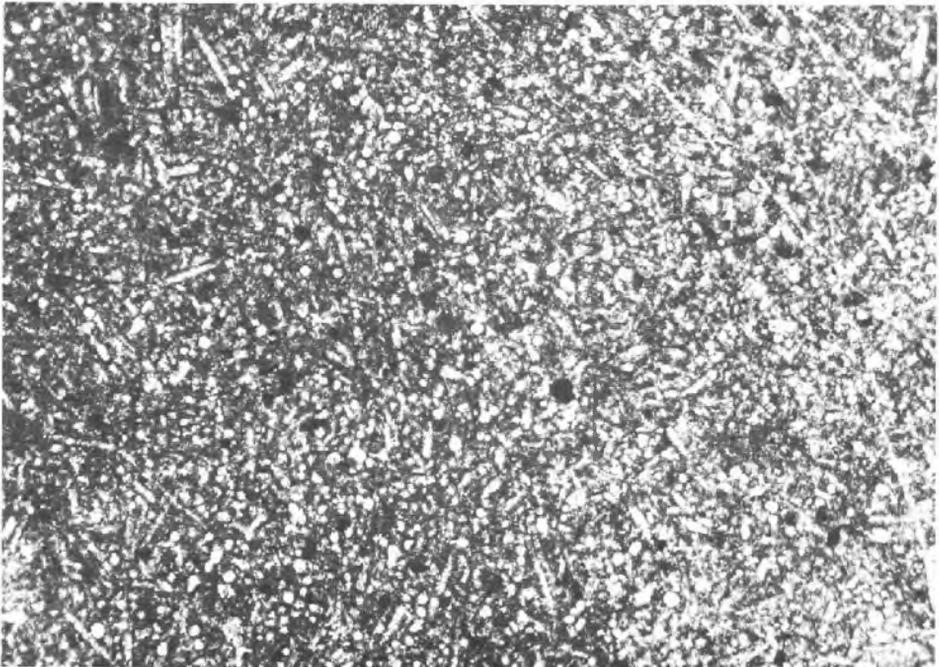


Abb. 176: Liasspongite (Kirchsteinkalk) aus der Frankfurter Decke SW Kaltenleutgeben bei Wien mit massenhaft Schwammnadeln. Bildausschnitt 11 mm Länge.

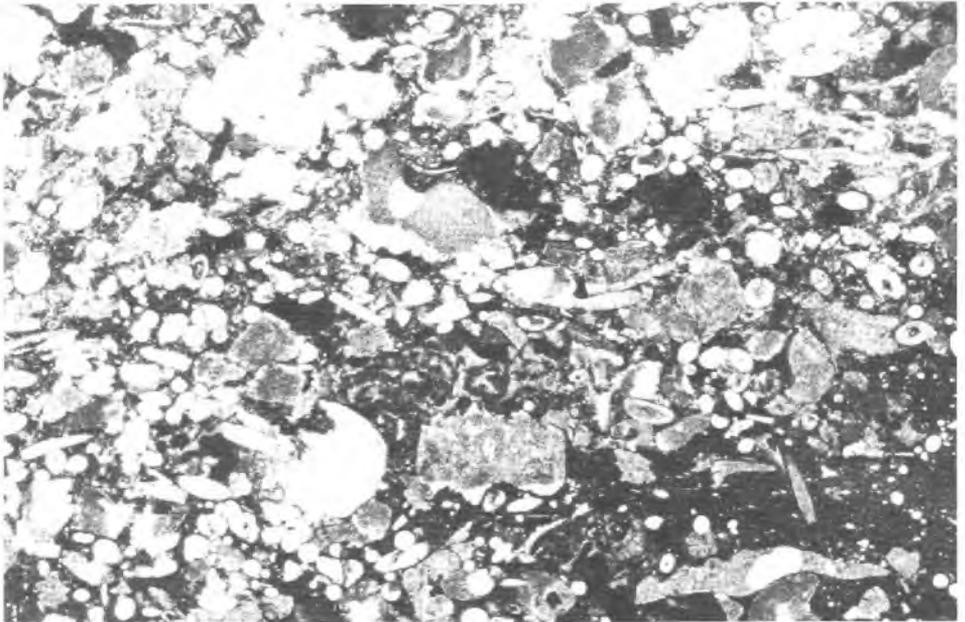


Abb. 177: Kirchsteinkalk mit reichlich Kieselnadeln und Echinodermengrus. Partie im Fleckenmergel des Sandling, NW Aussee, Steiermark. Bildausschnitt 11 mm Länge.

Osten – R. v. KLEBELSBERG (1935, S. 79 f.), V. JACOBSHAGEN (1965, S. 76, Taf. 4–6), W. ZACHER (1966, S. 51), F. FABRICIUS (1966, S. 46; 1968, S. 248, Abb. 2).

Die Mächtigkeit der Kieselkalke beträgt im Durchschnitt in den erwähnten Gebieten etliche Zehnermeter bis 100 m und mehr. Bei einer Teilung in einen tief- und hochliassischen Horizont, wie z. B. im Benediktenwandgebiet westlich der Isar, hat der tiefere Horizont bis 30 m, der obere 40 m bis 70 m oder maximal 100 m Mächtigkeit (H. SÄRCHINGER, 1939, S. 389, 394). Im Tirolikum der Schafberggruppe am Wolfgangsee stellt sich eine Mächtigkeit von 150 m bis 200 m ein (B. PLÖCHINGER, 1973, S. 28).

Horizontierung und Fauna: Die Fauna der Kieselkalke der Randzone ist meist gering. Echinodermen stellen noch das häufigste Element der Makrofauna dar – Abb. 177. Gelegentlich trifft man, besonders im Hochbajuvarikum und im Tirolikum im Kieselkalk Brachiopoden (A. BITTNER, 1894 d, S. 137), vereinzelt auch Ammoniten an, die dann eine genaue Einstufung ermöglichen. Der Schwerpunkt der dunklen Kieselkalkentfaltung liegt zweifellos im unteren Lias. Als Beispiel hierfür seien etwa die Unterlias-Ammoniten aus dem Ammergebirge (Ch. KUHNERT, 1967 b, S. 31), die Brachiopodenfaunen und die Funde von *Schlotheimia marmorea* (OPPEL) und *Schl. donar* WÄHNER des Oberhettang, Lias α 2, aus der Lechtaldecke des Hochfellngebietes in den Chiemgauer Alpen (F. F. HAHN, 1914, S. 118; L. NÖTH, 1926, S. 454) oder die Fauna mit *Schlotheimia polyptycha* LANGE, *Nannobelus acutus* (MILLER), *Spiriferina alpina* OPPEL etc. aus der Hochlerchmulde östlich von Marquartstein in den Chiemgauer Alpen, die Hettang bis Untersinemur anzeigt (A. MATHUR, 1973, S. 200 f.), erwähnt. Auf Oberhettang weist der Fund von *Schlotheimia angulata* (SCHLOTH.) im Benediktenwandgebiet

westlich der Isar hin (vgl. H. SÄRCHINGER, 1939, S. 394). Die gleiche Art wurde auch aus den Unterliasfaunen des Kieselkalkes der Schafberggruppe in Oberösterreich bekannt (E. SPENGLER, 1911, S. 196 f.; B. PLÖCHINGER, 1973, S. 29).

Kieselkalke werden aber ebenso vom Mittellias angeführt, so z. B. durch E. DACQUE, 1912, S. 26: Lias γ mit *Paltopleuroceras costatus* (REIN.) vom Spitzingsee in den Schlierseer Bergen, von B. PLÖCHINGER (1973, S. 29) vom Schafberg am Wolfgangsee und schließlich auch vom Oberlias gemeldet, z. B. durch A. DHEIN (1944, S. 193 f.): Unteres Toarc, Lias ϵ , mit *Phylloceras nilssoni* HEB. des Hochgern-Gebietes in der Lechtaldecke der Chiemgauer Alpen.

Die Mikrofauna ist fast stets arm an Foraminiferen, führt jedoch reichlich Schwammnadeln von Monactinelliden, Tetractinelliden und Hexactinelliden sowie seltener Radiolarien, darunter nur lokal massenhaft Arten von *Cenosphaera*, *Staurosphaera* und *Staurodoras* (E. v. DUNIKOWSKI, 1882). Die Nadeln der Kieselschwämme sind Hauptlieferanten des hohen Kieselgehaltes dieser Schichten. Aus mergeligen Lagen vergleichbarer Kiesel- und Fleckenkalke des Lias der Hochkaltergruppe gab W. BARTH (1968, S. 145) eine etwas umfangreichere Foraminiferen- und Ostracodenfauna an.

Eine lokale Varietät in Form der rot gefärbten Spongite im Bereich der Südmulde des Bayrischen Synklinoriums westlich vom Unterinntal wurde, wie erwähnt, als „Rotwandfazies“ bezeichnet (vgl. F. FABRICIUS, 1966, S. 85). Auch im Salzburgerischen können rote Kieselschiefer im Lias auftreten (W. DEL-NEGRO, 1950, S. 47).

4. Scheibelbergkalk (Liashornsteinknollenkalk)

Begriffsprägung: R. GARRISON, 1964, S. 46.

Lithologie: Die Scheibelbergkalke bilden gut geschichtete bis dickbankige, häufig auch knollig bis schichtig ausgebildete, hornsteinknollenreiche, Chondriten führende graue Kalke (Calcilutite) – Abb. 178. Sie treten im gleichen Faziesgroßraum wie die zuvor erwähnten, lithologisch aber durchaus abtrennbaren Kieselkalke auf. Beim Scheibelbergkalk hat sich die Kieselsäure bereits zu Hornsteinknollen konzentriert (F. FABRICIUS, 1966, S. 46).

Vorkommen: In dem Gebiet der Kammerkehrgruppe im Unkenener Raum in Tirol hat R. GARRISON (1964, S. 57) gezeigt, daß diese Liashornsteinknollenkalk, denen er nach dem Scheibelberg 5 km N Waidring in Tirol den Namen Scheibelbergsschichten gab, vornehmlich über der Bankfazies des Rhät, den Kössener Schichten aufsetzen, während über dem oberrhätischen Riffkalk gleichzeitig Adneter Schichten zur Ausbildung gelangt sind. Gleiches gilt für den Scheibelbergkalk im NW der Osterhorngruppe bei Glasenbach SE Salzburg (D. BERNOULLI & H. JENKINS, 1970, S. 507, 514).

Im Osten erscheint ein den Scheibelbergkalk vertretender, zum Teil ebenflächiger Lias-Hornsteinknollenkalk, ähnlich den Kieselkalcken, wiederum im Bereich des Bajuvarikums, hier aber besonders im mittleren bis höheren Lias, über Fleckenmergel aufsetzend (B. PLÖCHINGER, 1960, S. 62) – Abb. 179. Dem Scheibelbergkalk analoge Hornsteinknollenkalk des Lias sind z. B. auch aus den westlichen Lechtaler Alpen und dem Spullerseegebiet bekannt, dort zuletzt von W. HELMCKE (1969, S. 54) unter der Bezeichnung „hornsteinreiche Allgäuschichten“ beschrieben und im Hangenden als oberstes Sinemur abgegrenzt. Eine Vertretung des Rhät durch diese Kalke, wie J. WESTRUP (1970, S. 29) aus den Lechtaler Alpen andeutet, ist nicht wahrscheinlich.



Abb. 178: Scheibelbergkalk in der Typusregion des Unkeners Raumes, Unkenbachtal in Tirol.

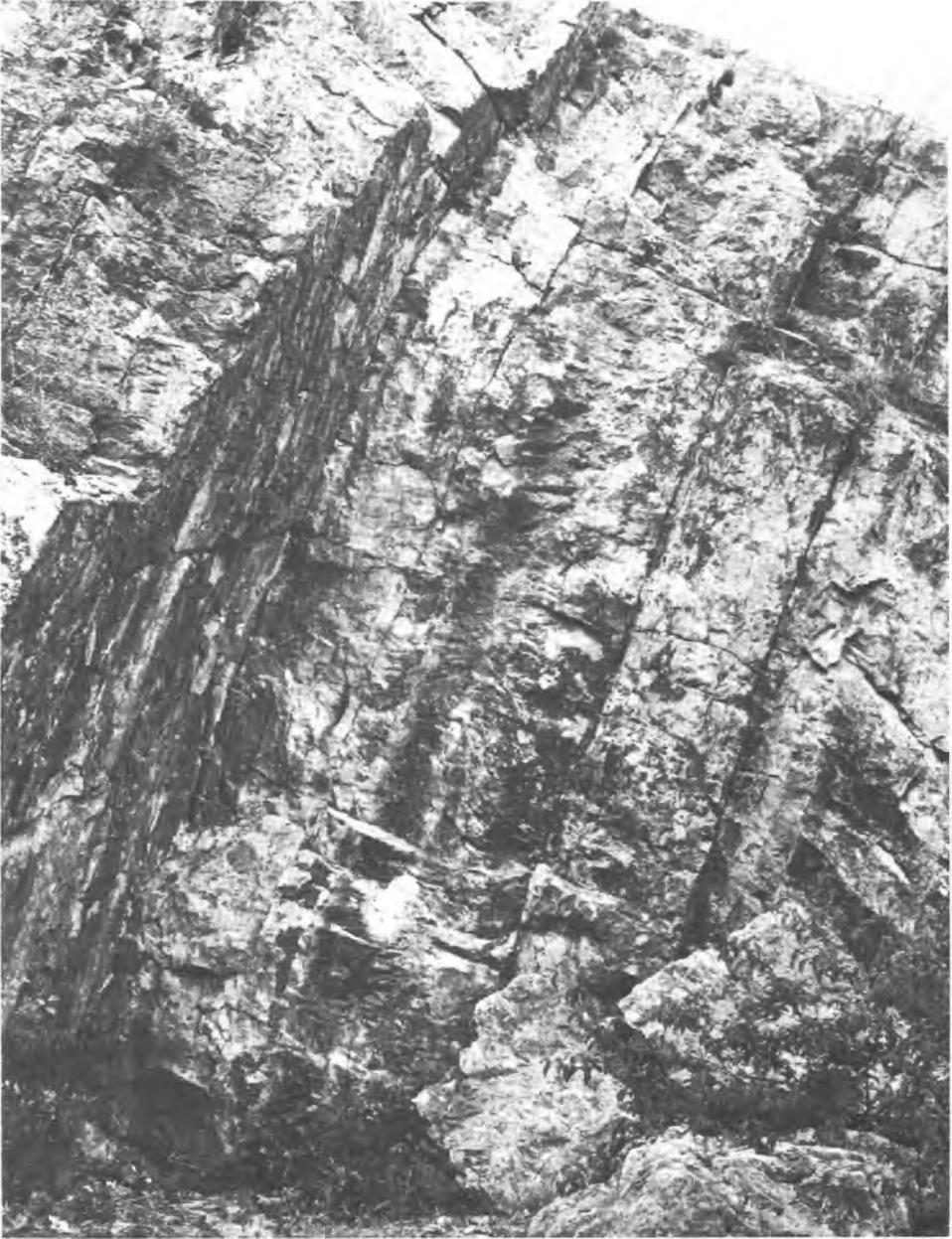


Abb. 179: Dickbankiger Liashornsteinkalk bei Alland in Nd.-Öst.

Die Mächtigkeit der hornsteinführenden grauen Knollenkalke mit dünnen Schieferzwisehenlagen beträgt an der Typlokalität bis 30 m; bei Glasenbach in Salzburg sind fast 100 m Mächtigkeit erschlossen, wobei aber die Basis dort nicht sichtbar ist und der Kalk gegen oben in einen Fleckenkalk übergeht.

Altersmäßig sind die Scheibelbergkalke der Kammerkehrgruppe in das Ober-Hettang bis unterste Toarc eingestuft, in der Osterhorngruppe als Hettang (*Schlotheimia angulata* [SCHLOTH.] nach B. PLÖCHINGER, 1973, S. 29) bis Sinemur angegeben.

Die Mikrofaua wird beherrscht von Schwammnadeln und Radiolarien. Foraminiferen treten stark zurück. Im Nannoplankton bildet *Schizosphaerella* DEFLANDRE & DANGEARD – ein nur aus Lias bis Dogger bekanntes Element unbekannter systematischer Stellung – eine bereits gesteinsbildend wirksame Komponente (D. BERNOULLI et al., 1970, S. 510).

5. Adneter Kalk

Begriffsprägung: „Adnether Schichten“ von F. HAUER, 1853, S. 745.

Die Bezeichnung „Adnether Marmor“ ist älter, z. B. bei M. LIPOLD, 1851, S. 113, verwendet.

Lithologie: Adneter Kalke sind rote, oft cephalopodenreiche, lutitische Kalke mit unebener Schichtung bis knolliger Ausbildung und tonigem Zwischenmittel. Mergelreiche Typen leiten zu den roten bis bunten Lias-Cephalopodenmergel (Adneter Mergel, siehe unten) über (R. ULRICH, 1960, S. 106). Typische Schliffbilder zur Mikrofazies des Adneter Kalkes findet man bei F. FABRICIUS (1966, Taf. 23 f.) und A. PAPP & K. TURNOVSKY, 1970, Taf. 33–37.

Die stratigraphische Beschreibung der Serie der Typlokalität Adnet bei Salzburg gibt J. WENDT (1971, S. 109 ff.). Hier folgt über der Schichtlücke der *Planorbis-Calliphyllyum*-Zone an der Liasbasis im Schwellenbereich der rhätischen, als „Tropfmarmor“ bezeichneten roten Korallenkalke bzw. über einigen Metern grauen unterliassischen Hornsteinkalken der Bankfazies der Rotkalk ab der *Discamphiceras megastoma*-Zone des Hettang, zunächst mit massigem bis grobgebanktem buntem (rotem, gelbem, braunem, blaugrauem) Kalk („Schnölmarmor“) und charakteristischem limonitverkrustetem ammonitenreichem Kondensationshorizont des oberen Hettangien. Das Sinemurien und untere Pliensbachien wird dann vorwiegend vom Adneter Kalk sensu str., also geschichtetem rotem Knollenkalk, in einer Gesamtmächtigkeit von etwa 15 m eingenommen. Darüber folgt eine bis 6 m mächtige, auffällig massige Kalkbank des Domeerien (oberes Pliensbachien), aus einer Knollenbrechie bestehend. Die Rotkalkkondensation setzt mit geringmächtigen Knollenkalken des Oberlias und mit schwächtigen Eisen/Mangan-Knollenkalken des Unterdogger, Aalenien, fort und wird durch eine wohl auf bedeutende Schichtlücke hinweisende, 1 cm mächtige Eisen/Mangan-Kruste gegen die im Hangenden folgende, wohl untermalmischen Radiolarite abgeschlossen.

Das Bildungsmilieu der Adneter Kalke mag im Gegensatz zur älteren, auf F. WÄHNER (1886) zurückgehenden Auffassung von einer bathyalen oder abyssalen Position in einer relativ flachen See im Sinne von K. LEUCHS (1925) gegeben gewesen sein (F. FABRICIUS, 1966, S. 57; A. HALLAM, 1967, S. 211; J. WENDT, 1969, S. 233; 1971, S. 115). Der Begriff „Schwelle“ ist für diese Rotschlammbildungszone aber nur relativ verwendbar, er soll nur auf die rascher sinkende angrenzende Fleckenmergel-

region hinweisen, während man Fleckenmergel und Adneter Kalke zusammen als Beckenfazies den Bildungen über echten Untiefen mit Crinoidenkalken gegenüberstellen kann. Übrigens führen vom Adneter Kalk alle Übergänge zum Hierlatzkalk hinüber. Die Verbindung der roten Liasknollenkalken mit Lias-Oolithen in den Südalpen führt ebenfalls zur Auffassung einer geringen Bildungstiefe. Zur Zeit der Ablagerung der Adneter Kalke aber erfolgte offenbar eine fortschreitende Vertiefung des Meeresbeckens, so daß der jüngere Anteil von manchen Autoren auch heute wiederum als bathyales Sediment betrachtet wird (R. E. GARRISON & A. G. FISCHER, 1969, S. 52).

Die auffälligste Sedimentstruktur der Adneter Kalke ist die **Knollenbildung** – Abb. 180. Sie wird verschieden gedeutet: Teils durch wechselnde Sedimentationsbedingungen, d. h. Wechsel von Ablagerung und Wiederauflösung von Kalk, also *Subsolution*, wobei der höhere Tongehalt zwischen den Knollen als Lösungsrückstand gedeutet wird (F. FABRICIUS, 1966, S. 53, im Sinne von R. HOLLMANN). Teils wird die Knollenbildung auch durch unterschiedliche Setzung erklärt, wodurch ein die weitere Sedimentation beeinflussendes Relief entsteht (L. GREILING, 1967, S. 339). Ferner wird auch die gravitative Zergleitung unter dem Druck der Auflast, spätdiagenetisch erfolgt durch Zerlegung an Drucksuturen, zur Erklärung herangezogen (H. JURGAN, 1969, S. 480). Schließlich denkt man aber auch an eine fröhdiagenetische Kalkkonzentration (Segregation) mit anschließender differentieller Kompaktion der mergelerfüllten Zwischenräume (H. JENKYNs, 1971, S. 485).

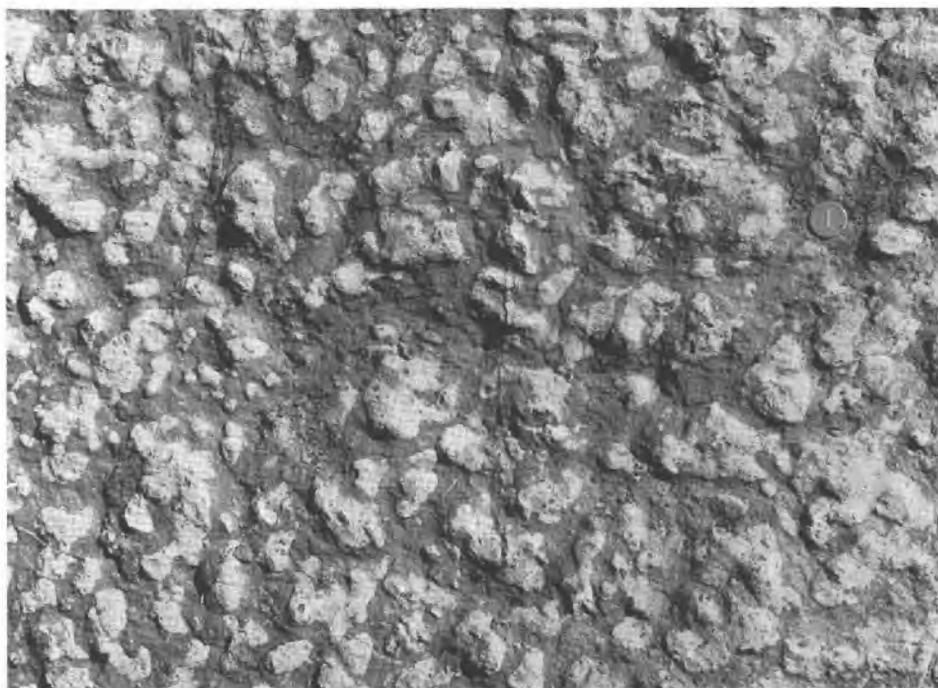


Abb. 180: Schichtfläche des Adneter Kalkes mit knolliger Struktur. Kirchenbruch Adnet, Salzburg.

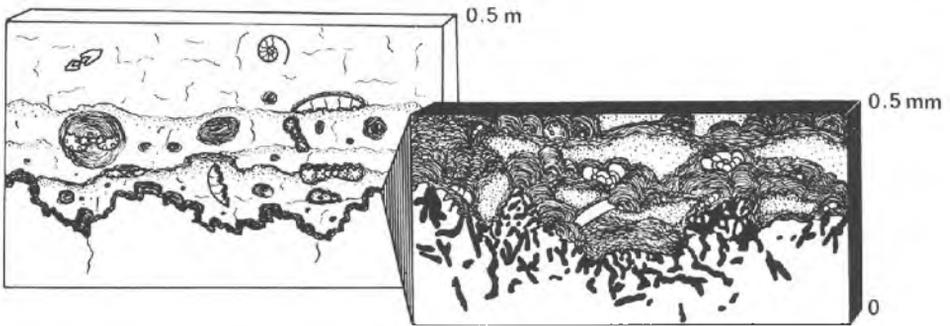


Abb. 181: Kondensationshorizont mit größerem Ausschnitt des basalen Hartgrundes, schematische Darstellung für den Typus des Unterlias von Adnet aus J. WENDT, 1970, Abb. 2. Der schwach vergrößerte Ausschnitt zeigt die durch Subsollution angelösten Ammonitenschalen, der stark vergrößerte Ausschnitt läßt Bohralgänge sowie die anorganisch entstandenen kolloformen Limonitkrusten aus der Zeit der Omissionsperiode erkennen.

Daß *Subsollution*, also Auflösung bereits sedimentierten Kalkes, bei der Liasrotkalkbildung eine große Rolle spielte, wurde mehrfach bewiesen: Die Lösungsreliefs im Kalk werden durch Lösungsrückstände und durch weiter andauernde Mangan/Eisenoxyd-Ablagerungen dunkel gefärbt und so im Gestein als gefranste Linien sichtbar (H. JURGAN, 1969, S. 483; J. WENDT, 1970, S. 443). Die lösende Wirkung kann ferner an den zur Hälfte aufgelösten Ammonitengehäusen abgelesen werden. Bleibt zugleich das Ausmaß der Sedimentation insgesamt gering, so kommt es im Adneten Kalk häufig zur Bildung von *Kondensation*, also sehr geringen Schichtmächtigkeiten, die zahlreiche Stufen umfassen (K. HIRSCHBERG & V. JACOBSHAGEN, 1965). Grundsätzliche Untersuchungen zur Genese von kondensierten Kalkserien des mediterranen Jura führte H. JENKYN (1970, S. 327 ff.) durch, der als Hauptfaktor den primären Mangel an Sedimentation, verstärkt durch weitgehendes Fehlen von Nannoplankton im tieferen Jura, die Lage solcher Zonen auf Schwellen mit verstärkter Strömung, vergleichbar den rezenten „seamounts“, und Wiederaufarbeitung namhaft machte. Durch Bohralgenspuren in den Eisen/Mangan-Knollen liegt der Bildungsbereich dieser kondensierten Folgen noch in der photischen Zone, also mindestens oberhalb von 200 m Tiefe – vgl. Abb. 181.

In den Rotkalken des Domer bis Toarc erscheinen ferner die ersten *aliodapischen* Kalken in der Tethys – ein Umstand, der auf eine Meeresvertiefung weiter Teile dieses Raumes schon im Laufe des tieferen Jura hinweist, die sich später in verstärktem Maß fortsetzt (A. HALLAM, 1971, S. 64). Über Rotkalk-Spaltenfüllungen im Dachsteinkalk wird S. 315 f. berichtet.

Auffällig ist ferner das Auftreten von *Mangan/Eisenoxyd-Knollen* im Adneten Kalk, am stärksten im Toarc-Anteil, häufig aber noch in die Dogger-Klauskalke hinaufreichend (Abb. 182). Diese Knollen, die bis Faustgröße erreichen und oft schichtförmige Lager bilden, zeigen einen feinlamellierten, unregelmäßigen, gekräuselten, konzentrischen Bau (H. JURGAN, 1969, S. 485), wobei Foraminiferen am Aufbau beteiligt sind (J. WENDT, 1969, S. 234). Solche Knollen entstehen bei Mangersedimentation in beständig oxydierendem marinem Milieu bei geringer Anwesenheit von organischem

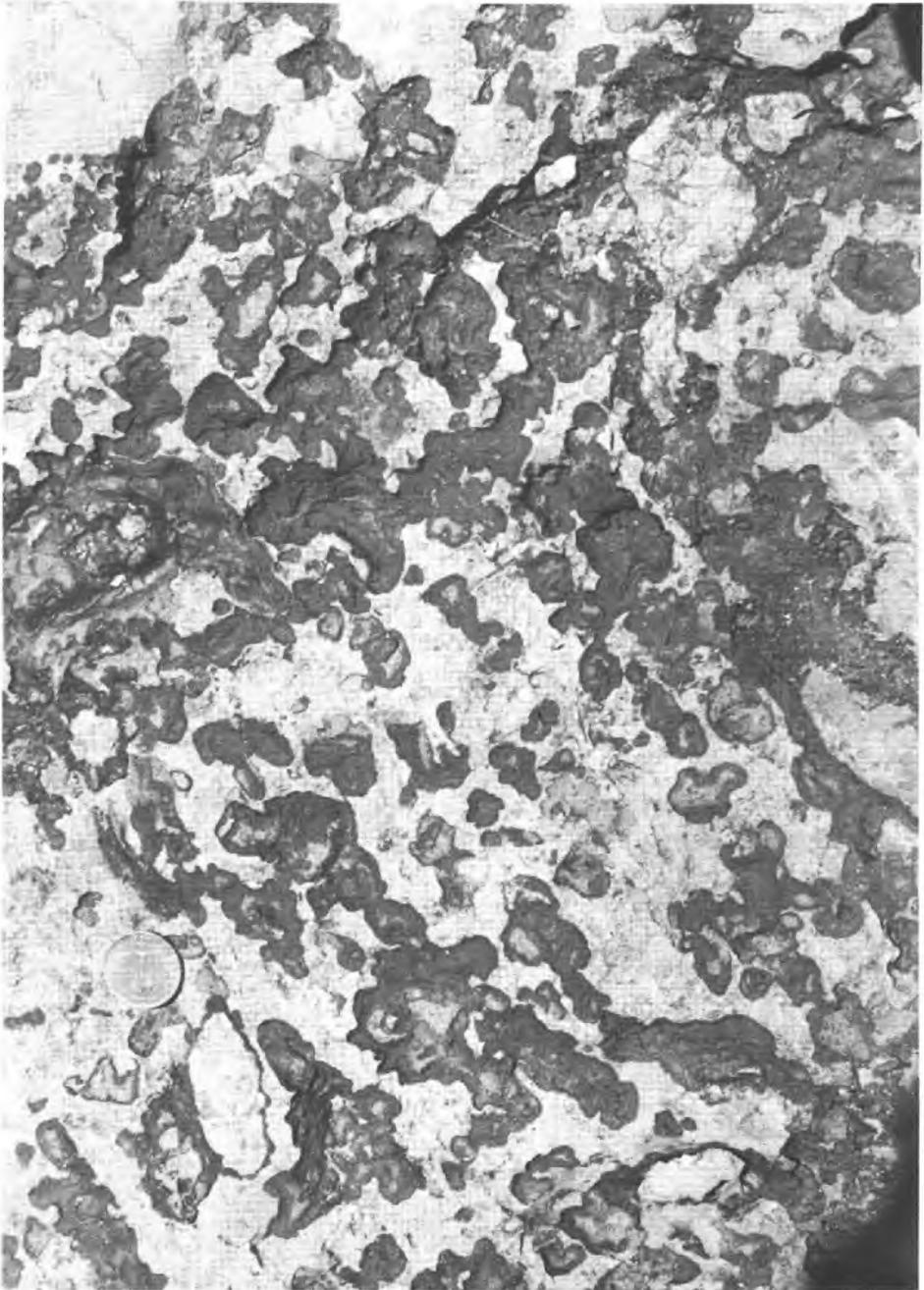


Abb. 182: Mangan/Eisenoxyd-Knollen auf den Schichtflächen des Adneter Knollenkalkes, Adnet, Salzburg.

Material. Die Bildungstiefe kann allerdings aus den Manganknollen allein nicht abgeleitet werden (A. HALLAM, 1971, S. 65). L. KOVACS (1956, S. 3) hat angenommen, daß das sich bei der Zersetzung organischer Substanz bildende Ammoniak entscheidend an der Ausfällung von Mangan-Hydroxyd aus den gelösten Manganverbindungen im Meerwasser beteiligt sei. J. WENDT (1970, S. 444) hat diese Auffassung widerlegt und nimmt die Mitwirkung von Algen oder Bakterien bei der Mangan- und Eisenausfällung an, wobei als Wachstumsdauer der Knollen zirka 60 mm pro Jahrtausend auf Grund von Beobachtungen im Oberlias des Sonnwendgebirges geschätzt wird. Aus Schlüssen von Untersuchungen über die Manganknollen im Jura Siziliens (H. JENKYNs, 1970, S. 741 ff.) und deren Verbreitung im mediterranen Gebiet (l. c., Abb. 24) wird auf Grund der Algen-Stromatolith-Beteiligung am Aufbau der Knollen auf die Entstehung in der photischen Zone, also in relativ seichtem Wasser geschlossen – die photische Zone wird von J. RYTHER (1956, S. 61 ff.) mit 150 m Tiefe gegen unten abgegrenzt. K. GERMANN (1971, S. 141) betont den hohen Gehalt von Calcit in den jurassischen Mangan/Eisen-Knollen gegenüber den karbonatarmen rezenten Tiefseevorkommen und schließt auf eine Bildungstiefe von 200 m bis 1000 m im Bereich küstennaher Plattformen und Schwellen. K. GERMANN (1972, S. 129 ff.) hat die mineralogische Zusammensetzung der Mangan/Eisenoxyd-Krusten und -Knollen im Rotkalk eingehend studiert und zeigt, daß in diesen Knollen neben Pyrolusit auch Goethit bzw. Hämatit konzentriert sind.

Varietäten des Adneter Kalkes: Auch wenn wir die dickbankig bis massig erscheinenden roten Lias-Ammonitenkalke unter der Bezeichnung *Bunte Lias-Cephalopodenkalke* vom eigentlichen Adneter Kalk mit seiner zumindest partienweise knolligen Struktur abtrennen, so bleiben doch auch bei letzterem noch zwei Hauptgruppen, die bisher unter diesem Namen zusammengefaßt worden sind, übrig: A. Die Adneter Kalke *sensu str.*; B. Die Adneter Mergel bzw. Adneter Mergelserie.

A. Die *Adneter Kalke sensu str.*, sind nach ihrer Ausbildung an der Typlokalität als geringmächtige, kondensierte Schwellenkalke relativ geringer Bildungstiefe aufzufassen, die wohl noch in der photischen Zone entstanden sind (Abb. 180).

B. Als *Adneter Mergel(serie) nov. nom.* sollen hier jene roten, im wesentlichen liassischen Mergel, gelegentlich verbunden mit roten Adneter Knollenkalklagen, bezeichnet werden, die dem Typus des *Ammonitico rosso* entsprechen und in größerer Bildungstiefe als echtes Beckensediment entstanden sind, wie zahlreiche darin eingeschaltete Strukturen wie submarine Gleitfalten, Rotgeröllmergel und mächtige Rutschkonglomerate anzeigen – jüngst am Beispiel der Glaserbachklamm SE Salzburg studiert (D. BERNOULLI & H. JENKYNs, 1970, S. 512 f.). Die Mächtigkeit dieser Bildungen ist naturgemäß entsprechend größer (dort 140 m unter Einschluss des Doggeranteiles). Auch solche Beckensedimente wie jene der Glaserbachklamm sind seit je als Adneter Kalke bzw. -schichten bezeichnet worden (G. FUGGER, 1906, S. 230). Als weiteres, neu studiertes, fossilführendes Beispiel von Adneter Mergeln seien die roten Oberlias-Mergel des Zwölferhornes in der Osterhorngruppe erwähnt (B. PLÖCHINGER, 1973, Abb. 12, S. 72).

In beiden Typen, im Schwellenkalk, besonders aber natürlich im Beckenkalk, trifft man *Kalkkonglomerate* und *intraformationale Breckzien*, durch submarine Gleitung und Brechung des erst mäßig verfestigten Adneter Kalkschlammes entstanden

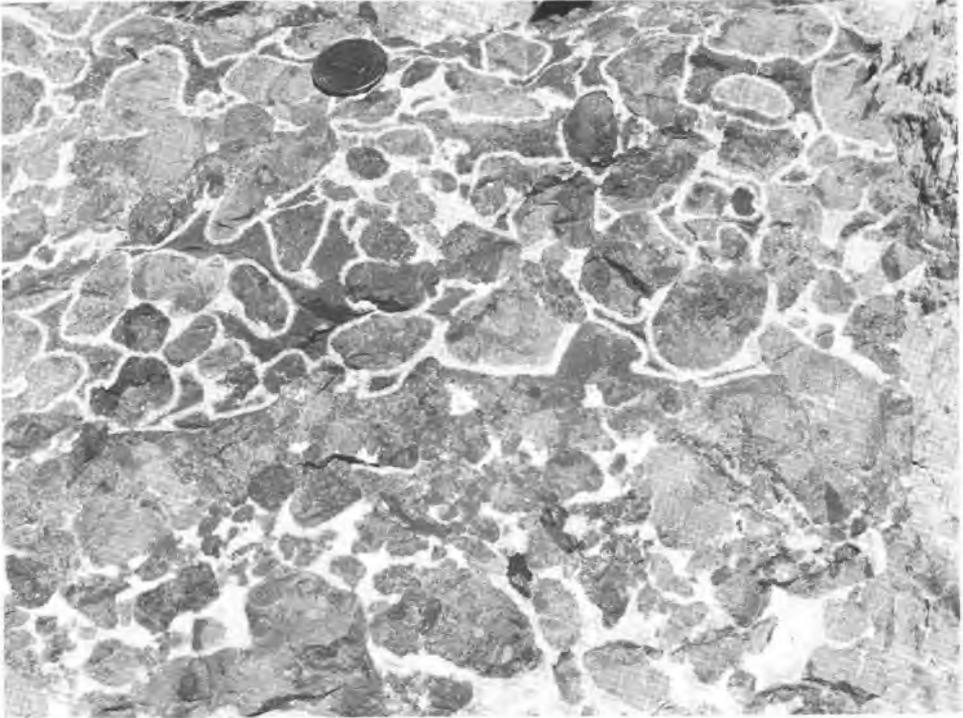


Abb. 183: „Adneter Rotscheck“, eine intraformationale Brekzie des Adneter Kalkes, Adnet, Salzburg.

(H. JURGAN, 1969, S. 487; J. HUDSON & H. JENKYN, 1969, S. 552; D. BERNOULLI & H. JENKYN, 1970, S. 513, 515). Als Schwellenbildung dieser Art wird der Adneter „Scheck“ (vgl. A. KIESLINGER, 1964, S. 167 ff.), Abb. 183, als Trogbildung, z. B. die im Glasenbachgraben rund 30 m mächtige Knollenbrekzie, aufgefaßt. Crinoiden-Turbidite können in Beckenvarietäten des Adneter Kalkes auftreten.

Die Mächtigkeit des Adneter Schwellenkalkes ist stets gering und beträgt im klassischen Gebiet von Adnet 10 m bis 15 m (F. WÄHNER, 1903, S. 5; A. HALLAM, 1965, S. 204). Sie mag in Salzburg im Durchschnitt bei Nachweis des gesamten Lias bei 30 m liegen (W. DEL-NEGRO, 1960, S. 13). In Bayern können Liasrotkalken, die den gesamten Lias umfassen, 40 m Mächtigkeit erreichen (F. F. HAHN, 1914, S. 119). In Übereinstimmung mit der Kondensation vieler Adneter Kalk-Serien steht auch die Beobachtung, daß die Mächtigkeit von kompletten Liasprofilen in anderen Abschnitten ebenfalls bei wenigen Metern bis wenigen Zehnermetern liegt (F. FABRICIUS, 1966, S. 53). Nur in der Beckenfazies überschreitet sie unter Einschluß aller Rutschmassen und sedimentärer Brekzien 100 m, wie oben erwähnt. In der Nordrandzone der Kalkalpen, dem Tiefbajuvarikum, fehlt der Adneter Kalk weitgehend.

Vorkommen: Adneter Kalke treten in allen kalkalpinen Einheiten mit Ausnahme großer Teile des Tiefbajuvarikums (Frankenfels-Ternberg-Allgäudecke) auf, wo

sie in weiten Regionen ganz fehlen oder nur lokal untergeordnet in Erscheinung treten (etwa im Kälberhalt-Steinbruch bei Kaltenleutgeben SW Wien – G. ROSENBERG, 1938, S. 149 ff.; etliche Abschnitte der Allgäudecke – V. JACOBSHAGEN, 1965, Taf. 4). Vom Tiefbajuvarikum aber abgesehen findet man die Adnetter Kalke im voralpinen Bereich ebenso wie in den kalkhochalpinen Decken (vgl. Fossilfundpunkte im folgenden). Eine genaue Beschreibung der Adnetter Steinbruchgruppe sowie weiterer Großaufschlüsse in Salzburg hat A. KIESLINGER (1964, S. 201 ff., 242 ff. und Beil.-Taf.) gegeben.

Der Fossilreichtum der Adnetter Kalke wird durch eine Reihe berühmter Fundstellen bezeugt, aus denen besonders reiche, meist allerdings nur in Steinkernen erhaltene Ammonitenfaunen stammen – so etwa die Vorkommen in den östlichen Kalkvoralpen (G. GEYER, 1911, S. 30); im Salzkammergut: Schafberg (G. GEYER, 1893; B. PLÖCHINGER, 1973, S. 31) und Breitenberg am Wolfgangsee (F. HAUER, 1856; F. WÄHNER, 1882–1898; W. BLIND, 1963), Osterhorngruppe (E. SUSS & E. v. MOJSISOVICS, 1868), Dammhöhe östlich vom Plassen (E. v. MOJSISOVICS, 1868 b, S. 10 ff.; E. SPENGLER, 1919 a), Rettenstein südlich vom Dachstein (A. TOLLMANN, 1960 b; K. HIRSCHBERG & V. JACOBSHAGEN, 1965); in Salzburg: Adnet (F. HAUER, 1854 a; 1856; L. v. AMMON, 1893; F. WÄHNER, 1903; J. v. PIA, 1914; J. WIEDMANN, 1970; J. WENDT, 1971), Kratzalpe bei Golling (P. ROSENBERG, 1909), Berchtesgadener Land

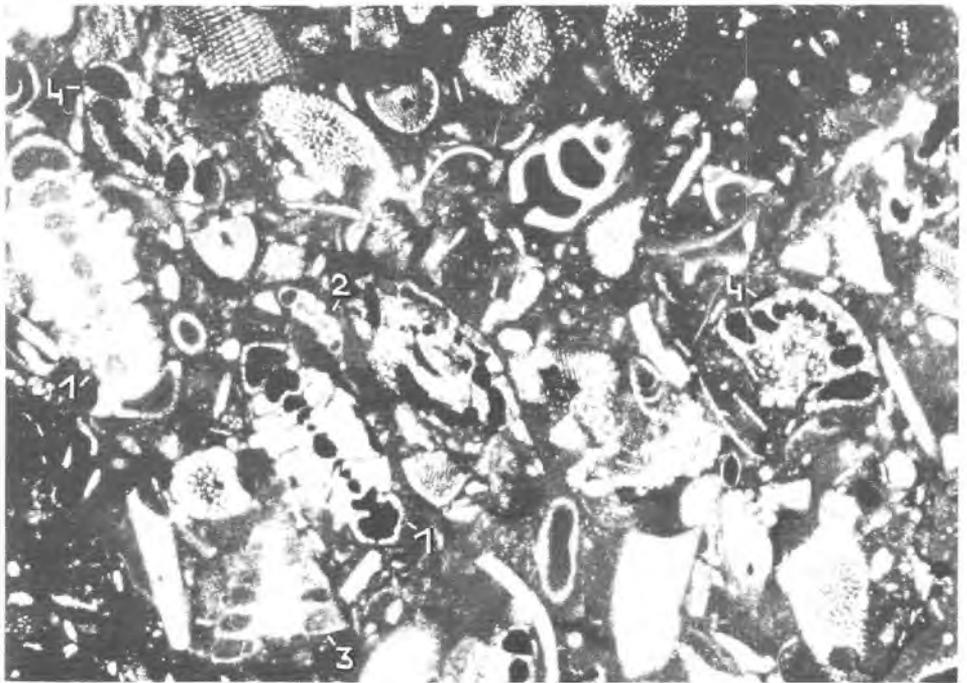


Abb. 184: Die Foraminiferenfauna im Adnetter Kalk der Göllerdecke südlich von Wien umfaßt eine Reihe bezeichnender Arten wie *Involutina turgida* KRISTAN-TOLLM. (1), *I. liassica* (JONES) (2), *Trocholina turris* FRENTZEN (3) und *T. granosa* FRENTZEN (4). Länge des Bildausschnittes 4 mm.

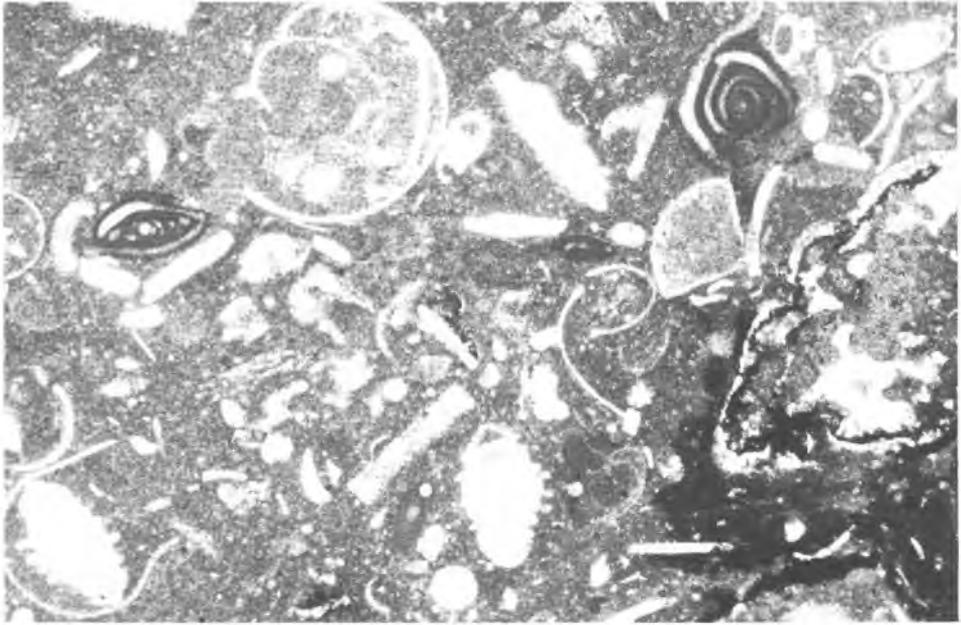


Abb. 185: *Ophthalmidium* bildet einen typischen Bestandteil der Foraminiferenfauna des Adneter Kalkes. Im Schliffausschnitt (4 mm Länge) des Adneter Kalkes vom Sonnwendgebirge in Tirol liegen zwei im Schliff dunkelgrau erscheinende, in ihrem spiraligen Teil verschieden getroffene Exemplare dieser Gattung.

(J. KÜHNEL, 1929, S. 461 ff.), Kammerkehrgruppe (F. HAUER, 1856; M. NEUMAYR, 1879; F. HAHN, 1910; C. RENZ, 1925; R. FISCHER, 1966); Bayrische Kalkalpen (A. ROTHPLETZ, 1886; J. SCHRÖDER, 1925), in Tirol am Fonsjoch westlich vom Achen-see über dem Enzesfelder Kalk (M. NEUMAYR, 1879; A. ROTHPLETZ, 1888, S. 33; O. AMPFERER, 1924 b, S. 45 f.; W. LANGE, 1952; W. BLIND, 1963), ferner im Marmor-graben im Karwendel (A. ROTHPLETZ, 1888).

Altersmäßig kann der gesamte Lias in Form der Adneter Kalke vertreten sein und sind die meisten Ammonitenzonen in dieser Fazies erfaßt, so im Hettangien Faunen mit den Fossilien der Zone des *Psiloceras planorbis* (Sow.) – fehlt im Schwellenbereich – und *Schlotheimia angulata* (SCHLOTH.), das Sinemurien ab der basalen Zone des *Arietites bucklandi* (Sow.). Am umfangreichsten ist der Mittellias, das Pliensbachien, und darin wiederum besonders der Oberabschnitt, das Domerien, durch Ammonitenfaunen mit *Phylloceras zetes* (d'ORB.), *Amaltheus margaritatus* MONTF., *Fucinoceras boscense* (REYN.), *Coeloceras pettos* (QUENST.) etc. belegt. Auch der Oberlias, das Toarcien, ist im unteren Teil, im Lias ϵ , mit *Harpoceras discoides* (ZIET.) und *Hildoceras bifrons* (BRUG.) und im oberen Teil im Lias ζ mit *Dumortieria meneghinii* (HAUER) etc. in dieser Fazies ausgebildet (F. F. HAHN, 1910, S. 379 f.).

Die Mikrofauna der Mergelzwischenlagen der Adneter Knollenkalke ist zufolge deren Eigenart als Residualsediment schlecht erhalten, korrodiert und gering. Die Kalke hingegen führen meist eine reiche bis sehr reiche Foraminiferenfauna, die auch im

Schliff eine charakteristische Zusammensetzung mit *Involuntina*- und *Trocholina*-Arten analog jener des Enzesfelder Kalkes (E. KRISTAN-TOLLM., 1962 – vgl. S. 318) sowie Nodosariiden und andere Formen enthalten (F. FABRICIUS, 1966, S. 89, 92, 100) – Abb. 184, 185. In den vergleichbaren südalpinen Liasrotkalken von Arzo kam es bis zur gesteinsbildenden Anhäufung von *Involuntina liassica* (JONES) – vgl. J. SCHWEIG-HAUSER, 1951.

Nannoplankton: In den höheren Partien des Adneter Kalkes tritt erstmalig im alpinen Mesozoikum ein Reichtum an Coccolithen auf, die ja weltweit erst mit dem frühen Jura einsetzen und später zeitweise zum Hauptbildner pelagischer Kalke werden (R. GARRISON & A. FISCHER, 1969, S. 48). *Schizosphaerella* mit noch unbekannter systematischer Stellung kommt hinzu.

6. Bunte Lias-Cephalopodenkalke und Grauer Liasbasiskalk

Gesteinstypen: Andere Rotsedimente als der Adneter Kalk stellen im Lias einerseits rote Mergelkalke dar, andererseits unter Abnahme des Tongehaltes rote oder gelbliche und graue gebankte Kalke, die sogenannten „Bunten Cephalopodenkalke des Lias“. Der Begriff ist hier im weiteren Sinne gebraucht als bei F. WÄHNER (1886, S. 169). Im Lias α sind solche Bunten Cephalopodenkalke besonders häufig. Von F. FABRICIUS ist dieser Bunte Cephalopodenkalk in den Grauen Liasbasiskalk (1966, S. 47),



Abb. 186: Die Mikrofazies des roten Jurensiskalkes aus dem Endlweber-Steinbruch bei Gießhübl in Nd.-Öst. zeigt vorherrschend mikritisches Gepräge mit reichlich *Bositra*-Schälchen. Das Negativphoto von R. LEIN umfaßt einen Ausschnitt von 2,5 cm Länge.

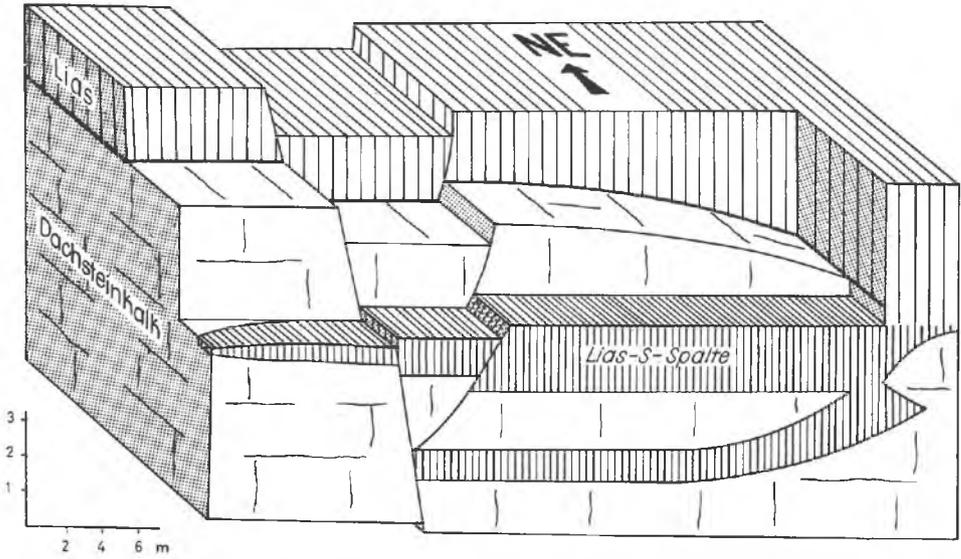


Abb. 187: Schema der an syndementären Störungen stufenförmig ausdünnende Liaskalk-Spaltenfüllungen im Dachsteinkalk an der Liasbasis vom Rotwandl im Steinernen Meer, Salzburg. Nach W. SCHÖLL & J. WENDT, 1971, Abb. 5.

einem grauen, gebankten, sich aus dem Rhät durch Übergang entwickelnden, sehr geringmächtigen Kalk des unteren Hettang (R. ULRICH, 1960, S. 105), und in den Roten Lias-Bankkalk (1966, S. 50; Mikrofazies Taf. 25 f.), der den übrigen Hauptteil dieses Schichtgliedes umfaßt, untergliedert worden.

Der Fossilgehalt solcher Grauen Liaskalke der Achenseegegend wird z. B. von F. F. HAHN (1911, S. 536 f.) beschrieben, die Fauna der Bunten Cephalopodenkalke entspricht jener des Adneter Kalkes. F. WÄHNER (1903, S. 111 f.) hat aus dem roten dickbankigen Cephalopodenkalk des Sonnwendgebirges in Tirol Ammonitenfaunen des höheren Unterlias, des Mittel- und Oberlias angeführt. Als Beispiel für eine neu untersuchte Fauna aus dem roten Cephalopodenkalk sei die Zusammenstellung bei W. BARTH (1968, S. 143 f.) aus der Hochkaltergruppe zitiert, die oberen Unterlias und Mittellias belegt.

Die stratigraphische Reichweite des Bunten Liaskalkes erstreckt sich über den gesamten Umfang der Stufe (siehe oben). Eine dünn-schichtige Varietät des höheren Oberlias (Lias ζ) mit Mangan/Eisenoxyd-Knollen und -Krusten sowie zum Teil brekziöser Struktur bilden die sogenannten „Jurensisschichten“, F. TOULA, die z. B. in der Lunzer Decke bei Gießhübl SW von Wien durch eine reiche Ammonitenfauna aus der Zone des *Pachylytoceras jurense* (ZIETEN) durch F. TOULA (1908, S. 214 ff.) belegt sind – vgl. A. SPITZ (1910, S. 377); B. PLÖCHINGER (1964 c, S. 471) – Abb. 186.

Spaltenfüllungen: Diese Bunten Cephalopodenkalke des Lias bzw. auch der Adneter Kalk und der Hierlatzkalk drangen mancherorts syndementär in durch Zug geöffneten Querspalten (Q-Spalten), aber auch in schichtparallelen Spalten (S-Spalten) tief in den unterlagernden Oberrhätalk ein. Während früher die Vorstellung

dahin ging, daß die Liastransgression und Q-Spaltenfüllung auf einem subaerisch gebildeten Karstrelief im Dachsteinkalk erfolgt sei, ist heute die submarine Entstehung des Reliefs und Füllung der Spalten gut belegt, namentlich durch die mehrfache Wiederholung des Vorganges im Lias und Unterdogger, welche bei subaerischen Verhältnissen sich durch eine Änderung des hier stets mikritisch bleibenden Liassedimentes widerspiegeln müßte (W. SCHÖLL & J. WENDT, 1971, S. 90). Das eigenartige, erst in neuerer Zeit erfaßte Phänomen der S-Spalten ist nun aus zahlreichen Abschnitten des mediterranen Jura bekannt, aus den Nördlichen Kalkalpen besonders vom Sonnwendgebirge (S-Spaltenfüllungen vom Lias bis Oberdogger sowie jurassische Q-Spalten im Oberrhätkalk), vom Steinernen Meer (S-Spalten besonders mit Toarc-Füllung, Q-Spalten mit Unterlias- bis Unterdogger-Füllung) und von Adnet (Unterliassische S- und Q-Spaltenfüllung im Rhätkalk) – J. WENDT (1969, S. 226–232; 1971, S. 127), W. SCHÖLL & J. WENDT (1971, S. 93 ff.) – Abb. 187. Für die Sedimentfüllung der submarinen schichtparallel aufreißenden S-Spalten dienten allgemein die tiefgreifenden Querspalten als Zufuhrwege, nur oberflächennahe S-Spalten waren direkt mit dem Sediment des Meeresbodens in Kontakt. S-Spaltenfüllungen innerhalb des roten Jurakalkes sind in den Kalkalpen selten (Sonnwendgebirge). Die Füllung der oft stark kondensierten S-Spalten mit häufiger Feinschichtung ist meist fossilreich, während die Q-Spalten im allgemeinen fossilleer sind.

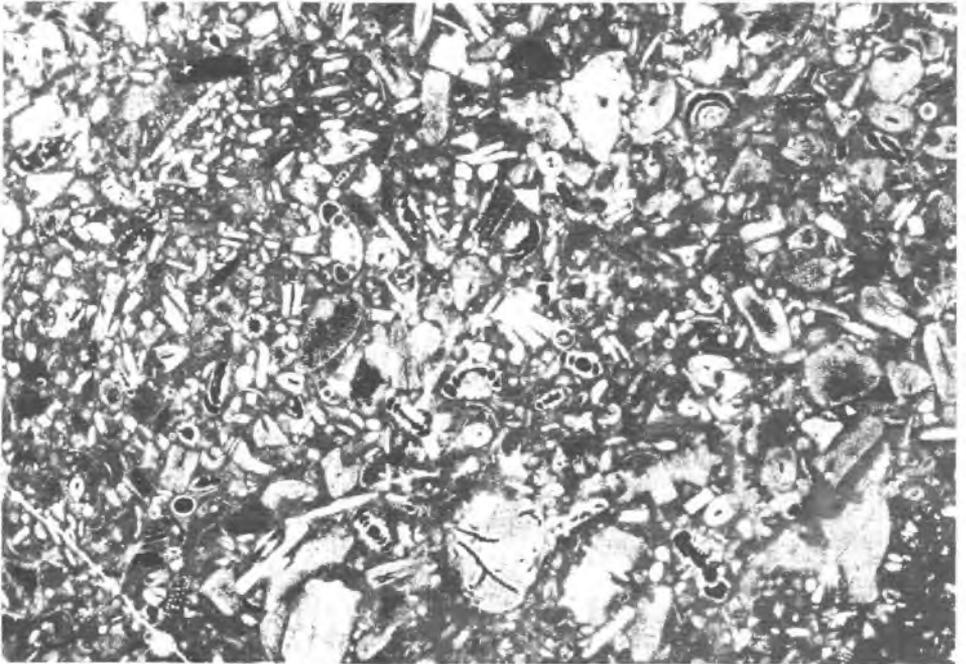


Abb. 188: Der Schriff durch den Enzesfelder Kalk der Göllerdecke S Wien zeigt unter den Biogenen dieses Biomikrites reichlich Crinoiden, ferner *Involutina liassica* (JONES), *I. turgida* KRISTAN-TOLLM. und *Trocholina granosa* FRENTZEN. Der gerundete Intraklast im unteren Teil der Bildmitte läßt Bohralgengänge erkennen. Länge des Bildausschnittes 11 mm.



Abb. 189: Dünnschliffphoto vom Enzesfelder Kalk des Lias α mit *Involutina liassica* (JONES) — links von der Mitte, *I. turgida* KRISTAN-TOLLM. — rechts der Mitte, mit Seeigelstacheln und Molluskenfragmenten von der Westseite des Mandling, Nd.-Ost. Länge des Bildausschnittes 4 mm.

7. Enzesfelder Kalk

Begriffsprägung: D. STUR, 1851, S. 22: „Enzesfelder Schichten“.

Lithologie: Der Enzesfelder Kalk stellt einen eigenen Gesteinstypus des untersten Lias dar. Er wird durch honiggelbe, gut gebankte, selten gelbliche Hornsteinknollen führende oder auch rote, gelbflechtig-knollige, oft an Ammoniten, Bivalven und Mikrofauna außerordentlich reiche Kalke repräsentiert (Abb. 188).

Die **Mächtigkeit** des Enzesfelder Kalkes ist gering, häufig tritt er nur in Form einer wenige Dezimeter messenden gelben Kalkbank im tieferen Lias auf (E. SUSS & E. v. MOJSISOVICS, 1868, S. 181; W. BLIND, 1963, S. 75), selten werden Beträge bis zum Zehnermeter-Bereich erreicht (B. PLÖCHINGER, 1957, S. 240).

Vorkommen: Der Enzesfelder Kalk des untersten Lias ist von der Bohrung Laxenburg im Untergrund des Wiener Beckens bis nach Tirol in den Kalkalpen weithin, aber nur sporadisch verbreitet. Berühmte makrofossilreiche Vorkommen liegen in den östlichen Kalkvoralpen bei Enzesfeld/Triesting (F. HAUER, 1856, S. 79; D. STUR, 1871, S. 433 f.; A. BITTNER, 1882, S. 117 f.), bei Hirtenberg und Rohrbach, auf der Hohen Mandling, im Tirolikum des Mittelabschnittes der Kalkalpen (z. B. Kendelbachprofil der Osterhorngruppe – B. PLÖCHINGER, 1973, S. 31 – und auch in Tirol (z. B. Fonsjoch westlich vom Achensee – O. AMPFERER, 1924 b, S. 44; W. BLIND, 1963, S. 75).

Alter und Leitfossilien: Im Enzesfelder Kalk ist das untere Hettangien mit *Psiloceras planorbis* (SOWERBY) im tieferen Teil und *Ps. calliphyllum* NEUMAYR im höheren Teil vertreten, oberes Hettang ist durch eine Ammonitenfauna mit *Schlotheimia marmorea* (OPPEL) und unteres Sinemurien durch eine solche mit *Coroniceras rotiforme* (Sow.) etc. belegt – F. TOULA (1886, S. 713).

Die Mikrofauna ist in den Hornstein führenden und mächtigeren gelben Kalken unbedeutend, in den gelbfleckigen Kalken sehr reich, wie die typischen Foraminiferenfaunen der Enzesfelder Kalke bei der Bohrung Laxenburg II der Göllerdecke im Wiener Becken-Untergrund mit *Involuntina liassica* (JONES), *I. turgida* KRISTAN-TOLLM., *Trocholina granosa* FRENTZEN, *Tr. turris* FRENTZEN etc. gezeigt haben (E. KRISTAN-TOLLM., 1962, S. 232, Taf. 2) – vgl. Abb. 188–189.

8. Hierlatzkalk

Begriffsprägung: E. SUSS, 1852 a, S. 171.

Lithologie: Dickbankige bis fast massige, in kleineren Einschaltungen geschichtete, rote, seltener grau bis weiße Echinodermen-Spatkalke mit vorwiegend Crinoidendetritus mit wenig bis reichlich Calcilitmatrix (Abb. 190). Eine leichte Verkieselung beschränkter Partien ist nicht selten. Übergänge zu Bunten Liascephalopodenkalken und Adneterkalken, mit denen sie auch wechsellagern können, bestehen. Übergänge in brek-

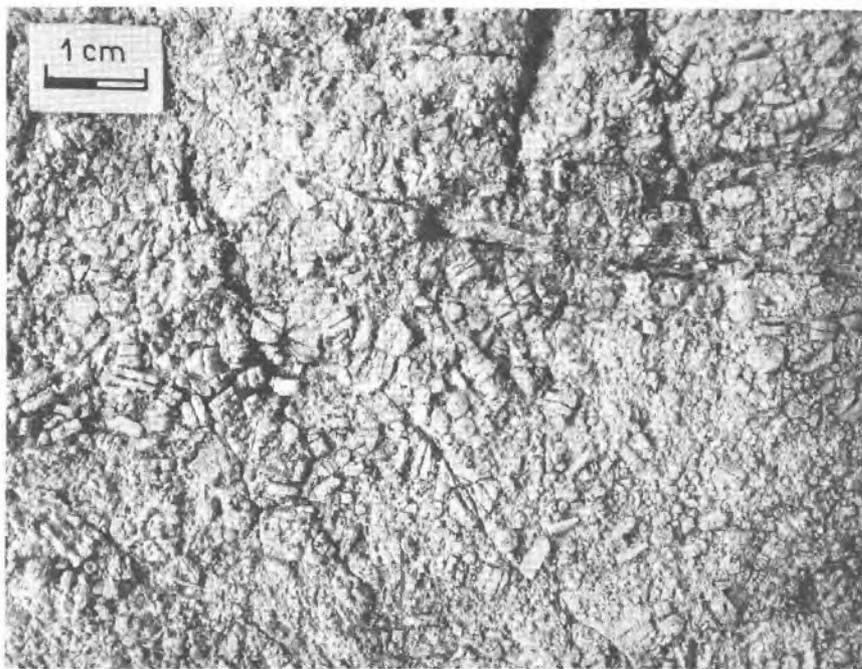


Abb. 190: Die angewitterte Oberfläche des Hierlatzkalkes N vom Obersee bei Lunz, Nd.-Öst., zeigt Crinoidenreste in gesteinsbildender Menge.

ziöse Typen und in Brekzien des Lias sind häufig, ebenso zu Kiesellias und Fleckenmergel. Von der Verknüpfung der Hierlitzkalke mit Brekzien seien beispielsweise zwei Fälle herausgegriffen: An der Basis der Oberseebrekzie ist nördlich vom Obersee bei Lunz in Niederösterreich der breite Übergangstreifen vom normalen Hierlitzkalk zu endogen brekziösem Hierlitzkalk und schließlich zur hoch im Jura emporsteigenden Kalkschollenbrekzie gut aufgeschlossen, wobei im Lias-Brekzienanteil noch Crinoidenkalk als Bindemittel der Komponenten fungiert (Abb. 196). Im Stirnbereich der Dachsteinkalke am Nordfuß des Grimming stellen sich andererseits in einem etwa 200 m mächtigen Schichtstoß über Hierlitzkalk sechs Crinoidenkalkbrekzien-Pakete in Wechsellagerung mit Fleckenmergelzügen und Crinoidenkalklagen ein (A. TOLLMANN, 1960 b, S. 83). Die Brekzienlagen in dieser Serie enthalten neben Crinoidenkalk und Fleckenmergel auch Hornsteinbrocken als Komponenten.

Die Mächtigkeit des Hierlitzkalkes schwankt stark und liegt im allgemeinen zwischen 20 m und 80 m. In den Bayrischen Kalkalpen überschreitet der Unter- bis Mittellias umfassende Hierlitzkalk 100 m (F. F. HAHN, 1914, S. 119).

Bildungsbedingungen: Der Hierlitzkalk stellt die Seichtschwelfazies des Lias dar und wurde in einem seichten, meist bewegten Wasser gebildet. Ein höherer Anteil an lutitischer Matrix weist auf ruhigere Bildungsbedingungen hin. Bei stärkerer Auswaschung liegt praktisch ein Crinoidensandsediment vor. Die Liascrinoidenwälder werden auch als Reliktfauna der rhätischen Riffe aufgefaßt, wobei die Crinoiden nicht so tiefenabhängig wie die Korallen sind (F. FABRICIUS, 1966, S. 60). Die Bildung der Crinoidenkalke über den seichten Schwellen und in den tektonischen Spalten, die durch Zerstückelung der Obertriasplattform entstanden waren, erfolgte – nach der Auswaschung des Crinoidensandes zu schließen – unter Mitwirkung von Meeresströmungen (H. JENKYNS, 1971, S. 471, 480 f.). Alloedapische Crinoidenkalklinsen in der beckenfaziesnahen Adneterkalk-Varietät wurden oben erwähnt.

Von besonderem Interesse ist die **Auflagerungsfläche** der Hierlitzkalke und auch mancher Bunter Liascephalopodenkalke. Vielerorts ist durch altkimmerische Bewegung zu Ende der Obertrias der Meeresboden trockengelegt worden und nach einer Erosionsphase transgredierte Hierlitzkalk im nördlichen Raum gelegentlich bis auf Hauptdolomit (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1964, S. 261), anderenorts ist im Nordteil der Kalkalpen eine normale Auflagerung zu beobachten (W. DEL-NEGRO, 1950, S. 46). Am auffälligsten aber ist das Eindringen der Liaskalke in tiefe Spalten, die zur Zeit der altkimmerischen Bewegung im Gebiet der Dachsteinkalkfazies auch über Rhättriffkalke angelegt worden sind: Die Dachsteinkalk-Plateaustöcke des Tirolikums (z. B. Totes Gebirge) sowie des Juvavikums (z. B. Dachsteindecke) bieten seit dem vorigen Jahrhundert gut studierte Beispiele hierfür. Die Spaltenfüllungen erreichen bis zu 1 km Länge, bis 300 m Tiefe und meist nur einige Meter (maximal auch noch bis 100 m) Breite. Eine lange und noch immer nicht endgültig entschiedene Diskussion befaßt sich mit der Frage, ob der Liassedimentation eine subaerische Verkarstung des Dachsteinkalkreliefs vorausging, oder ob die Erosionsformen ebenfalls submarin entstanden waren (vgl. A. TOLLMANN, 1970 a, S. 9 ff. mit Literatur), wobei man neuerdings zu rein submariner Entstehung neigt (H. JURGAN, 1969, S. 488 ff.).

Alter und Makrofauna: Die Fauna des Hierlitzkalkes besteht neben den gesteinsbildenden Crinoidenresten (Abb. 191), die übrigens noch nicht paläontologisch



Abb. 191: Crinoiden als Hauptbestandteil der Biogene auch im weniger ausgewaschenen Hierlatzkalk mit mikritischer Grundmasse. Schliffbild vom Hierlatzkalk N vom Obersee bei Lunz, Nd.-Ost. Länge des Bildausschnittes 11 mm.

bearbeitet sind, vor allem aus Brachiopoden, dann aus Gastropoden, aus Bivalven und – zufolge des seichten Wassercharakters des Sedimentes – nur ganz untergeordnet aus Ammoniten. Aus den zahlreichen berühmten Fundpunkten – die in den unten angeführten Zitaten beschrieben werden – sind unter den Brachiopoden die Gattungen *Rynchonella*, *Spiriferina*, *Terebratula* und *Magellania* („*Waldheimia*“) am reichsten vertreten – D. STUR, 1871, S. 441 ff., 470 ff.; A. ROTHPLETZ, 1888, S. 33; E. BÖSE, 1893; 1897, S. 147 ff.; A. BITTNER, 1894 d, S. 133 ff.; F. F. HAHN, 1911, S. 544 ff.; G. GEYER, 1889 b, 1918, S. 30; M. SCHLOSSER, 1895, S. 354; 1910, S. 526; E. SPENGLER, 1911 etc. Die wenigen auftretenden Ammoniten (F. HAUER, 1854 a, b; 1856, S. 81) zeigen, daß meist der untere Lias (A. OPPEL, 1861; G. GEYER, 1886; J. v. PIA, 1914), gelegentlich aber auch der Mittellias (M. SCHLOSSER, 1895, S. 353; F. F. HAHN, 1910, S. 369; 1911, S. 552), sehr selten auch der Oberlias (F. v. HAUER, 1854 a; F. F. HAHN, 1914, S. 119; L. NÖTH, 1926, S. 457) vertreten sind. Unter den Gastropoden (vgl. F. STOLICZKA, 1861) kommt besonders der Gattung *Discobelix*, die artenreich im Hierlatzkalk vertreten ist, stratigraphischer Wert als Indexfossil zu (J. WENDT, 1968).

Mikrofaunen sind nur in Hierlatzkalken mit genügend Kalkmatrix nachzuweisen. Sie gleichen jenen der Adneter Kalke. Faziesbilder mit charakteristischen Involutinen und Trocholinen findet man z. B. bei A. PAPP & K. TURNOVSKY (1970, Taf. 33–36).

9. Lias-Brachiopodenkalk

Auftreten und Lithologie: Eng mit dem Hierlatzkalk verbunden und gelegentlich auch zu diesem einfach dazugeschlagen (vgl. F. FABRICIUS, 1966, S. 44), stellt sich ein hellgrauer, dichter, häufig aber auch crinoidenhältiger Kalk ein, der partienweise vollkommen von Brachiopodenschalen erfüllt ist. Gegen oben hin kann dieser Typus in dunkelgraue und braun geschichtete, nur sehr untergeordnet Brachiopoden führende Kalke übergehen (E. SPENGLER, 1911 a, S. 200). Der Kalk ist in den voralpinen Einheiten, in der Allgäudecke und der Lechtaldecke (Thierseermulde) im Westen und im Tirolikum des Mittel- bis Ostabschnittes der Kalkalpen verbreitet.

Die Bildungsbedingungen waren ähnlich jenen des Hierlatzkalkes, d. h. es liegt ebenfalls eine Schwellenfazies aus dem Flachwasserbereich knapp unter der Turbulenzzone vor (F. FABRICIUS, 1966, S. 45, S. 60).

Die reiche Brachiopoden-Fauna, die derjenigen der Hierlatzkalke entspricht (siehe oben), und nur von wenigen Bivalven, wie etwa *Plicatula bettangiensis* TERQUEM, *Gryphaea* (*Liogryphaea*) *arcuata* LAM., *Avicula sinemuriensis* d'ORB. etc., und von sehr wenigen Ammoniten begleitet wird, zeigt meist ein unterliassisches Alter der Brachiopodenkalke an (Hindelang - E. BÖSE, 1893, S. 629, 632; Schafberg am Wolfgangsee - E. SPENGLER, 1911 a, S. 200).

10. Hochfellnkalk

Begriffsprägung: E. BÖSE, 1893, S. 628.

Synonyme: Der Beinsteinkalk B. PLÖCHINGER (1973, S. 27) entspricht nach Lithologie und Auftreten über dem Liasspongienkalk genau dem Hochfellnkalk, der Name ist als jüngeres Synonym einzuziehen. Weitere Synonyme sind Plateaukalk p. p. und Mauerlias (siehe unten).

Auftreten und Bezeichnung: Stellenweise laufen die Kalke des oberrhätischen Riffkomplexes (Oberrhätkalk) in den westlichen Kalkalpen, besonders im Stirnrandgebiet der Lechtaldecke, in analoger Fazies im untersten bis unteren Lias weiter. Dieser liassische Anteil der hellen Kalke ist früh durch Fossilbelege erfaßt worden und hat verschiedene Bezeichnungen gefunden: „Liasanteil des Plateaukalkes“ bei F. WÄHNER (1886, S. 203) bzw. des „Weißen Riffkalkes“ (1903, S. 105 ff.), „Hochfellnkalk“ bei E. BÖSE (1893, S. 628), wie er auch später meist weiterhin bezeichnet worden ist (L. NÖTH, 1926, S. 452). Mit den Kalken unter dieser Bezeichnung stimmt ferner der von H. SÄRCHINGER (1939, S. 391 ff.) als „Mauerlias“ bezeichnete helle unterliassische Kalk der Lechtaldecke im Benediktenwandgebiet westlich von Lenggries/Isar überein, ferner der gelegentlich einfach als „Lias-Oolithkalk“ bezeichnete Typus. F. FABRICIUS (1959, S. 546; 1962, S. 313; 1966, S. 19 ff., Taf. 4 ff.) hat schließlich den Gesamtkomplex von Oberrhätkalk und Hochfellnkalk unter der Bezeichnung „Rhätolias-Riffkalk“ zusammengefaßt (vgl. S. 258). Wo der Liasanteil durch eine Zwischenschaltung von Kiesellias oder von Hierlatzkalken vom Oberrhätkalk getrennt ist, ist sein liassisches Alter gut erfaßbar. Die Bezeichnung Hochfellnkalk ist demnach für diesen Abschnitt weiterhin aufrechtzuerhalten.

Lithologie: Die Hochfellnschichten stellen weiße bis hellbräunlichweiße, basal auch hellbläulichgraue Kalke dar, die ähnlich wie die Oberrhätkalke je nach Position im

Riffkomplex verschiedenartige Ausbildung zeigen können (siehe oben). Das Korallenwachstum soll allerdings – nach F. FABRICIUS vielleicht aus klimatischen Gründen – an der Rhät-Lias-Grenze enden. Die oolithischen Hochfellnkalke sind in der Nordrandzone der Bayrischen Alpen von den Ammergauer Bergen bis an den Inn (Literatur bei F. FABRICIUS, 1966, S. 74) eine häufige Variante und sind analog den rhätischen Oolithen als arenitische Fazies des Hinterriffbereiches zu deuten. Sie stellen ebenfalls eine Bildung eines rasch sinkenden Flachwasserareals dieser Position dar.

Die Mächtigkeit des Hochfellnkalkes ist durch die häufige Bindung an den Oberrhätkalk schwer erfaßbar. Wo er durch einen Liaskieselkalk und Crinoidenkalk eingegrenzt wird, wie etwa im Benediktenwandgebiet, werden Beträge zwischen 3 m und 80 m angeführt (H. SÄRCHINGER, 1939, S. 392).

Alter und Fauna: Eine reiche unterliassische Gastropodenfauna stammt aus diesem Kalk vom Hochfellngipfel selbst, die L. v. AMMON (1893) beschrieben hat. Wo der Hochfellnkalk durch zwischengeschalteten Kiesellias mit *Arnioceras* wie auf der Benediktenwand vom unterlagernden Oberrhätkalk klar getrennt ist, kann er in den Lias $\alpha 2$ eingereiht werden (H. SÄRCHINGER, 1939, S. 394; F. FABRICIUS, 1967, S. 147). Aus dem Liasanteil des lithologisch vom Oberrhät nicht abgetrennten Riffkalkes des Sonnwendgebirges in Tirol hat F. WÄHNER (1903, S. 105 ff.) die Makrofauna angeführt – vgl. O. AMPFERER, 1924 b, S. 43.

11. Liasbrekzien

Grobe, den ganzen Lias oder große Teile davon und noch höher empor durchlaufende Brekzienserien, wie man sie in den Zentralalpen antrifft, sind in den Nördlichen Kalkalpen außerordentlich selten. Nur die Beispiele der Eisenspitzbrekzie bei Flirsch in den Lechtaler Alpen – die übrigens bereits in den karnischen bis tiefnorischen Brekzien und im brekziösen Oberrhät der Eisenspitze ihre Vorläufer hat (R. HUCKRIEDE, 1959 a, S. 424) – und der Oberseebrekzie (vgl. S. 338) im Gebiet des Obersees 7 km SE von Lunz sind vergleichbare Bildungen (Abb. 196). Da die Besprechung der Liasbrekzien bereits im Zusammenhang mit jener der Allgäuschichten (S. 295) und des Hierlatzkalkes (S. 319) vorgenommen worden ist, soll zunächst auf das oben Gesagte verwiesen werden.

In den Allgäuschichten der Westkalkalpen sind resedimentierte Geröllbänke nach V. JACOBSHAGEN (1965, S. 78 f.) vor allem unter dem Stufenkalk am Oberrand der Unteren Älteren Allgäuschichten und im Epsilonalk der Mittleren Allgäuschichten innerhalb des Lias verbreitet. Polymikte Konglomerate mit geringer Korngröße treten ebenfalls mehrfach in den Älteren Allgäuschichten auf, von der Basis dieser Serie angefangen (D. RICHTER, 1963, S. 86).

Die mit dem Hierlatzkalk verbundenen Brekzien können an der Basis, zwischendurch oder im Hangenden dieses Schichtgliedes auftreten. Beispiele für die sehr weit verbreitete Hierlatzbasalbrekzie, also einer Transgressionsbrekzie, bei der verschiedene Gesteine des Untergrundes bis zum Hauptdolomit hinab als Komponenten aufgearbeitet erscheinen, sind etwa aus den Vilser und Ammergauer Alpen gemeldet worden (W. HEISSEL, 1937, S. 245; W. ZACHER, 1964, S. 32; Ch. KUHNERT, 1967 a, S. 30). Brekzienlagen höherer Position und vor allem die durch Übergang mit

dem Hierlatzkalk verbundene, hangend anschließende Brekzie, die östlich vom Dürrenstein und Seebachtal im Lunzer Gebiet so ausgedehnte Areale bedeckt, finden S. 338 f. und 351 ihre Erwähnung.

12. Vulkanite im Lias

Hinweise auf Tuffe im Oberlias auf der Südseite des Karwendels und nördlich von Weißbach bei Lofer hat erstmalig K. GERMANN (1972, S. 141 ff.) durch den Nachweis von seladonitreichen blaugrünen Lagen in Calciumrhodochrosit-Bändern der manganreichen Zone erbracht. Seladonit ist als Hinweis auf vulkanische Entstehung dieser Serie zu werten.

C. Dogger

Allgemeines

Die Verbreitung des Doggers ist in den Kalkalpen noch sporadischer als jene des Lias. Wiederum weisen die voralpinen tektonischen Einheiten noch relativ reichere Serien als die nur sehr lückenhaft Dogger führenden hochalpinen Einheiten auf. In erstgenannten Gebieten liegen die mitteljurassischen Schichtglieder vielfach, aber nicht immer, konkordant dem älteren Jura auf; mancherorts aber treten sowohl hier (Beispiel Oisbergzug der Lunzer Decke, Tirolikum der Totengebirgsdecke) als auch im Juvavikum (Dachsteindecke etc.) die Klauskalke des Mitteljura mit einer bedeutenden Schichtlücke unmittelbar über Obertrias auf, die auf die Bewegungen der hochalpinen Phase zurückgeführt wurde (A. TOLLMANN, 1966 b, S. 54). Auf ständige Bodenbewegung weist auch die Oberseebrekzie der Unterbergdecke (Ötscherdecke) SE von Lunz hin, die sich basal durch Übergang aus dem liassischen Hierlatzkalk entwickelt und durch den Dogger ohne Zäsur durchzulaufen scheint. Daneben gibt es mancherorts, besonders in den westlichen Kalkalpen, durchaus auch ungestört durchlaufende Cephalopodenkalkprofile des Dogger.

Die Mächtigkeit der Dogger-Ablagerungen ist in allen Faziesbereichen, auch in jenem der Allgäuschichten (vgl. S. 324), vergleichsweise wesentlich geringer als jene des Lias.

In fazieller Hinsicht zeigen die Glieder des Dogger wiederum fast alle Ausbildungsformen, die wir vom Lias her kennen: mergelig-schiefrige, kieselkalkige, kieselige Fazies treten neben bunten Cephalopodenkalken, Rotkalken und Crinoidenkalken auf. Brekzien sind selten und weisen mit ihren bisweilen lokal angehäuften Olistholithen (Strubbergkonglomerat) auf erste bedeutendere Bodenbewegungen in der Geosynklinale. Eine Übersicht über die Faziesdifferenzierung des Dogger und die Bezeichnung der Haupttypen der Schichtglieder gibt Taf. 2.

1. Allgäuschichten-Doggeranteil

Gliederung und Reichweite: Die Fleckenmergelfazies reicht im Osten der Kalkalpen nach bisheriger Kenntnis nur selten über den Lias empor. Aalenien ist

hier westlich von Ybbsitz durch eine Ammonitenfauna mit *Leioceras opalinum* (REIN.) in der Frankenfelder Decke belegt – F. TRAUTH (1922, S. 160 f.). In den westlichen Kalkalpen hingegen gehören der oberste Teil der Unteren Jüngerer Allgäuschichten sowie die Mittleren und Oberen Jüngerer Allgäuschichten – im Sinne der Gliederung von V. JACOBSHAGEN, 1965 (vgl. S. 293) – geschlossen dem Aalenien an. Erst die Spatkalke darüber vertreten jüngere Stufen des Dogger (Abb. 173). Die Mittleren Jüngerer Allgäuschichten bestehen aus mäßig dick gebanktem, grauem oder grünlichgrauem Kalk mit oder ohne Flecken. Die Kalke können untergeordnet kieselig oder spätig entwickelt sein. Konglomerate erscheinen darin nur in den Allgäuer Alpen. Diese Kalke reichen von der Aalenien-Basis, der Opalinum-Zone, bis in das tiefe Oberaalien, der Murchisonae-Zone. Die Oberen Jüngerer Allgäuschichten stellen eine dunkle Wechselserie von gebankten Kalken und reichlich 1 dm bis 3 dm dicken Mergellagen dar. Der Schieferanteil kann 50 Prozent des Volumens überschreiten. Verkieselung ist nicht selten. Eine besonders schiefrige, kieselige Sonderausbildung dieser Schichtgruppe stellen die sogenannten „Kohlstattsschichten“ dar (siehe S. 328). Altersmäßig repräsentiert dieser Schichtstoß der Oberen Jüngerer Allgäuschichten Oberes Aalenien (Murchisonae-Zone, zum Teil noch Concavum-Zone) – V. JACOBSHAGEN, 1965, S. 50 f. Als Oberste Jüngere Allgäuschichten schließlich hat V. JACOBSHAGEN noch die über der Fleckenmergelserie folgenden gebankten, häufig auch kieseligen Kalke des Mittleren und Oberen Dogger bezeichnet, mit einer Sonderfazies als Spatkalk, die S. 337 besprochen wird.

Die Obergrenze der Allgäuschichten liegt im Westen (Allgäu) im Oberaalien – V. JACOBSHAGEN (1965, S. 65). Ausnahmsweise können die obersten Teile der Allgäuschichten noch höher emporreichen, wie der Fund von *Macrocephalites typicus* (BLAKE) des Oberdogger in den Mergeln im Liegenden des Radiolarites NE Tannheim durch K. REISER (teste V. JACOBSHAGEN, 1965, S. 62) gezeigt hat. In den Chiemgauer Alpen umfaßt im Kampenwand-Vorland im Bereich der Allgäudecke der Fleckenmergel der Allgäuschichten nicht nur noch den obersten Lias mit *Catullocceras dumortieri* (THIOLL.), *Pleydellia aalense* (ZIETEN) etc., sondern auch noch das Aalenien, dessen Mittelabschnitt durch *Tmecoceras scissum* (BENECKE) belegt ist – V. FAHLBUSCH, 1962, S. 12. Darüber folgen dort ab Bajocien die dunklen fleckigen Kieselkalke des mittleren und oberen Dogger.

Die Mächtigkeit der gesamten Jüngerer Allgäuschichten einschließlich ihres oberliassischen Basalteiles und der im Hangenden folgenden Spatkalke kann 350 m erreichen, bleibt aber jedenfalls weit hinter der Mächtigkeit der Älteren Allgäuschichten zurück.

Die Fossilführung ist spärlich, jedoch sind vereinzelt Ammonitenfaunen, auch mit den Leitformen aller vier Zonen, und zwar vom Liegenden gegen Hangend *Leioceras opalinum* (REIN.), *Tmecoceras scissum* (BEN.), *Ludwigia murchisonae* (SOW.), *L. concava* (SOW.) gefunden worden – V. JACOBSHAGEN (1965, S. 52–63); H. MILLER (1963 b, S. 57). Die wichtigsten Leitformen der Sporenflora in der Dogger-Schieferfazies sind durch W. KLAUS bei G. ROSENBERG (1966, Taf. 1) zusammengestellt.

1 a) Waidhofener Schichten („Dogger-Posidonienschiefer“)

Begriff: Neuprägung.

Lithologie und Stellung: Eine Sonderausbildung innerhalb der Dogger-Allgäuschichten stellen die sogenannten „Dogger-Posidonienschiefer“ des Allgäu-

Frankenfesler Deckensystem in der Stirnregion der Kalkalpen, namentlich ihres westlichen Abschnittes dar. Es sind dunkle bis schwarze feinschichtige, auch linsig-blättrig-flatschige, oft feinstsandige Mergel und Schiefer mit *Posidonia alpina* GRAS. = *Bositra buchi* (RÖMER) des Oberaaleniens bis Calloviens und mit Ammoniten des obersten Aalenien, der *Graphoceras concavum*-Zone.

Vorkommen: Diese Schichten treten im Allgäu z. B. im Hirschbachtobel NE Hindelang in der Allgäudecke auf – V. JACOBSHAGEN (1965, S. 54), M. RICHTER (1966, S. 121). Auch in den Vilser Alpen sind mehrfach solche „Posidonienschiefer“ in der Allgäuschichtserie der Allgäudecke nachgewiesen worden (W. BESLER, 1959, S. 445; W. ZACHER, 1966, S. 56). Weiter im Osten sind sie aus dem Gebiet westlich des Kochelsees aus der Allgäudecke beschrieben (G. MÜLLER-DEILE, 1940, S. 30). Aus der Frankenfesler Decke wurden von F. TRAUTH (1922, S. 256) mit Vorbehalt „*Posidonia alpina*-Mergel“ westlich von Ybbsitz erwähnt. Im Inneren der Kalkalpen fehlt diese Fazies im Osten, während im Westen noch in der Lechtaldecke (Rothorn nördlich von Holzgau) kalkig-spätige Allgäuschichten mit *Bositra buchi* (RÖMER) bekannt sind. Eigenartig ist die Rekurrenz der gleichen Fazies in der heute tektonisch vor der Front der östlichen Kalkalpen liegenden helvetischen Grestener Zone (F. TRAUTH, 1922, S. 176 ff., 187; 1954, S. 103; W. SCHNABEL, 1970, S. 151, Taf. 5), die ursprünglich durch eine Reihe anderer alpiner Tröge von den Kalkalpen getrennt war.

Als **Typlokalität** der Waidhofener Schichten wird hier das in bezug auf den reichen Fossilgehalt und die Lithologie bereits von F. TRAUTH (1922, S. 176 ff., 187; 1954, S. 103) und W. SCHNABEL (1970, S. 151; Taf. 5) eingehend studierte Mergelvorkommen im linken Quellast des Neuhauser Grabens in der helvetischen Grestener Zone, 1,6 km NNE Gstadt bei Waidhofen, gewählt, das gegenüber den untergeordneten Vorkommen in den Kalkalpen klassische Lokalität der „Mergel mit *Posidonia alpina*“ darstellt. Sollte später – abweichend zu der hier dargelegten Auffassung – für die entsprechenden Schichten in den Kalkalpen auf Grund etwaiger feinerer lithologischer Differenzen eine getrennte Benennung vorgenommen werden, so soll der Name Waidhofener Schichten an die die Typlokalität enthaltende subalpine (helvetische) Externzone gebunden bleiben.

Schichtname: Bezüglich der alten Schichtbezeichnung „*Posidonia alpina*-Mergel“ ist Folgendes zu bemerken. Nach R. JEFFERIES & P. MINTON (1965, S. 157 f.) fällt der Name *Posidonomya alpina* GRAS 1852 ebenso wie *Posidonia ornata* QUENSTEDT 1851 in die Synonymie von *Posidonia buchi* RÖMER 1836, die Gattung dieser Art ist aber klar von der paläozoischen Gattung *Posidonia* mit der Typusart *P. becheri* BRONN unterschieden; für die mesozoischen Formen ist der Gattungsname *Bositra* DE GREGORIO 1886 anwendbar. Man müßte demnach heute, wie auch bereits gehandhabt (C. STURANI, 1967, S. 446), von *Bositra-buchi*-Schichten sprechen. Es erscheint aber günstiger, einen von den wechselnden Fossilbenennungen unabhängigen, den stratigraphischen Regeln entsprechenden Namen zu wählen, der nach den Vorkommen in der Umgebung von Waidhofen an der Ybbs „Waidhofener Schichten“ lauten soll. Hier treten vor allem in der Grestener Klippenzone reichlich „*Posidonia-alpina*-Mergel“ auf (F. TRAUTH, 1954, S. 103 f.). Da sich diese Mergel faziell in der Grestener Zone und in den Kalkalpen gleichen, ist der Name für die entsprechenden Schichten der verschiedenen Großeinheiten anwendbar.

2. Chiemgauer Schichten („Dogger-Kieselschichten“)

Begriff: Neuprägung.

Differentialdiagnose: Serie aus dunklen bis helleren Kieselkalken, Kiesel-
fleckenmergeln, Kieselschiefern, Hornsteinkalken und Hornsteinspatkalken, die sich von
entfernt ähnlichen tief- oder hochjurassischen Bildungen auch durch ihr Dogger-Alter
unterscheidet. Die kieselreiche Variante der Oberen bis Obersten Jüngeren Allgäu-
schichten im Bereich der westlichen Nordkalkalpen kann ebenfalls mit dem Begriff
„Chiemgauer Schichten“ belegt werden. Die Kohlstattsschichten (siehe S. 328), eine kiese-
lige Tonschiefer-Ausbildung des Dogger, unterscheiden sich durch den geringen bis feh-
lenden Kalkgehalt von den Chiemgauer Schichten und stellen eine an Bedeutung
untergeordnete Varietät letzterer dar.

Liegend- und Hangendgrenze: Die Liegendgrenze wird meist durch
den Oberrand der Fleckenmergel des Lias oder Tiefdogger gegenüber den mit zuneh-
mendem Kieselgehalt darüber folgenden Kieselschichten gebildet. Die Hangendgrenze
wird entweder direkt durch die Basis des untermalinischen Ruhpoldinger Radiolarites
repräsentiert, oder es schalten sich noch Spatkalke als Vertretung der Obersten Jüngeren
Allgäuschichten zwischen Chiemgauer und Ruhpoldinger Schichten.

Auftreten: In der Beckenfazies des Dogger setzt im voralpinen Gebiet über der
aus dem Lias noch ins Aalenien emporreichenden Fleckenmergel-Entwicklung mit der
Basis des Mitteldoggers vielfach eine im Durchschnitt etliche Zehnermeter mächtige,
dunkle, fossilarme, kieselig-kalkig-schiefrige Schichtfolge ein, deren Altersstellung heute
mehr und mehr erfaßt werden kann.

Bezeichnung: Unter der neu aufzustellenden Bezeichnung „Chiemgauer
Schichten“ mögen die Kieselkalke und Kieselschiefer des Dogger erfaßt werden, die,
meist im mittleren und höheren Dogger erscheinend, bisher unter der Bezeichnung Dog-
gerkieselkalk, Doggerkieselschiefer, Doggerhornsteinkalk etc. und in Form eines spe-
ziellen Typus als „Kohlstattsschichten“ in der Literatur geführt worden sind. Diese Dogger-
kieselschichten stellen zufolge ihres spezifischen Charakters die kieselreiche Variante
der Oberen bis Obersten Jüngeren Allgäuschichten dar. Sie sind aber stets dort, wo der
Kieselhabitus dominiert, als eigenständige Individualität betrachtet und nicht einfach
nomenklatorisch den Allgäuschichten gleichgesetzt worden. Daher erscheint die Bezeich-
nung mit einem selbständigen Begriff, nämlich Chiemgauer Schichten, gerechtfertigt. Der
Name wurde deshalb mit den Chiemgauer Alpen in Beziehung gesetzt, da hier
jüngst durch V. FAHLBUSCH (1962, S. 12 ff.) eine genaue Bearbeitung und Einstufung
der Doggerkieselschichten durch Ammoniten erfolgt ist.

Typusprofil: Als Typusprofil kann das von V. FAHLBUSCH (1962, S. 12 ff.)
gut studierte, Ammoniten führende Vorkommen der Dogger-Kieselschichten im Loch-
graben im Kampenwand-Vorland in den Chiemgauer Alpen Bayerns dienen.

Vorkommen und Lithologie: Im Ostabschnitt der Kalkalpen
ist die kieselige Fazies im Dogger und Tiefmalm fast nur auf die Frankenfesler Decke
beschränkt, die dickbankige Hornstein-Fleckenmergel führt, welche nach Belemniten
und einem Perisphincten ein Dogger- bis Malmlalter aufweisen (P. SOLOMONICA, 1935,
S. 52). Im Westteil der Frankenfesler Decke, etwa im Waidhofener Gebiet oder östlich
von Großraming, begegnet man über dem Liasfleckenmergel zunächst braune und grüne

Hornsteinbänke oder Hornsteinkalke, die von ungefähr 100 m mächtigen dunkelgrauen kieselreichen Plattenkalken überlagert werden und sich noch im Liegenden der Vilserskalke des höheren Dogger befinden (F. TRAUTH, 1922, S. 202; 1954, S. 95). Im Grenzgebiet zwischen Nieder- und Oberösterreich greift die Kiesel-Hornsteinfazies auch noch auf den Stirnteil der Lunzer und Reichraminger Decke über, während im Südteil dieser Decke wiederum gegen Osten Klauskalk den Dogger vertritt (Oisbergmulde) – P. STEINER (1968, S. 41), A. TOLLMANN (1966 a, S. 146 f.). Im Wiener Raum folgt ja schon im Stirngebiet der Lunzer Decke die Klauskalkfazies als Tiefschwellenentwicklung südlich der Kieselkalkregion der Frankfurter Decke.

Gegen Süden hin reiht sich an diese Schwellenzone in den östlichen Kalkalpen nochmals die Beckenfazies mit Doggerkieselkalken in schmalem, langgestrecktem Geosynklinaltrug: Am besten bekannt in der Sulzbachdecke, neuerlich vom Königsbergzug im Westen (P. STEINER, 1968, S. 35 f.) über das Ötschervorland (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 148) gegen Osten hin, bis in die Bohrungen im Wiener Becken-Untergrund verfolgt. Hier lagert über dem Rhät zunächst Liascrinoidenkalk, dann die im Durchschnitt etwa 60 m mächtige Kieselfleckenkalkserie (aus dem regionalen Vergleich, allerdings noch ohne Fossilbelege, heute noch wohl als Dogger einstuftbar), darüber 15 m hornsteinführender Spatkalk, der im Hangenden vom untermalmischen Ruhpolder Radiolarit begrenzt wird (vgl. auch F. TRAUTH, 1922, S. 205).

Die Fortsetzung des nördlichen Doggerkieselkalk-Streifens aus der Frankfurter Decke bildet in den mittleren und westlichen Kalkalpen die kieselig-kalkig-schiefrige Entwicklung im Hangenden bzw. in den Hangendpartien der Allgäuschichten der Allgäudecke. Aus dem Gebiet des Kampenwand-Vorlandes in den Chiemgauer Alpen hat V. FAHLBUSCH (1962, S. 12 ff.) gezeigt, daß dort die Fleckenmergel des Aalenien gegen Hangend unter Mergelabnahme und Kieselzunahme in zunächst noch fleckige, dann fleckenfreie Kieselkalke übergehen, die gegen oben hin zuerst schwarze Hornsteinknollen, dann Hornsteinlagen enthalten. In diesen höheren Teilen kommt es lokal zur Bildung hellgraubrauner (Dogger-)Spatkalke. Überlagert wird der Gesamtkomplex von untermalmischen Ruhpolder Radiolariten.

Eine Sonderausbildung des Doggerkieselkalkes tritt in den Ammergauer Alpen im stirnnahen Teil der Lechtaldecke auf, wo diese Serie in Form einer Wechselagerung von gutgeschichteten bräunlichen, gelblichen oder grauen Kieselkalken, von mächtigen honiggelben, braunen oder roten reinen Hornsteinbänken und untergeordnet Spatkalken durchsetzt auftritt. Die Mächtigkeit beträgt rund 50 m. Die spärlichen Brachiopodenfunde sprechen für ein Doggeralter (Ch. KUHNERT, 1967 b, S. 34 f.; W. ZACHER, 1964, S. 38).

Im westlichsten Kalkalpenabschnitt, namentlich im Allgäu, entsprechen die Oberen und Obersten Jüngeren Allgäuschichten V. JACOBSHAGENS (1965, S. 50 f.), besonders letztere des Mittel- bis Oberdogger, reich an kieseligen Lagen und Hornstein, den Doggerkieselschichten des Ostens. Die mehr schiefrigen Oberen Jüngeren Allgäuschichten kann man den sogenannten „Kohlstaattschichten“ (siehe S. 328) gleichsetzen. Auch hier stellt sich im oberen Anteil dieser Schichtgruppe der Spatkalk (vgl. Abb. 173) ein.

Alter: Durch Ammonitenfunde gelang im Gebiet der Chiemgauer Alpen die direkte Einstufung der Kieselkalkserie in der durch *Chondoceras cf. densicostatum*

WESTERM. und *Stephanoceras (Skirroceras) plicatissimum* (QUENST.) Bajocien, Dogger δ , belegt ist und durch *Cadomites* sp. noch der höhere Dogger erfaßt ist.

Die Mächtigkeit des gesamten Dogger (Fleckenmergel, Kieselkalkserie, Spatkalk) beträgt in dieser Region 30 m bis 60 m, wovon 6 m bis 8 m auf den Spatkalk entfallen.

Sonderausbildungen der Chiemgauer Schichten:

2 a) Kohlstattschichten

Schichtausbildung: Im Gebiet des Kochelsees ist die kieselige Doggerserie in der Allgäu-Decke in schieferreicher Fazies entwickelt und erhielt hier den Namen „Kohlstattschichten“. Als „Kohlstatt-Fazies“ wurde ursprünglich von G. MÜLLER-DEILE (1940, S. 30 ff.) die Serie aus „hervorragend dünn gebankten, schwarzgrünen oder schwarzblauen kieseligen Tonschiefern von ziemlich großer Härte, muscheligen Bruch und geringem Kalkgehalt“ bezeichnet, die sandige Zwischenlagen enthält und nach lokaler Einschaltung eines Konglomerates mit kalkalpinen Komponenten Hangend mit deutlichem und allmählichem Übergang in den Radiolarit des höheren Jura überleitet. Die Typlokalität „Kohlstattgraben“ liegt 6 km ENE Kochel im Nordteil der Allgäu-Decke.

Die sichtbare Mächtigkeit der Kohlstattschichten dieser Region, in der das Liegende allerdings nicht aufgeschlossen ist, beträgt 20 m. Von G. MÜLLER-DEILE wurde nach der Position ein Unterdogger-Alter vermutet.

Ausführliche lithologische Beschreibungen der Kohlstattschichten stammen von M. RICHTER, zuletzt 1970, S. 618 ff., wo er sie als grüne, kieselige Tonschiefer schildert, zum Teil feinsandig, zum Teil manganreich und mit grünen Hornsteinen, stets auch mit Brekzien und Konglomeraten verknüpft, die auch in die hangenden Radiolarite emporreichen. M. RICHTER stellt jüngst auch bisher als Cenoman gedeutete, gegen 100 m mächtige Brekzien aus kalkalpinem Schutt noch in den unteren Teil der Kohlstattschichten.

Die Fossilführung beschränkt sich nach bisherigem Wissen auf Radiolarien und Schwammnadeln.

In regionaler Hinsicht sind Kohlstattschichten in den Schlierseer und Kocheler Bergen nachgewiesen, im Ammergau fehlen sie, wurden zwar wiederum aus dem Raum der Allgäu-Decke von der Jochschrofenschuppe südlich von Hindelang, vom Bsonderachtal und Hintersteiner Fenster weiter im Süden gemeldet (D. RICHTER, 1963, S. 88 f., 103), die beiden letztgenannten Vorkommen haben sich aber als kretazische Couches rouges erwiesen (V. JACOBSHAGEN & O. OTTE, 1968, S. 99).

2 b) Strubbergsschichten

Begriffsprägung: E. FUGGER, 1915, S. 420.

Seriencharakter: Eine gut individualisierte Sonderausbildung einer an Grobbrekzien reichen Kieselschieferserie ähnlichen (?) Alters wie jene des Doggerkieselkalkes liegt in der Serie der Strubbergsschichten vor, die den Südteil eines einstigen Beckens im Inneren der zentralen Kalkalpen am Nordrand des Tennengebirges markieren. Die Strubbergsschichten umfassen nach H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952, S. 200 ff.)

Fleckenmergel und hornsteinführende Mergel; sehr verbreitet sind schwarzbraun verwitternde, lagerstättenkundlich interessante Manganschiefer (H. P. CORNELIUS et al., 1952, S. 207 ff.; K. LECHNER et al., 1956, S. 303 ff.), ferner kieselig-zähe, dunkelgraue, flaserige, kieselig durchwobene Kalke, Spatkalke und schließlich die berühmten Strubbergbrekzien, die am mächtigsten am Sattelberg und Rauhen Sommereck südlich des Lammertales auftreten. Sie enthalten riesige Schollen von Hallstätter Gesteinen eingesedimentiert (V. HÖCK & W. SCHLAGER, 1964), welche am ehesten als Olistholithe aus einer einst benachbart anschließenden Hallstätter Zone (Lammerzone) abgeleitet werden können.

Als Alter der Strubbergsschichten wird teils Oberlias bis ? Dogger angenommen (H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1956, S. 207), teils wird in ihnen im wesentlichen Kimmeridge vermutet und demnach ihr Alter mit jenem der Tauglbodenschichten gleichgesetzt (M. SCHLAGER, 1956, S. 42).

Die in einem Becken jenseits der Osterhorn-Südrandschwelle weiter im Norden im Tirolikum abgesetzten tief- bis mittelmalmischen Tauglbodenschichten sind den Strubbergsschichten lithologisch vergleichbar (siehe S. 344 ff.).

3. Klausschichten

3 a) Klauskalk

Begriffsprägung: E. SUESS, 1852 a, S. 171.

Lithologie: Der Klauskalk stellt einen roten bis braunroten, ammonitenreichen, gebankten, knolligen Kalk des Dogger dar, der vielfach durch Subsolution stark kondensiert ist und nur gelegentlich größere Mächtigkeiten erlangt. Mangan/Eisenoxyd-Knollen und -Rinden sind für den kondensierten Klauskalk bezeichnend. Bei Subsolution treten rote Tonbestege auf den knolligen Flächen oder als Hülle der Knollen auf (P. STEINER, 1968, S. 41). Mangan/Eisen-Krustenbildung kann im Rotkalk aller Abteilungen des Jura der Kalkalpen beobachtet werden, derartige Knollen sind im Lias und besonders im Dogger häufig (K. GERMANN, 1971, Abb. 1, S. 135; 1972). Betreffs der Art der Ausfällung und des Wachstums der Mangan/Eisenoxyd-Knollen sei auf die diesbezüglichen Bemerkungen beim Adnetter Kalk verwiesen (S. 308). Mikrofaziell stellt der Klauskalk einen Biomikrit mit gelegentlich auftretenden Algen-Stromatolithlagen dar.

Begriffsgrenzung: Im Hangenden dieses typischen Klauskalces, auf den sich die ursprüngliche Namensgebung bezieht, stellt sich weithin in den Kalkalpen im jüngeren Dogger ein lithologisch gut abgrenzbarer weiterer Kalktypus der Klaussschichten in Form von blaßrosa, rötlichen, bräunlichen bis graubraunen, auch sehr hellen, geschichteten bis gebankten, nur teilweise knolligen, ammonitenarmen, *bositra*-reichen Filamentkalcken ein, auf die der klassische Begriff Klauskalk keineswegs bezogen worden war, welche vielmehr unter verschiedenen Bezeichnungen wie Posidonienkalk, Unterer Reitmauerkalk, Filamentkalk etc. in der Literatur geführt worden sind. L. KRYSŤYN (1971; 1972 a) hat neben dem Klauskalk auch diese *Bositra*-Kalke sowie außerdem im Profil gelegentlich darüber folgende weiße oder helle Untermalmkalke (Oberer Reitmauerkalk, Transversariumkalk), die nach ihm selbst (1971, S. 501) einen lithologisch gut unterscheidbaren Typus darstellen, in seinem Begriff Klausschichten subsummiert,

der aber nicht auch auf die weißen Untermalmkalke ausgedehnt werden sollte. Alle drei in Mikrofazies, Lithologie, zum Teil auch nach Fauneninhalt unterschiedenen Schichtglieder stellen selbständige, unterscheidbare Typen dar, wie bei den entsprechenden Schichtgruppen noch näher ausgeführt werden wird. Im folgenden wollen wir uns zunächst mit dem Klauskalk sensu str. beschäftigen.

Basalabgrenzung: Der Klauskalk lagert vielfach mit verschieden großer basaler Schichtlücke dem Untergrund auf. Häufig läßt sich trotz dieser Schichtlücke eine konkordante Auflagerung über dem Sockel beobachten, der entweder aus tieferem Jura

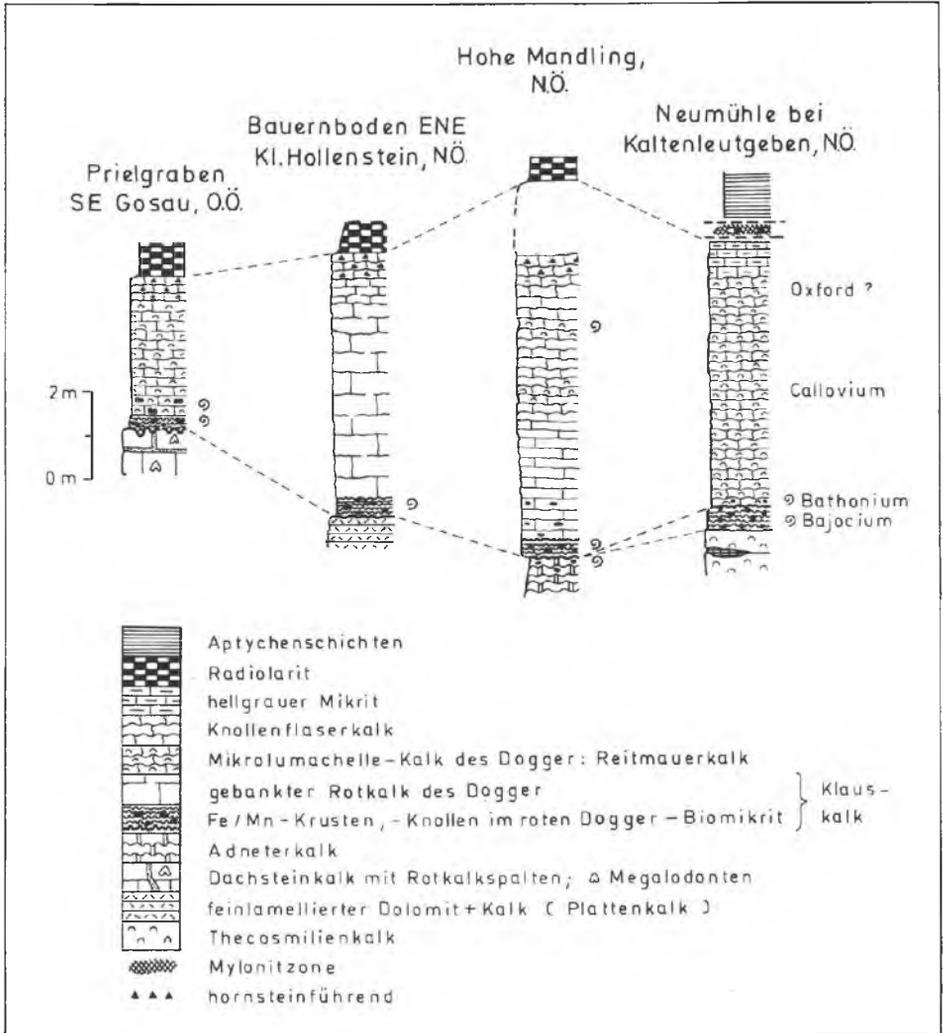


Abb. 192: Profilserie durch die Klauschichten in Ober- und Niederösterreich nach L. KRYSŤYN, 1971, Beil. 4, nomenklatorisch ergänzt.

oder aber meist aus Obertrias-Dachsteinkalk besteht, in Ausnahmefällen (Oisbergmulde der östlichen Kalkvorlpen) auch durch norischen Plattenkalk gebildet wird. Zur Erklärung der Schichtlücke genügt wohl allgemein die Annahme von (submariner) Lösung und Mangel an Sedimentabsetzung im tieferen Jura dieser Region, so daß die Annahme einer hochalpinen Phase (A. TOLLMANN, 1964 b, S. 238; 1966 b, S. 54) von Bodenbewegungen im tieferen Dogger nur aus dem Grunde unnötig wäre. Altbekannte Beispiele solcher Schichtlücken im Liegenden des Klauskalles bieten das Dachsteingebiet selbst (E. SPENGLER, 1919 b, S. 54), das Tote Gebirge (L. WAAGEN, 1924, S. 56), die Oisbergmulde im Westabschnitt der Lunzer Decke bei Gr. Hollenstein (P. STEINER, 1968, S. 42) und eine Reihe weiterer, jüngst von L. KRYSYŃ (1971, Beil. 4) studierter Lokalitäten bis hinüber zum Steinbruch Neumühle bei Rodaun im Wienerwald.

In manchen Regionen des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen läuft die Bildung von roten, gebankten, geflaserten (H. JURGAN, 1967, S. 75) und knolligen Ammonitenkalcken vom Typus des Adnetter Kalkes aus dem Lias ohne Schichtlücke in den Dogger weiter, so daß man in einem solchen Fall von einem Adnetter/Klauskalk-Komplex sprechen könnte. Beispiele hierfür liefern die Osterhorngruppe (W. DEL-NEGRO, 1950, S. 47; 1960, S. 13) oder die Kammerkehrgruppe NW von Lofer. Dort sind durch reiche Ammonitenfaunen alle Zonen des Aalenien mit Ausnahme der untersten (Opalinum-Zone) nachgewiesen: Die Scissum-Zone durch *Tmecoceras scissum* (BEN.), *Leioceras comptum* (REINECKE) etc., die Murchisonae-Zone durch *Ludwigia bradfordensis* (BUCKM.), *Erycites intermedius* HANTKEN etc.; die Concava-Zone durch *Ludwigia (Ludwigella) rudis* BUCKM., *L. arcitenens* (BUCKM.) etc. – R. FISCHER (1969, S. 105 f. und Abb. 1–2; 1970, S. 586 ff.).

Die Mächtigkeit der Klauskalke liegt in den meisten Profilen zufolge der starken Kondensation unterhalb von 1 m, vom Brieltal im Dachsteingebiet 3 km SE Gosau angefangen (0,5 m – E. SPENGLER, 1919 a, S. 337) bis zum neu studierten fossilreichen Profil im Neumühl-Steinbruch im Kaltenleutgebener Tal am Kalkalpenostrand (0,3 m – L. KRYSYŃ, 1970 b, S. 56; 1972 a, S. 199, Abb. 2) – vgl. Abb. 192. Auch die meisten dazwischenliegenden Profile sind so schwächlich (L. KRYSYŃ, 1971, Taf. 1), abgesehen vom Profil Bauernboden in der Oisbergmulde der Lunzer Decke und der Hohen Mandling, wo wohl auch die nicht kondensierten, roten, ammonitenführenden Kalke über dem basalen Kondensationsniveau zum Klauskalk zu zählen sind, so daß dort eine Mächtigkeit von etwa 6 m aufscheint. Die Mächtigkeit des oben erwähnten roten Doggerkalkes in der Kammerkehrgruppe beträgt 2,5 m bis 4,5 m.

Als Bildungsmilieu wird auf Grund der strömungsbedingten Mangelsedimentation und Subsolution ein Schwellenbereich in tiefneritischer (L. KRYSYŃ, 1972 a, S. 204 ff.) bzw. neritischer (L. KRYSYŃ, 1971, S. 503), auf Grund der Bohralgenspuren in photischer Zone angenommen. Kräftige Subsolutionsmerkmale sind weit verbreitet (vgl. J. WENDT, 1969, S. 223) – Abb. 193.

Alter und Makrofauna: Wie besonders die Untersuchungen von L. KRYSYŃ (1970–1972) gezeigt haben, umfassen die Klauskalke alle Etagen des Dogger vom Aalenien angefangen (Gaißau NE Adnet, Kammerkehrgruppe – R. FISCHER, 1969, siehe oben) bis zum Callovien: Untercallovien-Fauna der Oisbergmulde; Unter- bis Mittelcallovien-Fauna des Brieltales 3 km SE Gosau mit *Macrocephalites macrocephalus* (SCHLOTH.) bei M. NEUMAYR (1870, S. 152) und E. SPENGLER (1919 a, S. 327); Unter-

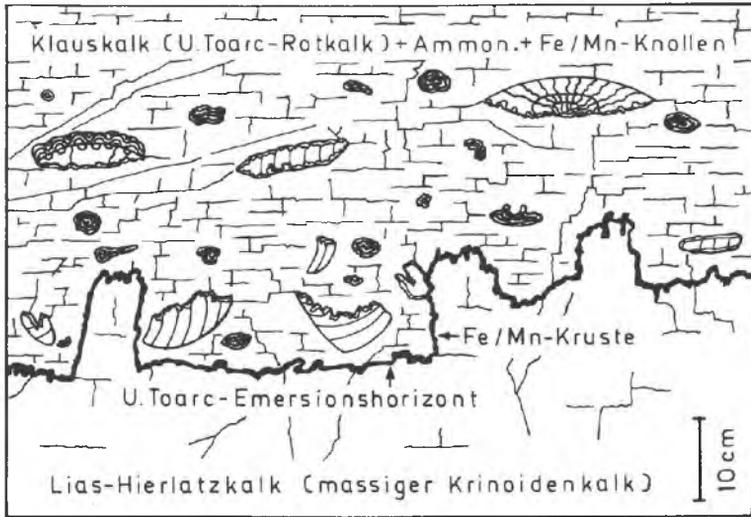


Abb. 193: Kondensation des Klauskalkes im Sonnwendgebirge, Tirol; korrodierte Ammonitengehäuse, Eisen/Mangan-Knollen- und -Krustenbildung; nach J. WENDT, 1969, S. 223, Abb. 1 a. Die Auflagerungsfläche des Klauskalkes auf dem Hierlatzkalk ist hier als Emersionshorizont gedeutet.

bis Obercallovien der Hohen Mandling bei L. KRYSZYN (1971, S. 494). Die stark kondensierten Profilstücke sind fast stets auf das Ober-Bajocien (Klausalpe und Mitterwand SE davon im Dachsteingebiet – Fauna bei M. NEUMAYR, 1870, S. 153; E. SPENGLER, 1919 a, S. 323; L. KRYSZYN, 1971, S. 491) bis Bathonien konzentriert. Unter den älteren paläontologischen Arbeiten über die Ammonitenfaunen des Dogger und Malm sind besonders die Studien von M. NEUMAYR (1870; 1871) hervorzuheben. Jüngst ist die Ammonitenfauna der kondensierten Klauskalke im Steinbruch Neumühle, 1,3 km WSW Rodaun SW von Wien, durch L. KRYSZYN (1970 b bis 1972 a) monographisch bearbeitet worden, wobei dort trotz der geringen Mächtigkeit der Klauskalke von 30 cm der Zeitraum von der Parkinsoni-Zone des obersten Bajocien mit elf Ammonitenarten über die reich fossilbelegte Zig-Zag-Zone des Unterbathonien, über Mittelbathonien mit *Oecotraustes splendens* ARKELL, *Procerites fowleri* ARKELL und *Wagnericeras suspensum* (BUCKMANN) bis zum Oberbathonien mit *Oxycerites aspidoides* (OPPEL), *Proberticoceras retrocostatum* (DE GROSS.) etc., belegt ist.

Die Mikrofauna des Klauskalkes ist noch nicht speziell untersucht. Für die Foraminiferenfauna ist das erstmalige massenhafte Auftreten von „Protoglobigerinen“ bezeichnend, die sich dann innerhalb des Jura noch in den Acanthicus-Schichten in den Vordergrund schieben (W. LEISCHNER, 1959, Abb. 16). Daneben liefern oft Ophthalmidiiden (Abb. 194) und Trocholinen – etwa *Trocholina conica* (SCHLUMBERGER) – bezeichnende Elemente.

Regionale Verbreitung: Das Entwicklungsoptimum der Klauskalke liegt in den östlichen und mittleren Kalkalpen. Sie reichen mit den aus der Kammer-

kehrgruppe beschriebenen Vorkommen noch auf Tiroler Gebiet. In den westlichen Kalkalpen fehlt dieses Schichtglied im Raum der mächtig entfalteten Allgäuschichten. Dort sind Rotkalke auf unbedeutende Schwellenzonen zurückgedrängt.

3 b) Reitmauerkalk

Begriffsprägung: F. TRAUTH, 1950, S. 200, Anm. 71.

Bezeichnung: Der Reitmauerkalk war bisher häufig unter der nicht den nomenklatorischen Regeln gerecht werdenden Bezeichnung „Posidonienkalk“ erwähnt worden, der übrigens heute durch den Namen „Bositrakalk“ ersetzt werden könnte, nachdem die Gattungsbezeichnung dieser Bivalve durch R. JEFFERIES & P. MINTON (1965, S. 157 f.) revidiert worden ist. Da aber seit 1950 durch F. TRAUTH für dieses Schichtglied bereits die Bezeichnung Reitmauerkalk besteht, so soll hier auf diesen verfügbaren Namen zurückgegriffen werden.

Zur Präzisierung des Begriffes ist zu erwähnen, daß F. TRAUTH bereits 1922 (S. 244 ff., 249, 256) die zwei verschiedenen jurassischen Kalktypen der Reitbauernmauer 2 km NE Ybbsitz besprochen hat, ohne hierfür Namen zu prägen (Abb. 214). Im Jahre 1950 (S. 200) wird dann von ihm der dem Posidonienkalk entsprechende Typus als „Reit(bauern-)mauer Kalk“ bezeichnet. Die in der gleichen Arbeit später (S. 202 f.) vorgenommene Abänderung des Begriffsinhaltes und die Ausdehnung des Begriffes auf zwei ganz verschiedene Typen, nämlich den Posidonienkalk des Callovien („Unterer

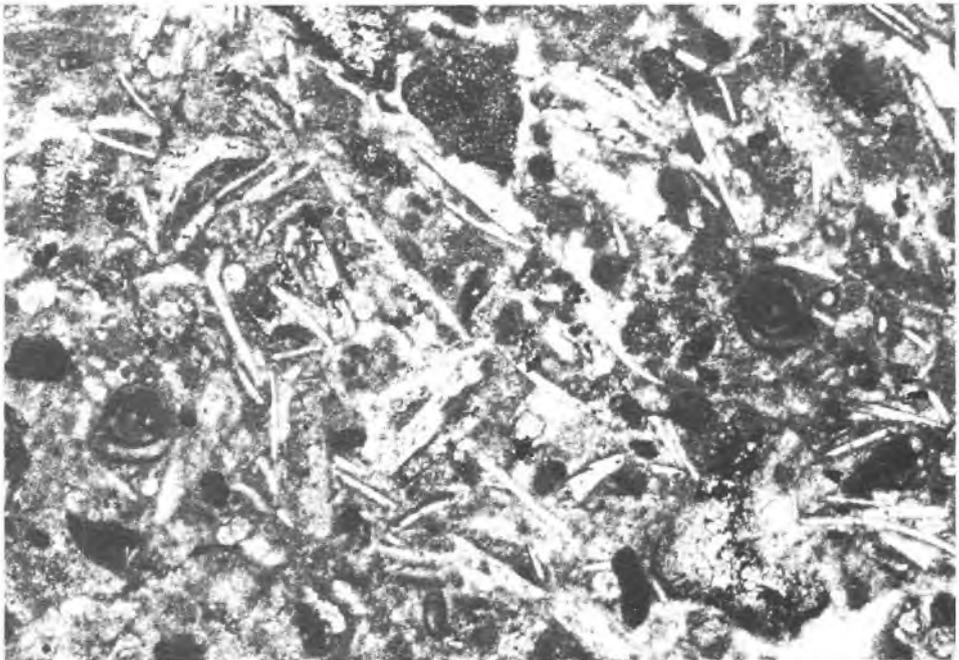


Abb. 194: *Ophthalmidium* und Protoglobigerinen im Klauskalk W Schloß Enzesfeld, Nd.-Öst. Länge des Bildausschnittes 4 mm.



Abb. 195: Der Reitmauerkalk („Bositrakalk“) stellt einen Filamentkalk mit mikritischer, häufiger aber sparitischer Matrix und der Schalenanordnung von *Bositra* in Spreizgefüge dar. Länge des Bildausschnittes 11 mm; Reitmauerkalk als Komponente in der Oberseebrekzie NW des Obersee bei Lunz, Nd.-Öst.

Reitmauerkalk“) und eine helle Varietät des Rotensteinkalkes des Oxford („Oberer Reitmauerkalk“), ist abzulehnen, da die ursprüngliche Festlegung des Begriffsinhaltes nicht sogleich abgeändert, vor allem aber nicht ein Name für differente Schichtglieder verwendet werden soll.

Synonymie: Posidonienkalk des Dogger, Bositrakalk, Unterer Reit(bauern)-mauerkalk, Callovien-Klauskalk, Filamentkalk.

Lithologie: Dieser zweite Haupttypus der Doggerkalke der Nordkalkalpen ist gegenüber den sein Liegendes bildenden Klauskalcken besser und durchgehender geschichtet bis gebankt, ist nur untergeordnet knollig-welligschichtig ausgebildet, nicht dunkelrot sondern blaßrosa, hellrötlich, bräunlich bis graubraun und gelegentlich auch hell bis weiß gefärbt und arm an Ammoniten, hingegen reich an Muschelbrut, besonders reich an *Bositra buchi* (RÖMER) [= *Posidonia alpina* GRAS.] – vgl. S. 325. In mikro-fazieller Hinsicht handelt es sich nicht um mikritische, sondern um sparitische bis dismikritische Mikrolumachellekalke, die auf Grund der massenhaften Prodissoconche pelagischer Muschel-Querschnitte in neuerer Zeit häufig als Filamentkalke bezeichnet worden sind (Abb. 195).

Die Schliifuntersuchung der blaßroten Ammonitenkalke der Typlokalität in der Reitmauer 2 km NE Ybbsitz, N.-Ö., durch G. LAUER (1968, S. 43) hat den oben ge-

schilderten Typus des vollkommen von Filamenten erfüllten Kalkes mit sparitischer Matrix erbracht (Abb. 214).

Bildungsmilieu: Wie L. KRYSZYN (1971, S. 501) ausführt, spricht die wirre Lagerung der Schalen in Spreizgefüge auf ein Bildungsmilieu mit stärkerer Turbulenz in relativ seichtem Wasser. Der entsprechende Typus wurde von H. FLÜGEL (1967) bereits als (sub)litorale Bildung mit Ablagerungstiefen bis zu maximal 300 m eingeschätzt, was aber nach A. FENNINGER et al. (1972, S. 67) noch unsicher erscheint.

Mächtigkeit: Im Gegensatz zum Klauskalk ist der Reitmauerkalk nicht kondensiert, es fehlen auch die Mangan/Eisen-Ausscheidungen des erstgenannten Typus. In der neu studierten Lokalität Neumühle bei Rodaun ist er 5 m mächtig, sonst geringer entwickelt, gelegentlich aber auch darüber ansteigend, wie etwa im Arrach-Steinbruch bei Gstadt östlich von Waidhofen/Ybbs mit 8 m bis 9 m Mächtigkeit.

Alter und Fauna: Der Reitmauerkalk ist meist in das Callovien einzuordnen und reicht nur gelegentlich in das Bathonien, ja sogar Oberbajocien hinab. An der Typlokalität NE Ybbsitz ist sein Alter zunächst von F. TRAUTH (1922, S. 246 ff.) durch eine umfangreiche Ammonitenfauna hauptsächlich als Callovien festgelegt worden, von der Basis (Macrocephalus-Zone) bis in den Oberabschnitt (Athleta-Zone) belegt. B. KUNZ (1967, S. 290) – der eine detaillierte Skizze des Aufschlusses an der Typlokalität der Reitbauernmauer gab (l. c., S. 265, Abb. 2) – hat im basalen Teil des Reitmauerkalkes dort noch Bathonien durch eine Makrofauna mit Ammoniten wie *Calliphylloceras flabellatum* (NEUM.) und *Lytoceras eudesianum* (d'ORB.) sowie Seeigeln wie *Pygorhytis ringens* (AG.) und *Pygomalus analis* (AG.) etc. erfaßt. Der im Hangenden des blaßrosa Reitmauerkalkes an der Typlokalität abtrennbare gebankte Bunte Oxford-Flaserkalk („Mittlerer Reitmauerkalk“ bzw. „Untersteiner Kalk“ G. LAUER, 1968; 1970) entspricht auf Grund der Lithologie und des Alters bereits dem Rotensteinkalk.

Im Steinbruch Neumühle bei Rodaun in der Lunzer Decke der östlichen Kalkvoralpen ist die Bildungsepoche des Reitmauerkalkes im Callovien durch *Choffatia caroli* (GEM.) und *Indosphinctes patina* (NEUM.) knapp ober der Basis belegt – L. KRYSZYN (1970 b, S. 56). Im Arrach-Steinbruch 400 m NW Steinmühl westlich von Ybbsitz tritt dieser Kalktypus in der von F. TRAUTH (1950, S. 200) als Schicht 1–2 bezeichneten tiefen Position des Aufschlusses auf: Von TRAUTH (1922, S. 212) wird hier ausdrücklich auf die von den typischen Klausbildungen abweichende Ausbildungsart hingewiesen; die Mikrofazies wird von H. FLÜGEL (1967, S. 26 ff.) unter dem Begriff „Filamentkalk“ beschrieben, nach der spärlichen Ammonitenfauna ist hier ein Hinunterreichen vom Callovien bis ins Oberbajocien, Parkinsonizone, anzunehmen (L. KRYSZYN, 1971, S. 495) – Abb. 213.

Verbreitung: In den östlichen Kalkvoralpen ist der Reitmauerkalk weit verbreitet – vgl. auch A. BITTNER (1898, S. 216 f.), G. ROSENBERG (1939, S. 185; 1965 b, S. 128). Im Mittelabschnitt der Kalkalpen wird er z. B. von der Mitterwand bei Hallstatt (E. SPENGLER, 1919 a, S. 325), ferner aus dem Brielgraben, vom Fuß des Sparbers am Wolfgangsee etc. beschrieben. Auch aus dem Tauglgebiet im Westteil der Osterhorngruppe wird er von R. HUCKRIEDE (1971, S. 133 ff., Schicht 22–25) als Filamentkalk vorgestellt. In den westlichen Kalkalpen stellt vielleicht der Weißenhauskalk SW Vils (A. OPPEL, 1863, S. 196; A. ROTHPLETZ, 1886, S. 37; A. BITTNER, 1886, S. 448) einen

vergleichbaren Typus dar, ferner der Filamentkalk der Trittalm bei Zürs (A. FENNINGER & H. L. HOLZER, 1972, S. 67).

4. Vilserkalk

Begriffsprägung: F. v. HAUER, 1853, S. 768.

Bezeichnung: Unter diesem Namen werden im allgemeinen die Crinoidenkalke und Brachiopodenkalke des Dogger zusammengefaßt, die der Seichtschwellenfazies entstammen. Sie unterscheiden sich durch hellere, gelbliche bis weiße Farben von den in der Hauptmasse roten oder grauen und nur selten gelblichen Hierlatzkalken. In nomenklatorischer Hinsicht sei vermerkt, daß in der ursprünglichen Definition der Name Vilserkalk nur für die weißen Brachiopoden-Crinoidenkalke des oberen Dogger nach der Typlokalität südlich von Vils in Tirol verwendet worden ist. F. TRAUTH (1922, S. 165) hat daher die lithologisch gleichartigen Kalke des tieferen Dogger eigens benannt, und zwar jene des Unterdogger (Aalenien) als Laubensteinkalke nach dem Laubenstein bei Hohenaschau in Bayern, jene des höheren Mitteldogger (Bathonien) als Weißenhauskalk nach dem Weißenhaus 1,5 km SW Füssen an der Tiroler Grenze. Bajocien-Crinoidenkalke waren unbekannt. Da aber nur eine fossilmäßige Abgrenzung dieser hellen Dogger-Crinoidenkalke möglich ist, hingegen keine geländemäßige Trennung dieses lithologisch einheitlichen Schichtkomplexes, so verwendet man in der Praxis den alteingeführten Namen Vilserkalk für die entsprechenden Crinoiden-Brachiopodenkalke des gesamten Dogger.

In lithologischer Hinsicht handelt es sich bei den Vilserkalken um hellrötliche, gelbliche, braune, hellgrau bis weiße, oft rot gesprenkelte, schlecht gebankte, meist grobspätige, selten auch hornsteinführende Crinoidenkalke oder dichte helle Kalke mit lockerer Crinoidenstreu, mit spätigen Partien und mit Nestern von Brachiopoden.

Die Mächtigkeit schwankt durchschnittlich zwischen 0 m und 50 m. In den Bayrischen Alpen erreicht sie zum Teil wesentlich höhere Beträge, im Maximum 250 m (F. F. HAHN, 1914, S. 119).

Verbreitung: Die Vilserkalke sind auf das Bajuvarikum beschränkt. Im Westen finden sie sich besonders im Hochbajuvarikum in der Stirn der Lechtaldecke (Vilser Berge, Ammergauer Berge, östliche Bayrische Voralpen), im Osten hingegen fast ausschließlich im Tiefbajuvarikum, der Ternberg-Frankenfesler-Decke, und nur sehr selten in der Lunzer Decke (Fahrenberg und Schneeberg bei Reichraming). Die tiefer im Inneren der östlichen Kalkalpen gelegenen Schollen, wie etwa der altbekannte Gunstberg NW Windischgarsten in Oberösterreich, haben sich hingegen als tiefbajuvarische Schürflinge erwiesen (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968, S. 178).

In der Makrofauna dominieren – von den noch nicht bearbeiteten Crinoiden abgesehen – die Brachiopoden weitaus über alle übrigen Elemente wie Bivalven und die spärlich gefundenen Ammoniten. Berühmte Lokalitäten mit reichen Unterdoggerfaunen liegen in der Lechtaldecke am Rotenstein 2,5 km WSW Vils in Tirol – hier ausnahmsweise auch mit Ammoniten – (A. OPPEL, 1861; A. ROTHPLETZ, 1886, S. 34 ff.; W. ZACHER, 1966 a, S. 57 ff.), in der gleichen Decke bei Hohenschwangau ESE Füssen in Bayern (W. ZACHER, 1964, S. 36), in der Lechtaldecke am Laubenstein bei Hohenaschau SW vom Chiemsee (H. FINKELSTEIN, 1889, S. 55 f.), am Heuberg 17 km N Kufstein, rechts vom Inn, in der gleichen Decke (E. BÖSE, 1897, S. 225 f.), am Prochenberg

bei Ybbsitz und am Grestener Schwarzenberg (F. TRAUTH, 1922, S. 166 ff.). Neben den spärlichen Ammoniten sind in diesen Faunen Brachiopoden wie *Rhynchonella rubri-saxensis* ROTHPL., *R. vigili* LEPS., *Terebratula infraoolithica* DESL., *T. perovalis* SOW. etc., für Aalenien bezeichnend.

Der Mitteldogger (Bathonien) ist im Vilserkalk nur selten nachgewiesen, am besten beim „Weißenhaus“ SW von Füssen, durch eine Fauna mit *Terebratula albica* ROTHPL., *T. curviconcha* OPP. etc.

Der Oberdoggeranteil der Vilserkalke (Callovien) hat wiederum reiche Faunen geliefert, besonders am Vilser Legam südlich von Vils (W. ZACHER, 1966 a, S. 59), ferner im Raum des Hochgern, am Staufenack bei Reichenhall und schließlich in der Frankenfelder Decke bei Waidhofen und Ybbsitz (F. TRAUTH, 1922, S. 234 ff.). *Rhynchonella vilsensis* OPPEL, *R. myriacantha* DESL., *Terebratula algoviana* OPPEL, *T. anteplecta* BUCH und „*Waldheimia*“ *pala* BUCH sind die häufigsten, sämtliche für das Callovien bezeichnende Elemente dieser reichen Brachiopodenfaunen.

4 a) Dogger-Spatkalk

Gesteinscharakter: Der Dogger-Spatkalk stellt eine häufig getrennt gehaltene Varietät des Vilserkalkes in den westlichen Kalkalpen im Bereich der Allgäuschichtenfazies dar. Dieser Sondertypus aus hellgrauen oder bräunlichen Spatkalken, die nach W. ZACHER (1964, S. 37) dem Vilserkalk weitgehend ähneln, entspricht dem von V. JACOBSHAGEN (1965, S. 65) ungünstigerweise als Oberste Jüngere Allgäuschichten bezeichneten Schichtglied.

Die Mächtigkeit dieser Kalke beträgt am Kalkalpen-Nordrand 0 m bis 20 m und erreicht im Inneren der Kalkalpen höhere Beträge bis etwa 100 m.

Die Fossilführung der Spatkalke ist im Gegensatz zu jener der Vilserkalke sehr gering. Da sie sich zwischen den Jüngeren Allgäuschichten und dem Ruhpoldinger Radiolarit einschalten, wurden sie unter der Annahme, daß der Radiolarit allgemein erst im Malm einsetzt, als Vertretung des Bajocien, Bathonien und Callovien angesehen (V. JACOBSHAGEN, 1965, S. 65 ff.). Im mittleren und östlichen Kalkvoralpenabschnitt scheinen sie im wesentlichen den Oberdogger zu vertreten (V. FAHLBUSCH, 1962, S. 15).

5. Dogger-Brekzien

Typen: Bereits S. 328 haben die in den Strubbergsschichten des Tennengebirgs-Tirolkums enthaltenen Brekzienmassen mit ihren eindrucksvollen Riesengleitschollen Erwähnung gefunden. Die stratigraphische Einstufung der Strubbergbrekzien in den tieferen Dogger oder aber in den tieferen Malm ist noch nicht sicher entschieden und wird verschieden beurteilt. Jedenfalls aber sind Brekzien auch aus den faziell ähnlichen Kohlstattschichten (siehe S. 328), allerdings geringen Umfangs, bekannt. Im allgemeinen sind nennenswerte Dogger-Brekzien in den Kalkalpen selten.

Eine zweite, sehr untergeordnete Brekziengruppe tritt in Verbindung mit dem Doggeranteil der Allgäuschichten auf: K. OSSWALD (1928, S. 47) erwähnt über der Opalinuszone des tieferen Dogger in der Wendelsteingruppe in Bayern

reichlich detritisches Material, flocschartige Kalksandsteine mit Feinbrekzien mit einer maximalen Komponentengröße von 3 cm Durchmesser.

In den tieferen Dogger reicht aber auch noch die berühmte *Eisenspitzbrekzie* (Begriff: O. AMPFERER, 1921 a, S. 2) der Lechtaler Alpen, die S. 295 kurz charakterisiert worden ist. Sie ist ja durch Riesenschollen mit olistholithischem Habitus gekennzeichnet.

Einmalig in ihrer Art in den Kalkalpen ist aber schließlich die wohl den ganzen Dogger durchmessende und noch beiderseits darüber hinausgreifende *Oberseebrekzie*, wie der soeben vom Verfasser erfaßte mächtige Jurabrekzientypus im Bereich des Obersees, 7 km SE Lunz, genannt werden soll. Diese Brekzie ist auf der Karte von A. RUTTNER (1949, Taf. 1) in ihren westlichen Ausläufern östlich vom Dürrenstein und vom Seebachtal im Bereich der Unterbergdecke bereits verzeichnet, aber von diesem Autor noch als Lias eingestuft worden. Die Aufschlüsse in einer durchlaufenden Grobbrekzienfolge nördlich vom Obersee an der Wurzel des Seebachtales zeigen aber, daß die Brekzie über der Schichtfolge des Sockels aus Megalodonten führendem Dachsteinkalk, hellem Brachiopoden-Liaskalk, gelblichem Hierlatzkalk, schließlich brekziösem, hellem und dann rotem Hierlatzkalk aufsetzt, sich aus dem Hierlatzkalk allmählich herausentwickelt, in den tieferen Partien noch vorwiegend Hierlatzkalk und Dachsteinkalk als Komponenten führt, während das geringe Bindemittel weiterhin roter Crinoidenkalk bleibt, so daß dieser Anteil der Brekzie wohl noch dem Lias zugeordnet werden muß (Abb. 196). Nach rund 120 m bis 150 m (durch Fehlen einer Schichtung schwer



Abb. 196: Der Liasanteil der Oberseebrekzie an der Typlokalität Obersee bei Lunz, Nd.-Öst., enthält vorwiegend Hierlatzkalk und Dachsteinkalk-Komponenten.

abschätzbarer) Mächtigkeit stellen sich aber in den höheren Teilen der Brekzie, an der Forststraße am nördlichen Seeufer aufgeschlossen, 5 m bis 6 m mächtige, verdreht gelagerte, sedimentär in die Grobbrekzie eingegliederte Schollen aus rotem und weißem Reitmauerkalk (Klausschichten) mit massenhaft *Bositra buchi* (RÖMER) ein (Abb. 195), so daß dieser Abschnitt offenbar ein spät- bis post-callovisches Alter besitzt. Nach weiteren etwa 60 m Mächtigkeit erscheinen (bei der Hütte der Biologischen Station) sedimentär plattige, Radiolarien führende, kieselige Mergelkalken eingeschaltet. Die Komponenten der umgebenden Brekzie umfassen hier neben den Crinoidenkalken, Dachsteinkalken (Triasinenkalken) und anderen Typen reichlich Kieselkalken und Hornsteinkalken, selten auch kondensierte Klausalken; das nur spurenhafte wahrnehmbare Bindemittel besteht aus dunkelgrauen tonigen mikrofossillere Mergeln, der Brekzienanteil liegt demnach hier schon im höheren Jura. Die Serie läßt sich noch etwa 30 m mächtig in dieser Art weiterverfolgen, bis sie durch eine Störung abgeschnitten ist. Die Gesamtmächtigkeit kann daher etwa mit mehr als 200 m veranschlagt werden.

Im Bereich der Ötscherdecke (Unterbergdecke) erstreckt sich demnach zwischen Dürrenstein und Ötscher streckenweise eine Grobbrekzie, die altersmäßig einen guten Teil des Jura umfaßt. Zusammenfassend läßt sich die Oberseebrekzie als ein vielleicht in den Kalkalpen weiter verbreiteter, bisher noch nicht erfaßter Typus wie folgt charakterisieren:

Differentialdiagnose: Jurassische Grobbrekzie mit Einlagerung von Riesen-Gleitblöcken, die altersmäßig sowohl tieferen als auch höheren Jura umfaßt, und sich im Gegensatz zur Eisenspitzebrekzie nicht in der Allgäuschichten-Fleckenmergelfazies einschaltet, sondern sich im Schwellenbereich der Hierlatzfazies durch Übergang aus dem Hierlatzkalk bzw. den Schwellenkalken entwickelt oder auf diesen auflagert.

Die Liegendgrenze der Oberseebrekzie bildet an der Typlokalität den Oberrand des Hierlatzkalkes; die im Hangenden folgende Hierlatzkalkbrekzie ist bereits als Basalteil der Oberseebrekzie anzusehen. Die primäre Obergrenze ist im Typusprofil am Nordrand des Obersees bei Lunz nicht erhalten, aber Gesteine des Dogger bzw. höheren Jura sind in der Brekzie noch enthalten.

D. Malm

Allgemeines

Fazielle Ausbildung: Mit der im höheren Jura einsetzenden Radiolaritbildung, die den Gesamttraum der Kalkalpen und darüber hinaus weite Regionen der alpinen Geosynklinale, vom Helvetikum und Pennin angefangen bis zum Ostalpin, ergreift, wird der durch die lokal stark wechselnde Gliederung des Meeresbodens bedingten Fazies-Zersplitterung des Lias und Dogger ein Ende gesetzt. Auch die im höheren Malm darüber folgenden pelagischen Kalken der Beckenfazies vom Typ der Aptychen- und Oberalmerschichten zeigen eine enorme Uniformität, so daß nur die erneut, besonders im höheren Malm optimal entfaltete Riffbildung, die mit dem Ende der Trias vielleicht aus klimatischen Ursachen erloschen war, eine Gliederung der höhermalmischen Sedimente in neue Zonen mit Riffkalken (Plassenkalk), Riffhaldenschuttalk (Tressen-

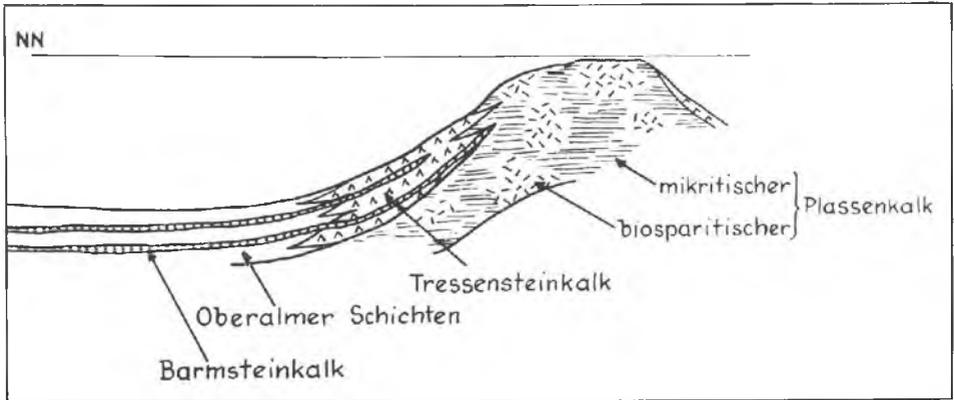


Abb. 197: Faziesschema der Verteilung der Malmkalke nach H. FLÜGEL & A. FENNINGER, 1966, S. 270, Abb. 10.

steinkalk) und den Beckensedimenten (Oberalmer-Schichten) samt eingeschalteten Turbiditen (Barmsteinkalk) bedingt (Abb. 197).

Über Paläotemperaturmessungen an verschiedenen kalkalpinen malmischen Gesteinen berichteten A. FENNINGER & H.-L. HOLZER (1972, S. 81 f.). Noch sind die Meßergebnisse aber zu problematisch. Die errechneten Temperaturwerte schwanken zwischen 16,2 Grad und 39,5 Grad, so daß es sich keineswegs empfiehlt, die hierin an der Untergrenze gelegene Temperaturgruppe zwischen 16,2 Grad und 23 Grad als wahrscheinlich gültige Werte für den kalkalpinen Malm anzunehmen.

Als Besonderheit des höheren Malm ist zu erwähnen, daß basische Ganggesteine im Raum vom Wettersteingebirge und Karwendel in Form der „Ehrwaldite“ in allerdings spärlichem Maß in die Geosynklinale aufdringen (siehe S. 382).

Eine zusammenfassende Darstellung des kalkalpinen Malm haben jüngst A. FENNINGER & H.-L. HOLZER (1972) gegeben. Taf. 2 gibt wiederum Übersicht über die malmischen Schichtglieder in den verschiedenen Faziesbereichen der Kalkalpen.

1. Ruhpoldinger Radiolarit

Auftreten und Bezeichnung: Der oberjurassische Radiolarit bildet in weiten Räumen der westlichen Kalkalpen ein Leitgestein, das zwischen den Chiemgauer Schichten (Doggerkieselschiefer) bzw. den Doggerspatkalken oder untergeordnet auch dem Doggercephalopodenkalk (z. B. Kammerkehrgruppe westlich von Lofer) oder dem Reitmauerkalk (Bositrakalk) im Liegenden und den Aptychenschichten im Hangenden auftritt. Einen Überblick über die zahlreichen Bezeichnungen dieser Radiolaritgruppe findet man bei H. MILLER (1963, S. 58). Als Name dieser Formationsgruppe wird am besten die von F. TRAUTH (1950, S. 185) vorgeschlagene Bezeichnung Ruhpoldinger Schichten angewendet.

Lithologie: Diese Ruhpoldinger Radiolarite stellen schwarze und grüne (Liegendteil) sowie rote (allgemein im hangenden Teil) dünnsschichtige Kieselgesteine mit

geringmächtigen Tonschieferzwischenlagen dar, wobei letztere oft in rhythmischem Wechsel eingelagert sein können (Abb. 198). Da das Gestein oft zu 70 bis 80 Prozent aus Radiolarien besteht (R. FISCHER, 1969, S. 108), ist die Bezeichnung Radiolarit gerechtfertigt.

Brekzien-Einschaltungen: Dünne Brekzienlagen als Einschaltungen in den Radiolariten werden vom Westrand der Kalkalpen im Bereich des Rothornes SW Schröcken in Vorarlberg (M. SCHIDLOWSKI, 1967, S. 237) angefangen gegen Osten hin von verschiedenen Stellen gemeldet. Interessanter sind die lokalen Vorkommen von Riesenbrekzien, die als submarine Schlammströme transportiert worden sind und welche sich als Linsen mit Mächtigkeiten bis 60 m in den Radiolariten einlagern. Diese Erscheinungen sind besonders aus der Kammerkehrgruppe beschrieben, wo die eingeschalteten Brekzien von R. E. GARRISON & A. G. FISCHER (1969, S. 37 ff.) als *Schwarzb ergk lamm brek zie* bezeichnet worden sind. Diese Brekzien erinnern ganz an die Bilder, die man aus den Tauglbodenschichten oder den Strubbergsschichten kennt (S. 328, 344) bzw. auch an das Erscheinungsbild der *Rofan-Brekzie*, unter welchem Begriff zusammenfassend hierüber (S. 349 ff.) referiert wird.

Die **Mächtigkeit** des Ruhpoldinger Radiolarites ist meist gering und liegt im Meter- bis Zehnermeterbereich. Beträge von 20 m bis 60 m sind in den westlichen Kalkalpen aber nicht selten. Weiter im Osten sind aus den Voralpen Mittelwerte von

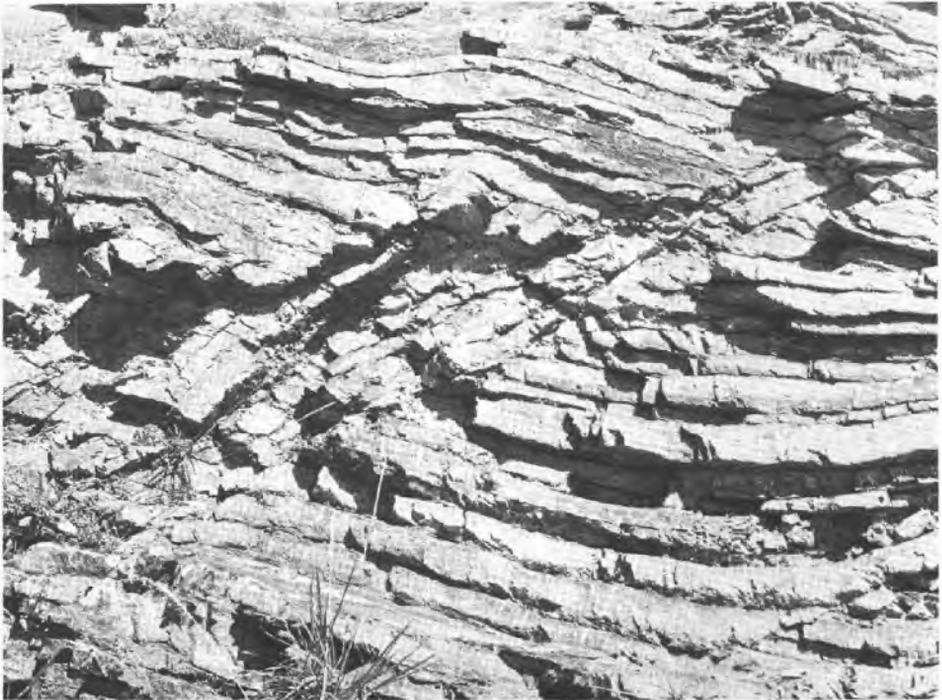


Abb. 198: Verfalteter Ruhpoldinger Radiolarit der Holzgauer Mulde in der Lechtaldecke bei Dürnau/Lech, Tirol.

10 m bis 30 m angegeben worden (F. TRAUTH, 1950, S. 186). Im Mittelabschnitt der Kalkalpen läßt sich eine generelle Zunahme der Mächtigkeit in den voralpinen Einheiten von Norden nach Süden feststellen (V. DIERSCHKE, 1973, S. 27), wobei sich aber eine deutliche Differenzierung in Schwellen mit geringerer Mächtigkeit (über den Rotkalken; hier wird gelegentlich wie im Bajuvarikum noch roter Flaserkalk statt Radiolarit abgelagert) und Becken mit bedeutender Mächtigkeit beobachten, wo der Radiolarit dem grauen Fleckenkalk auflagert.

Alter und Makrofossilien: Fossilien sind in den Radiolariten sehr selten. Aptychen und Belemniten können noch am häufigsten gefunden werden (W. QUENSTEDT, 1951, S. 59). Heute denkt man fast allgemein an eine Gleichzeitigkeit der Radiolaritbildung im Gesamtraum der Kalkalpen und darüber hinaus. Der direkte Nachweis eines untermalmischen Anteiles durch Makrofossilien gelang W. QUENSTEDT (l. c.) im Achenseegebiet mit *Hibolites semisulcatus* (MÜNSTER) und in der Thierseer Mulde durch *Hibolites hastatus* (MONTF.) und *Lamellaptychus cf. pleiadensis* TRAUTH. Vielerorts ist der Oberdogger im Liegenden der Radiolarite noch makrofossilbelegt (vgl. V. JACOBSHAGEN, 1965, S. 65), so daß dort die Radiolarite den tieferen Malm repräsentieren. Im Sonnwendgebirge konnte sogar noch der Untermalm bis zur Transversarium-Zone des unteren Oberoxford in der Kalkfazies des Sockels belegt werden (J. WENDT, 1969, S. 225), so daß hier die Radiolarite erst mit dem obersten Untermalm oder mit dem Kimmeridge ansetzen können (J. WENDT, 1971, S. 114 f.).

Ein viel früheres lokales Einsetzen der Radiolaritbildung wurde in der Kammerkehrgruppe auf Grund des angeblich lückenlosen sedimentären Überganges von dem bis in die *Ludwigia concava*-Zone des obersten Aalenien reichenden Dogger-Cephalopodenkalkes in die auflagernden Radiolarite angenommen (R. FISCHER, 1969, S. 94). Der Radiolarit sollte demnach dort mit dem basalen Mitteldogger, dem Bajocien, einsetzen und trotz der geringen Mächtigkeit von 20 m bis ins frühe Tithon emporreichen (R. E. GARRISON & A. G. FISCHER, 1969, S. 32). In den von R. FISCHER mitgeteilten Profilen aber setzt der Radiolarit nicht durch Übergang, sondern jeweils mit einer Basisbrekzie auf dem Dogger-Cephalopodenkalk auf, so daß mit einer Schichtlücke an der Radiolaritbasis gerechnet werden kann und das frühe Einsetzen des Radiolarites hier nicht glaubwürdig ist.

Die Mikrofauna der Radiolarite besteht vorwiegend aus Radiolarien, unter denen die Spumellarien gegenüber den Nassellarien weitaus dominieren (Abb. 199). Eine 132 Arten umfassende Radiolarienfauna aus dieser Serie ist von den Malmradiolariten des Sonnwendgebirges beschrieben worden (I. HEITZER, 1930). Andere Mikrofaunenelemente treten in diesem Schichtglied zurück, in den roten Mergeln an der Basis der Serie in der Lermoos-Puiten-Synklinale südlich des Wettersteingebirges ist eine Foraminiferenfauna mit *Lenticulina nautiloides* (BORNEMANN), *L. acutiangulata* (TERQUEM) etc. vorhanden, die aber keine nähere altersmäßige Aussage erlaubt (H. MILLER, 1963, S. 59). An Nanno-Elementen sind Coccolithen nachgewiesen (R. E. GARRISON & A. G. FISCHER, 1969, Figur 11).

Als Bildungsraum der Radiolarite wird auch heute trotz der allgemein starken Tendenz zur Annahme eines überwiegend seichten mesozoischen Ablagerungsraumes der Tethys, meist doch ein Tiefseemilieu von 3 km bis 4 km Tiefe oder mehr auf Grund von Sedimentstrukturen, Mangel und Auslese an Organismen, Erhaltungsart der Skelett-

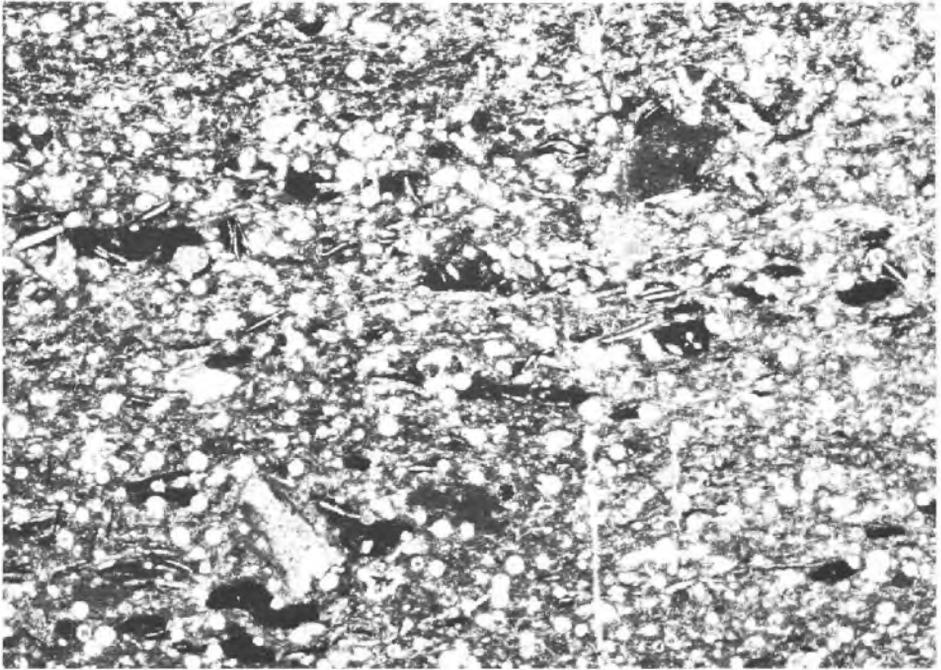


Abb. 199: Radiolarien (Spumellarien) sind in gesteinsbildender Menge am Aufbau der Ruhpoldinger Schichten beteiligt. 11 mm langer Ausschnitt aus Schliiffphoto des Radiolarites vom Unkenbach bei Unken, Salzburg.

reste, niederer Sedimentationsrate etc. angenommen (vgl. A. HALLAM, 1971, S. 63 ff.). Für diesen Umstand spricht wohl auch sehr die Gleichförmigkeit der Sedimentation zu Beginn des Malm, während welcher Zeit nicht nur in den gesamten Kalkalpen, sondern darüber hinaus in allen alpinen Zonen einschließlich von Helvetikum und Pennin nur Radiolarit zum Absatz gelangte und nirgends eine abweichende, auf Seichtwasser hinweisende Fazies auftritt. Am Boden dieses Meeres konnte sich nur eine geringe Schwammfauna und Bakterienflora behaupten. Der Mangel an kalkigen Ablagerungen ist wohl auf die Auflösung des Aragonites (gegenwärtig breitenabhängig etwa unterhalb von 4100 m) und Kalzites (gegenwärtig unterhalb von 4500 m bis 5500 m) zurückzuführen. Die Sedimentationsrate liegt extrem niedrig: Nur rund 1 mm Radiolarit wurde in 1000 Jahren bei einer Beckensubsidenz von vielleicht 100 m bis maximal 270 m pro einer Million Jahre in der frühjurassischen Zeit gebildet (R. E. GARRISON & A. G. FISCHER, 1969, S. 42). Auch die Verteilung der eingesedimentierten kosmischen magnetischen Partikel mit ihrem geringen, meist unter 20 Mikron liegenden Durchmesser spricht für eine relativ kleine Sedimentationsrate.

Bemerkenswert sind Resedimentations-Erscheinungen innerhalb der Radiolaritgruppe (V. DIERSCHKE, 1973, S. 27). In der Allgäudecke treten diese noch stark zurück. In der Lechtaldecke erscheinen Resedimentationsbilder z. B. in der Oberwössener Mulde in Form von Mud-flow-Strukturen am Oberrand der Radiolarit-

gruppe. Im Tirolikum erreicht die Resedimentation das Maximum und setzt bereits im tieferen Teil der Radiolarite an: In der Unkener Mulde erscheinen große Gleitfalten und Gleitschollen, Olistholithe und Knollenbrekzien von Adneter Kalken (R. E. GARRISON & A. G. FISCHER, 1969, S. 40, Abb. 17). Im Oberteil des Radiolarites des Tirolikums erreicht diese auf Bodenunruhe und eine im Süden auftauchende Schwelle zurückgehende Resedimentation ihr Maximum, durch exotische Brekzien, Turbidite und Gleitschollen dokumentiert – vgl. Schwarzbergklambrekzie (Abb. 204), Tauglbodenschichten; Strubbergsschichten eventuell auch hierher zu stellen. Nach Abgleiten der Mega-Olistholithe erfolgte dann im Süden des Tirolikums noch abschnittsweise die Ausbildung einer bis über 100 m mächtigen Hornsteinbrekzie (Hagengebirge, Steinernes Meer – analog übrigens auch im Sonwendgebirge) – V. DIERSCHKE (1973, S. 28) – siehe S. 348.

Neben Änderung der Bathymetrie kämen auch neuauftretende Strömungen in der Beckenlängsrichtung als Ursache für das Einsetzen der Radiolaritsedimentation in Frage, während klimatische Faktoren ebenso wie ein Kieselsäure zuführender lokaler Vulkanismus ausscheiden dürften (R. FISCHER, 1969, S. 110).

Die Untersuchung des remanenten Magnetismus im Hämatit der Ruhpoldinger Radiolarite und Adneter Kalke der Kammerkehrgruppe hat die theoretisch vorgesehene mitteljurassische Pollage von 60 Grad nördlicher Breite und 131 Grad östlicher Länge durch die erzielten Werte von 58,5 Grad nördlicher Breite und 128 Grad östlicher Länge weitgehend bestätigt, so daß demnach in diesem Abschnitt der Ostalpen keine nennenswerte Verdrehung der Einheit trotz des weiten Deckentransportes vor sich gegangen wäre (R. B. HARGRAVES & A. G. FISCHER, 1959, S. 37).

Wiederholt tauchen im Schrifttum Vermutungen von der Existenz einer „Jüngeren Radiolaritserie“ auf, die über den tithonischen Aptychenkalken liegen sollte. Die älteren Beispiele aus den Schlierseer Bergen und der Benediktenwand in den Walchenseebbergen wurden von H. SÄRCHINGER (1939, S. 395) als Irrtum eliminiert. Ebenso können auch die grünen und roten Radiolarite des Gebietes vom Stanskogel in den Lechtaler Alpen, 4,5 km südlich von Kaisers, die in Aptychenschichten stecken und von R. HUCKRIEDE (1959, S. 75 f.) auf Grund dieser hohen Position, aber ohne Fossilbelege, als Neokom eingestuft wurden, gerade hier in dem berühmten, tektonisch wild bewegten Tauchfaltensystem des Stanskogels-Hirschpleiskopfes nicht anders als eingefaltete Radiolarite aus dem Liegenden der Aptychenschichten aufgefaßt werden. Trotzdem Hornsteinknollen und Hornsteinlagen noch in der Unterkreide aufscheinen und noch in der Gosau vereinzelt vorkommen, existiert keine „Jüngere Radiolaritserie“ mit roten und grünen Radiolariten über den Aptychenschichten.

1 a) Tauglbodenschichten

Begriff und Position: Im Mittelabschnitt der Kalkalpen ist die Kieselschiefer-Radiolaritserie im Bereich der Osterhorngruppe gut entwickelt, wo sie von M. SCHLAGER (1956, S. 38) mit der Bezeichnung „Tauglbodenschichten“ nach der gleichnamigen Lokalität 10 km östlich von Hallein im Westteil der Osterhorngruppe belegt worden ist (Abb. 200). Die Tauglbodenschichten bilden dort eine bis 350 m mächtige Serie, die sich zwischen einer vom Lias bis zum Oxford (R. HUCKRIEDE, 1971, S. 136)



Abb. 200: Die Tauglbodenschichten im Tauglboden in der Osterhorngruppe, Salzburg.

reichenden Rotkalk-Filamentenkalk-Serie im Liegenden und Oberalmerschichten im Hangenden einschaltet, gegen Süden rasch auskeilt und gegen Norden unter allmählicher Mächtigkeits-Abnahme fast bis Salzburg reicht.

Diese Schichtgruppe stellt eine ungefähr gleichaltrige Varietät der Ruhpoldinger Schichten dar, die durch eine stärkere Beteiligung von kalkigem Material und von klastischen Horizonten eine gewisse Eigenständigkeit gegenüber der sonst häufig vorwiegend radiolaritisch-schieferig ausgebildeten Ruhpoldinger Serie zeigt. Da man aber gerade in jüngster Zeit in den Ruhpoldinger Radiolariten verschiedener Regionen ebenfalls analoge klastische Einschaltungen angetroffen hat, wird die nomenklatorische Abtrennung dieser „Ruhpoldinger Schichten“ in der Osterhorngruppe in Frage gestellt.

Lithologie: Die Tauglbodenschichten bestehen in der Hauptmasse aus grauen, graugrünen, selten roten, bis 8 cm dickschichtigen Kieselkalken und plattigen Kieselmergeln mit sehr hohem Gehalt an Radiolarien (Abb. 201, 202). Darin sind neben Radiolariten verschiedene Typen von klastischen, aus dem nahen kalkalpinen Untergrund stammenden karbonatischen Lagen eingeschaltet (M. & W. SCHLAGER, 1970, S. 3 ff.; W. & M. SCHLAGER, 1973, S. 69 ff.). Solche detritischen Schichten bestehen entweder aus millimeterschmalen Silt- und Feinsandlagen oder bis 20 cm mächtigen gradierten Brekzien mit Korngrößen unter 1 cm, die Turbidite darstellen, und gelegentlich komplette, aus den Flyschturbiditen bekannte Zyklen aufweisen. Ferner aber erscheinen, und zwar



Abb. 201: Dünnschichtige kieselige Mergelkalke im Tauglboden in der Osterhorngruppe.

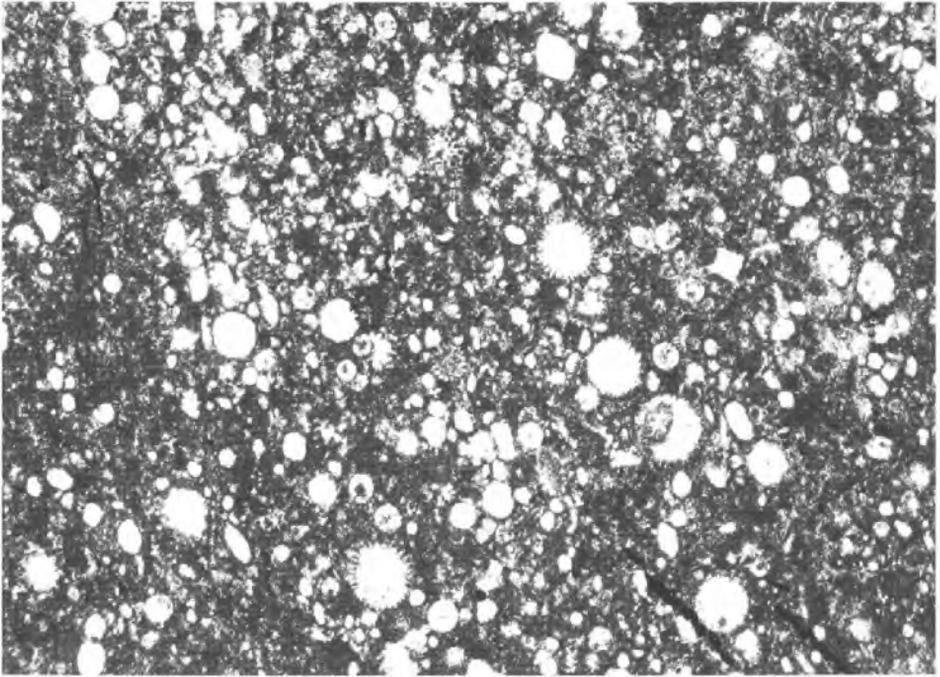


Abb. 202: Das Schliffbild der in Abb. 200—201 gezeigten Tauglbodenschichten weist reichlich Radiolarien, besonders Spumellarien auf. Bildausschnitt 4 mm Länge.

wesentlich häufiger, Grobbrekzienbänke mit Mächtigkeiten bis zu 3 m und mit Komponenten bis zu einem halben Meter Durchmesser, die durch Transport am Boden des Beckens mittels Kornfließen in Form von Fluxoturbiditen oder als Schlammstrombrekzien und Olisthostrome entstanden sind. Die Schüttungsrichtung sowie auch die feststellbare Schlammleitung ist im wesentlichen gegen Norden gerichtet, von der sich im Süden damals heraushebenden Osterhorn-Südschwelle weg orientiert (Abb. 203). Die Radiolarite stellen sich innerhalb der Serie in drei Niveaus ein. Das erste Niveau erscheint an der Basis der Tauglbodenschichten, das mittlere Niveau besteht aus rotem, 3 m bis 5 m mächtigem, dünn-schichtigem, wellig-flächigem Radiolarit und hält am weitesten aus. Eine Besonderheit der Tauglbodenschichten stellen die Einschaltungen bedeutender Olistholithe dar, die ein sedimentäres Eingleiten von Juragesteinsmassen, auch von Lias- und Oberrhätalk-Schollen großer Dimension, belegen. Eine gradierte Schichtung und prächtige syndimentäre Gleitfalten kennzeichnen den unruhigen Boden zu der im Süden benachbarten Sediment-liefernden Schwelle (M. SCHLAGER, 1960, S. 7 ff.) zur Zeit der jungkimmerischen Phasen. Die nach Materialanlieferung von Süden dort entstandene Trattbergschwelle (Gitschenwand) ist durch eine Transgression der Oberalmer Schichten über Rhätalkalken fixiert worden (Abb. 203).

Fauna und Alter: Fossilfunde sind in den Tauglbodenschichten äußerst spärlich, ein *Ataxioceras* (Perisphinct) spricht für einen Anteil aus unterem Kimmeridge. Weitere malmische Fossilien wurden von E. FUGGER (1906, S. 255) und J. WENDT (1971,

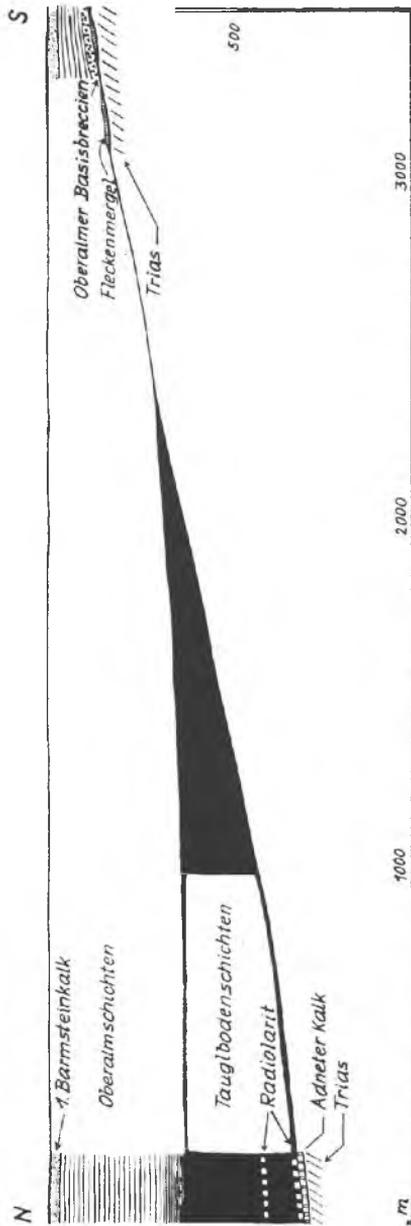


Abb. 203: Der maßstabgetreue schematische Querschnitt durch den Hauptteil der Juraschichtfolge der Osterhorngruppe zwischen Tauglboden im Norden und Trattberg im Süden zeigt das durch die synsedimentäre Hebung im Süden bedingte Auskeilen der Tauglbodenschichten und der tieferen Oberalm-Schichten gegen Süden, wo sich die in das Becken nach Norden hin Detritus liefernde Trattbergswelle befand. Zugleich wurde durch die lange anhaltende und kräftige Aufwölbungstendenz der rahmenden Südschwelle das Eingleiten von großen Gesteinsschollen während eines Hauptteiles des Juras in die Beckenmitte bewirkt. Nach M. & W. SCHLAGER, 1969, Abb. 1.

S. 114 f.) aus dem Glaserbach SE Salzburg aus dieser Serie angeführt. Sehr wichtig für die genaue Datierung des Einsetzens der Tauglbodenschichten im oder nach dem Oberoxford ist die sorgfältige Untersuchung der an Rhyncholithen (Cephalopodenschnäbeln) reichen Fauna des unmittelbaren Liegenden der unteren Radiolarite dieser Schichtgruppe, nämlich einer schon in den Oxford einstuftbaren rotbraunen Flaserkalk- und Mergelkalkpartie durch R. HUCKRIEDE (1971, S. 132 ff.). In dieser Fauna sind die erst ab Oxford auftretenden Aptychen wie *Lamellaptychus inflexicosta* TRAUTH und *Laevaptychus latissimus* TRAUTH enthalten, es stellt sich eine ganze Reihe von Oxford-Rhyncholithen wie *Leptocheilus tenuis* TILL, *Hadrocheilus* cf. *gibber* TILL, *Gonatocheilus oxfordiensis* (TILL) u. a. ein. Die Belemniten dieser Schichtpartie weisen allerdings im Widerspruch damit (ohne daß Umlagerung oder Kondensation erkennbar wäre) einen älteren Charakter auf und sind bisher nur aus dem Dogger beschrieben worden. Weitere vergleichende Angaben zu den erwähnten Ryncholithen sind bei J. R. GEYSSANT (1972) zu finden.

Ausbildungsform und Bezeichnung der Tauglbodenschichten im Bereich der Osterhorngruppe: Im Inneren der Osterhorngruppe wurden die Tauglbodenschichten von W. VORTISCH als „Tiefmalmische Plattenkalke“ bezeichnet. Auch noch im NE-Abschnitt der Osterhorngruppe sind die Tauglbodenschichten ähnlich wie zuvor geschildert ausgebildet, aber geringer mächtig. SE des Zwölferhornes westlich vom Wolfgangsee wird das ganze Paket zwischen Adneter Kalk und Oberalmer Schichten durch 30 m mächtige Ruhpoldinger Radiolarite ersetzt (B. PLÖCHINGER, 1964 a, S. 19), bzw. – besser gesagt – durch eine bis 150 m mächtige Serie aus kieseligen Mergeln und Kalken mit einem 10 m bis 40 m mächtigen Radiolaritniveau an der Basis (B. PLÖCHINGER, 1973, S. 32).

1 b) Rofanbrekzie

Begriff: Schärfere Fassung der vielfach verwendeten Bezeichnungen wie „Konglomerat des Rofan“ (R. FOLGNER, 1917, S. 39) bzw. „Hornsteinbrekzie des Rofan“ (F. WÄHNER, 1935, S. 120; F. TRAUTH, 1950, S. 195) als übergeordneter Begriff für die mit dem höherjurassischen Radiolarit der Nördlichen Kalkalpen verbundenen Brekzien.

Synonyme: Der Begriff Rofanbrekzie wird an Stelle von früheren rein petrographischen Bezeichnungen (Hornsteinbrekzie seit C. W. GÜMBEL, 1861, S. 447), von zu weit gefaßten Serienbegriffen (Gschöllerschichten A. PICHLER, 1888, S. 92), von äquivalenten Brekzien unsicherer Stellung (Schichthalsbrekzie F. WÄHNER, 1935, S. 87) und von jüngeren Synonymen (Tuftalsschichten F. TRAUTH, 1950, S. 193; Schwarzbergklammbrekzie GARRISON & FISCHER, 1969, S. 37) gesetzt.

Lithologie und Genese: Besonderes Interesse hat seit langem die Hornsteinbrekzie des Sonnwendgebirges (Rofangruppe) in Tirol auf sich gezogen, die über dem in zehn WNW-vergente Falten und Schuppen zerlegten Unterbau dieses Gebirgsstockes mit einer bis in den Juraradiolarit reichenden Serie lagert und selbst vom Malmhornsteinkalk und Tithonaptychenkalk im wesentlichen ungestört überlagert wird. Die ursprünglich von F. WÄHNER (1903 b, S. 161 ff.) als tektonische Dislokationsbrekzie aufgefaßte Hornsteinbrekzie ist später als sedimentäre Bildung über einem demnach vielleicht schon zuvor fertigen Faltenbau erkannt worden. Sie ist an der Basis mit dem Radiolarit durch Wechsellagerung und im Hangenden durch Übergänge mit dem

Hornsteinkalk verbunden (O. AMPFERER, 1908, S. 288; 1941, S. 181; B. SANDER, 1941, S. 87; R. WEYNSCHENK, 1949, S. 21), wobei sicherlich noch spätere zusätzliche Bewegungen darin stecken (E. SPENGLER in F. WÄHNER et al. 1935, S. 151). Der Brekzie kommt malmisches Alter zu, da die unterlagernden Radiolarite bereits tiefen Malm und nicht Dogger repräsentieren (J. WENDT, 1969, S. 225). Auch ist in der Brekzie der nur daraus bekannte, nach seiner Korallenfauna (*Thecosmilia flabellum* BLV., *Th. ramea* KOBY, *Leptophyllia intermedia* KOBY etc.) angeblich untermalmische „Rofan-Korallenkalk“ (O. KÜHN, 1935, S. 182) bereits als Komponente enthalten. L. KOBER hat sehr früh (1912, S. 449) diese Brekzie als Bildung des tieferen Meeres betrachtet, das durch Seebeben und Bruchtektonik submarine Schuttströme empfangen habe (vgl. A. TOLLMANN, 1966 b, S. 58).

Typlokalität: Rofan, Sonnwendgebirge am Achensee, Tirol.

Verbreitung und Mächtigkeit: Ganz analog gebildete und zeitgleiche Hornsteinbrekzien, ebenfalls über Gleitfaltenbau auflagernd, erscheinen in der Schwarzbergklambrekzie (S. 344; Abb. 204), die durch Schlammströme in das Radiolaritbecken des Unkener Gebietes transportiert worden ist. Weiters findet man die Rofanbrekzie mit Mächtigkeiten von über 100 m über den in der Zeit der Radiolaritbildung zunächst aufsteigenden Schwellen des südlichen Tirolikums nach der Beendigung dieses Hebungsvorganges aufgesetzt, so etwa im Hagengebirge und im Steinernen Meer (V. DIERSCHKE, 1973, S. 28). Hier lagert die Brekzie auf älteren Gesteinen, da ja diese Schwellen die Liefergebiete der Megolitholithe zur Zeit der Radiolaritbildung gewesen waren – vgl. S. 341. Gut vergleichbare Brekzien stellen sich in den Tauglbodenschichten der Osterhorngruppe ein (siehe S. 344). Als Basisbrekzie der Ruhpoldinger Radiolarite hat M. RICHTER (1937, S. 55) derartige Brekzien aus dem Tuftal westlich vom Schliersee als „Tuftalbrekzie“ beschrieben, auf die später F. TRAUTH (1950, S. 192) nochmals näher eingegangen ist.

Anhangsweise sei schließlich im Vergleich zu diesen tiefmalmischen Brekzien die wohl auch noch über das Callovien in den tieferen Malm hinaufreichende, lithologisch

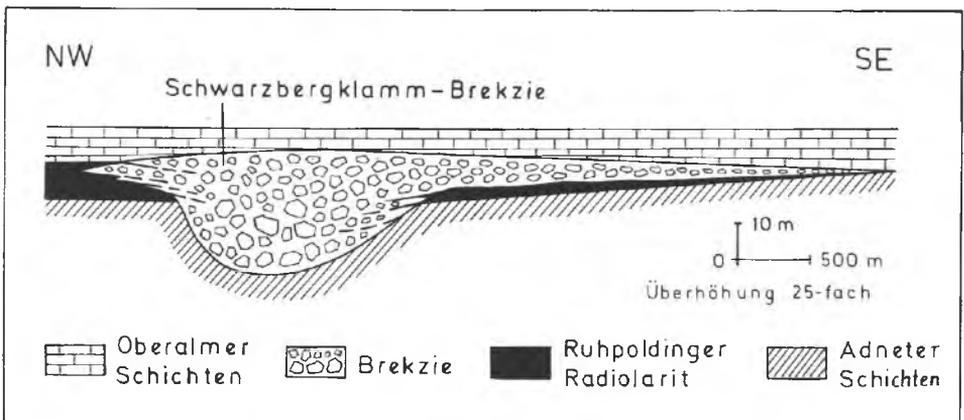


Abb. 204: Die Schwarzbergklambrekzien-Einschaltung im Ruhpoldinger Radiolarit der Unkener Mulde in Salzburg. Nach R. E. GARRISON et al., 1969, S. 40, Abb. 18.

aber abweichende Oberseebrekzie in der Unterbergdecke SE von Lunz erwähnt (S. 338), deren stratigraphische Reichweite gegen oben hin aber noch nicht exakt festgelegt werden konnte.

2. Ammergauer Schichten

Begriffsprägung: C. E. SCHAFFHÄUTL, 1846, S. 668: „Ammergauer Wetzstein(-Schichten)“.

Aus der Beschreibung bei SCHAFFHÄUTL sowie in weiteren Arbeiten der Folgezeit, wie etwa bei F. v. RICHTHOFEN, 1861, S. 194; C. W. GÜMBEL, 1861, S. 493 f. etc., geht eindeutig hervor, daß mit dem Namen Ammergauer Schichten die hellgrauen, selten auch bunten, im wesentlichen malmischen Aptychenkalke gemeint sind. F. v. RICHTHOFEN (l. c.) beschreibt präzise die Position dieses Schichtpaketes zwischen den tiefjurassischen Fleckenmergeln im Liegenden (Allgäuschichten) und den tiefneokomen Aptychenmergeln im Hangenden (Schrambachschichten). Der Name Ammergauer Schichten fiel später der Vergessenheit anheim (vgl. R. v. KLEBELSBERG, 1935, S. 84), stellt aber im Gegensatz zu „Aptychenkalk“ einen den Anforderungen der stratigraphischen Nomenklatur voll gerecht werdenden Begriff dar, dem durchaus der Vorzug gebührt.

Synonyme: Aptychenkalk A. LILL v. LILIENBACH, 1830, Taf. III: „Schieferiger Kalk mit Aptychen“; H. EMMRICH, 1849, S. 281: „Aptychus-Schiefer“. Südalpines Äquivalent: Biancone(kalk) P. MARASCHINI, 1824, S. 119.

Gesteinscharakter: In weiten Räumen der Kalkalpen wird der Ruhpolder Radiolarit von den Ammergauer Schichten, den kalkigen höhermalmischen bis tiefstneokomen Aptychenschichten überlagert, die ihrerseits gegen Hangend in mergelige Aptychenschichten des Neokom (Schrambachschichten) übergehen. Diese Aptychenkalke bestehen aus dichten, muschelig brechenden, pelagischen, gelblichen oder hellgrünen bis fast weißen, leicht mergeligen, gut geschichteten, dünnplattigen bis flaserigen, lokal auch rötlich gefärbten, gelblich anwitternden, mikritischen Kalken mit schmalen Tonzwischenlagen, die in verschiedener Position in oft nicht unbedeutendem Ausmaß Hornsteinknollen und Hornsteinschlieren führen. Die untersten Partien sind in den westlichen und auch in den mittleren Kalkalpen häufig rot gefärbt („Bunte Aptychenschichten“, siehe S. 353). Am Oberrand der Ammergauer Schichten kann nochmals ein Rothorizont auftauchen („Tiefentaler Schichten“ des Achentalgebietes in Tirol – W. QUENSTEDT, 1951, S. 61).

Tektonische Bewegungen zur Zeit der Aptychenkalkbildung: In den östlichen Kalkvorbergen, besonders im Bereich der Lunzer Decke zwischen Leonstein bei Steyr und Höllensteinzug bei Wien, ist vielerorts die diskordante Auflagerung der Aptychenschichten auf der Unterlage, hier bis zum Hauptdolomit hinabgreifend, bekannt geworden (E. SPENGLER, 1927, S. 140; 1951, S. 331). Man kann darin die Auswirkungen der jungkimmerischen Phase erblicken (A. TOLLMANN, 1965 b, S. 497; 1966 b, S. 56). Weitere Bewegungen während der Aptychenkalkbildung werden durch eingeschaltete Aptychenkalkbrekzien belegt (S. 353).

Die Mächtigkeit der Ammergauer Schichten beträgt in der Nordrandzone im Westen 50 m bis 100 m, steigt aber im Inneren bis auf 800 m an (R. ULRICH, 1960, S. 109), vom Raum nördlich vom Achensee werden sogar Mächtigkeiten von 1000 m gemeldet (W. QUENSTEDT, 1951, S. 56). Eine derartig hohe Mächtigkeit wird auch in

der Lechtaldecke des westlichsten Abschnittes der Kalkalpen erreicht, wo sich übrigens extreme Mächtigkeitsschwankungen auf engem Raum einstellen, wie die Reduktion von 800 m auf 30 m auf kurze Distanz zeigt (A. FENNINGER et al., 1972, S. 88).

An Makrofossilien dominieren die Aptychen – heute als Ammonitenunterkiefer gedeutet – bei weitem. Über den stratigraphischen Wert dieser Gruppe haben in erster Linie F. TRAUTH (1931–1938), W. QUENSTEDT (1951, S. 57) und M. DURAND-DELGA et al. (1970, Abb. 1) berichtet. Unter den Aptychen sind die tithonen Arten *Lamellaptychus rectecostatus* (PET.), *L. beyrichi* (OPP.), *L. lamellosus* (PARK.) und *Punctaptychus punctatus* (VOLTZ) die häufigsten – F. TRAUTH (1938, S. 131 ff.). Ammoniten (*Phylloceras*, *Perisphinctes*) und Belemniten treten stark zurück, übrige Elemente sind noch spärlicher. Lokal können die Aptychen zu Lumachellen angehäuft werden (H. ZAPFE, 1963 b), indem sie entweder durch Frachtsonderung oder aber eher durch stärkere Löslichkeit der aragonitischen Ammonitengehäuse gegenüber den kalzitischen Kiefern dieser Cephalopoden in der tieferen See (Th. FUCHS, 1878, S. 330) getrennt werden.

In der Mikrofauna stellen sich in tieferen Niveaus Fragmente der Schwebcrinoide *Saccocoma* ein, in höheren Partien liefern Tintinniden (Calpionellen) das Hauptkontingent des Mikroplanktons. Mikrofaunen aus den Aptychenkalken sind bei E. KRISTAN-TOLLM. (1962, S. 338 ff.) und A. FENNINGER et al. (1972, S. 100, 109 etc.) beschrieben. *Crassicollaria brevis* REMANE, *Cr. intermedia* (DURAND-DELGA), *Cr. massutiniana* (COLOM), *Cr. parvula* REMANE, besonders aber *Calpionella alpina* LORENZ, die massenhaft auftritt, sind bezeichnend für den tithonen Anteil der Aptychenschichten, wobei erstgenannte Art auf das Tithon beschränkt ist, die übrigen Arten aber auch noch ins Berrias oder ein wenig darüber hinaus emporreichen. Über den stratigraphischen Wert dieser Gruppe haben sich besonders K. DOBEN (1963, S. 41), J. MAGNÉ & J. SIGAL (1965, S. 466), H.-L. HOLZER (1968, S. 52) und J. REMANE (1969, S. 571) geäußert. Auch Radiolarien sind noch unter den Mikrofossilien häufig. Coccolithen wurden ebenfalls als Nannoplankton-Elemente in diesen pelagischen Kalken des Malm nachgewiesen.

Als Alter der Aptychenkalksteine ist Tithon, meist Obertithon belegt. *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIP.), erst im Obertithon einsetzend, kann schon in den basalen Teilen der Ammergauer Schichten auftreten. Im Westen setzen die bunten Aptychenschichten vielleicht schon etwas tiefer an (S. 353). Gelegentlich ist ein Emporreichen des Ammergauer Kalkes bis ins mittlere Berrias zu erweisen (*Berriasella paramacilenta* MAZENOT in der Mulde südlich vom Wettersteingebirge – H. MILLER, 1963, S. 61).

Das Ablagerungsmilieu dieser pelagischen Kalksteine stellt, wie Th. FUCHS (1883, S. 559) und viele andere Autoren (vgl. F. F. HAHN, 1914, S. 143) früh ausgeführt haben, die Tiefsee dar. Neue Belege hierfür werden bei dem in dieser Hinsicht genauer erforschten, eine Spielart der Aptychenschichten darstellenden Oberalmerschichten mit einer Bildungstiefe von etwa über 4000 m erbracht (siehe S. 359). Die für den Seichtwassercharakter der Aptychenschichten herangezogenen Aptychen-Lumachellen (H. ZAPFE, 1963 b, S. 265) müssen zufolge der rezenten Beobachtung von bedeutenden Strömungen in großer Meeres Tiefe im Zusammenhang mit Turbiditen als Seichtwasseranzeiger zurücktreten (R. E. GARRISON, 1967, S. 44). In bezug auf die unterlagernden Radiolarite muß keine bathymetrische Änderung des Bildungsraumes erfolgt sein, sondern es kann

die explosive Entwicklung der planktonischen Coccolithophoriden für diese Art der pelagischen Kalkbildung ohne Tiefenänderung verantwortlich sein (A. HALLAM, 1971, S. 64; D. BERNOULLI, 1971, S. 86). Auch das starke Zurücktreten von benthonischen Fossilien befürwortet durchaus dieses tiefe Milieu.

2 a) Bunte Ammergauer Schichten

(Bunte Aptychenschichten, Tithonflaserkalk)

Gesteinscharakter und Position: In den westlichen Kalkalpen läßt sich der tithonische Aptychenkalk, wie erwähnt, in zwei weithin verfolgbare Abschnitte gliedern (C. W. KOCKEL et al., 1931, S. 66; V. JACOBSHAGEN, 1961, S. 157; H. MILLER, 1963, S. 60): in die 30 m mächtigen **Bunten Aptychenschichten** im Liegenden und in die bereits besprochenen hellen „**Bianconekalke**“ im Hangenden. Die Bunten Aptychenschichten (Bunte Ammergauer Schichten) entwickeln sich durch Übergang aus dem Radiolarit und bestehen aus roten, auch rot-grün und rot-weiß geflammten, meist dünnschichtigen, knolligen Kalken und Mergeln, häufig Hornsteinkonkretionen führend. In den Allgäuer und Lechtaler Alpen, in den Ammergauer Alpen, auch in der Puitentalzone südlich des Wettersteingebirges u. a. sind diese Bunten Aptychenschichten im Liegenden der hellen Aptychenkalke vertreten. Weiter im Osten reduzieren sich im Tirolikum die Bunten (Roten) Aptychenschichten auf Einschaltungen innerhalb des basalen Teiles der Ammergauer bzw. Oberalmer Schichten (z. B. Unkener Synklinale bei Lofer – R. E. GARRISON, 1967, S. 26) und verschwinden schließlich gegen Osten ganz.

Die **Fossilführung** ist ähnlich jener der hellen Tithon-Aptychenkalke, *Lamella-ptychus rectecostatus* (PET.) und *L. beyrichi* (OPPEL) sind die häufigsten Elemente.

Als **Alter** der Bunten Aptychenschichten kommt hier im Westen tieferer oder mittlerer Teil des Tithon in Frage, auch Kimmeridge wurde darin, allerdings ohne Beleg, vermutet. Im gut belegten Ampelsbach-Profil im Achantalgebiet in Tirol sind die Bunten Aptychenschichten durch *Laevaptychus obliquus* (QUENSTEDT) und dem Erstauftreten von *Punctaptychus* als unteres Untertithon belegt (W. QUENSTEDT, 1951, S. 59).

Vergleichend betrachtet bilden die roten „Aptychenschichten“ des Nordteiles der Allgäudecke, wo in ihrem südlichen Abschnitt Flasercharakter dem Knollencharakter weicht und der Tongehalt und der Kieselgehalt gegenüber dem Kalkgehalt zurücktritt, das genaue Äquivalent des Haselbergkalkes (Diphyakalkes) des nördlichen Bajuvarikums im Ostteil der Alpen in gleicher Position unter dem hellen Aptychenkalk, so daß diese Bezeichnung für die lithologisch gleichartigen (z. B. Kalke in der Unterlage SW des Einstein 2 km N Tannheim), ebenfalls *Pygope diphya* COL. führende Kalke Verwendung finden kann (F. TRAUTH, 1950, S. 206: WSW Pfronten) – vgl. Haselbergkalk S. 378.

2 b) Hinterriß-Schichten (Aptychenkalk-Konglomerate und -Brekzien)

Begriff: Unter dieser Bezeichnung faßte F. TRAUTH (1950, S. 192) alle klastischen Bildungen des kalkalpinen Malm (Oxford-Tithon) zusammen, verstand darunter also sowohl die Hinterriß-Konglomerate und -Brekzien als auch die sie begleitenden sandig-

mergelig-tonigen Sedimente. Die Schichten sind nach den auffälligen Konglomeratlagen in den Aptychenschichten bei Hinterriß ENE Mittenwald in der Karwendelmulde von Tirol benannt, von wo F. TRUSHEIM (1930, S. 39 ff., 43 ff.) diese Bildungen ausführlich beschrieben hat. Eine solche Begriffsfassung im Sinne von F. TRAUTH aber wäre als stratigraphischer Formationsname zwecklos, da die Brekzienbildungen aller malmischen Schichtglieder verschiedenster Genese zu einem heterogenen Komplex zusammengefaßt waren, nämlich etwa die Brekzien der Aptychenschichten, die Basisstransgressions-Konglomerate des Plassenkalkes, die groben Bildungen an der Basis jedes Turbidit-Horizontes der Barmsteinkalkbänke usw. Es empfiehlt sich daher, den Begriff auf den Typus der Typlokalität, also auf die im wesentlichen malmischen, gelegentlich in das Berrias emporreichenden, den Ammergauer Schichten (Aptychenschichten) eingelagerten Klastikabänke einzuschränken, die in den Kalkalpen weit verbreitet sind. Der Begriff Gscheigrabenschichten F. TRAUTH (1950, S. 192) für klastische Bildungen vom angenommen tithonisch-neokomen Alter sind nach der Lokalität des Gscheigrabens nördlich vom Fogenstein SW des Tegernsees als Sammelbegriff stratigraphisch wenig geeignet.

Lithologie: Im Gebiet der Karwendelmulde ist der Hinterriß-Brekzientypus am umfangreichsten ausgebildet und am besten studiert (F. TRUSHEIM, 1930, S. 39-49; R. ULRICH, 1960, S. 110 ff.). Es liegen dort im tieferen, untertithonischen Teil der Aptychenkalkes einerseits monomikte Aptychenkalkbrekzien vor, die den Typus der intraformationalen, subaquatisch entstandenen Brekzien repräsentieren. Die Kalkgerölle sind dort in der Hornstein führenden, grün gefleckten, rosaroten Serie aus Kalkmergeln und Mergelkalken eingeschaltet (A. FENNINGER & H.-L. HOLZER, 1972, S. 71). Ferner erscheinen in diesem Gebiet in zahlreichen höheren Niveaus polymikte Konglomeratlagen von 5 m bis 25 m Mächtigkeit („Hornsteinbrekzie“ TRUSHEIMS), die kaum gerundetes kalkalpines Material vom Hauptdolomit aufwärts enthalten und als eingeschüttetes subaerisches Abtragungsprodukt gelten. Die stets damit verbundene Annahme eines Flachmeercharakters der Aptychenkalk-See ist allerdings heute hinfällig.

Genese: Unter dem Begriff Hinterrißschichten werden genetisch verschiedene Typen zusammengefaßt: Im Typus der klassischen Lokalität handelt es sich bei dem Bildungsmilieu dieser Schichten um Becken- bis Tiefschwellenfazies im Langschwebbereich, wobei sich eingeglittene Sedimentkörper einstellen. Bei einem weiter gefaßten Begriff sind auch noch Flachwasserbildungen unter dieser Bezeichnung erfaßt worden.

Vorkommen: Brekzieneinschaltungen in den Aptychenkalken sind weit verbreitet. Sie reichen vom Rothorn-Hochberg SW Schröcken in der Allgäudecke in Vorarlberg (M. SCHIDLOWSKI, 1967, S. 239 f.) über die Hindelanger, Pfrontener, Ammergauer und Tegernseer Berge immer in der Nordrandzone der Kalkalpen gegen Osten (Literatur bei F. TRAUTH, 1950, S. 196). Die von K. BODEN (1916, S. 211) und ähnlich durch K. LEUCHS (1927, S. 73; 1929, S. 417 ff.) aus der letztgenannten Region aus solchen Tithonbrekzien beschriebenen exotischen kristallinen Gerölle müssen nach der Feststellung von M. RICHTER (1937, S. 57), daß die hier als Malm beschriebenen Brekzien jüngeren Datums, teils wohl neokomen, teils cenomanen Alters sind, nochmals auf ihre Stellung und Herkunft überprüft werden. Die Neuuntersuchung dieser Region NE des Tegernsees durch PFLAUMANN (1968, S. 87 ff.) hat ergeben, daß neben einer 20 m mächtigen, wohl obertithonischen Aptychenkalkbrekzie und -psammiten auch noch im Berrias-Calpionellenkalk solche Klastika erscheinen. Die berühmten Hinterrißbrekzien

der Karwendelmulde lassen sich bis zum Fonsjoch westlich vom Achensee und zum Ampelsbachprofil östlich dieses Tales (W. QUENSTEDT, 1951, S. 60) verfolgen. Aus dem Mittelabschnitt der Kalkalpen sind analoge Bildungen aus dem Salzkammergut gut bekannt. Im Osten der Kalkalpen treffen wir Hinterrißbrekzien in Verbindung mit Aptychenkalken sowohl im Bajuvarikum (z. B. Reichraminger Decke – F. BAUER, 1953, S. 114) als auch noch in den hochalpinen Einheiten im Mürzalpengebiet und am Hohen Student an (H. P. CORNELIUS, 1937, S. 214).

Analoge Bildungen finden sich in den Oberalmer Schichten teils als homogene intraformationale Brekzienlagen, teils als allodapische Kalke mit basalen Klastika (Barmsteinkalke, siehe S. 360 f.).

2 c) Oberalmer Schichten

Begriffsprägung: M. LIPOLD, 1854, S. 595.

Synonym: Würzener Kalk B. PLÖCHINGER & S. PREY (1968, S. 194).

Begriffsinhalt: Im Mittel- und Ostteil der Kalkalpen nimmt der diffuse Mergelgehalt der Aptychenschichten ab, zugleich stellen sich dort in dieser Fazies allodapische, auf Turbidite zurückzuführende dickbankige feindetritische Kalkeinschaltungen in Form der Barmsteinkalke ein, so daß man von einer eigenen Variante von Aptychenkalken, nämlich den Oberalmer Schichten, sprechen kann (E. SPENGLER, 1951 a, S. 323).

Bezüglich der Namensgebung ist trotz der Feststellung von M. SCHLAGER (1969, S. 85), daß in der Originaldefinition der Oberalmer Schichten (M. LIPOLD, 1854, S. 595) die Barmsteinkalke in diesen Begriff einbezogen waren, die heute übliche getrennte Benennung der Schichtglieder auf Grund der Einbürgerung beizubehalten. Ferner sei darauf aufmerksam gemacht, daß der Begriff Rettenbachkalk als ein Name, der verschiedene Schichtglieder (darunter besonders Oberalmer Schichten) umfaßt, zurecht aufgegeben ist. Von einer Wiederbelebung und Ausdehnung des Begriffes Rettenbachkalk und einer nicht mit der ursprünglichen Begriffsprägung übereinstimmenden Verwendung des Namens „Rettenbachschichten“ für neokome Kalkmergel durch A. FENNINGER & H.-L. HOLZER (1971) muß Abstand genommen werden, da in diesem Sammelbegriff auf Grund der dort gegebenen Beschreibung offenbar eine malmische Hinterrißbrekzie, die mittelmalmischen Agathakalke (Knollenkalke) und die höhermalmischen Oberalmer Schichten sowie Neokommargel enthalten sind.

Das Verbreitungsgebiet der Oberalmer Schichten (Abb. 209) setzt in der Unkener Mulde und in den Berchtesgadener Bergen im Westen ein, erreicht in der Osterhorngruppe das Optimum, ist im Salzkammergut besonders im Tirolikum weit ausgedehnt und hat im Ostabschnitt der Kalkalpen abschnittsweise seine nördliche Grenze zwischen Lunzer Decke (Oisbergmulde mit Aptychenschichten) und Sulzbachdecke (Königsbergmulde mit Oberalmer Schichten) – P. STEINER (1968, S. 36, 42). Gegen Osten hin erreichen sie mit Kitzberg und Hoher Mandling den Ostrand der Kalkalpen (H. SUMMESBERGER, 1966 c, S. 74).

Lithologie und Sedimentologie: Dieser nach der Lokalität Oberalm 12 km SSE Salzburg benannte Typus pelagischer Kalke zeigt folgende lithologische Eigenart (H. FLÜGEL & A. FENNINGER, 1966, S. 251; R. E. GARRISON, 1967, S. 21; R. E. GARRISON & A. G. FISCHER, 1969, S. 35 ff.): Die grauen oder hellbräunlichen, glattbrüchigen, häufig dunkle Hornsteinknollen und -lagen führenden mikritischen Kalke

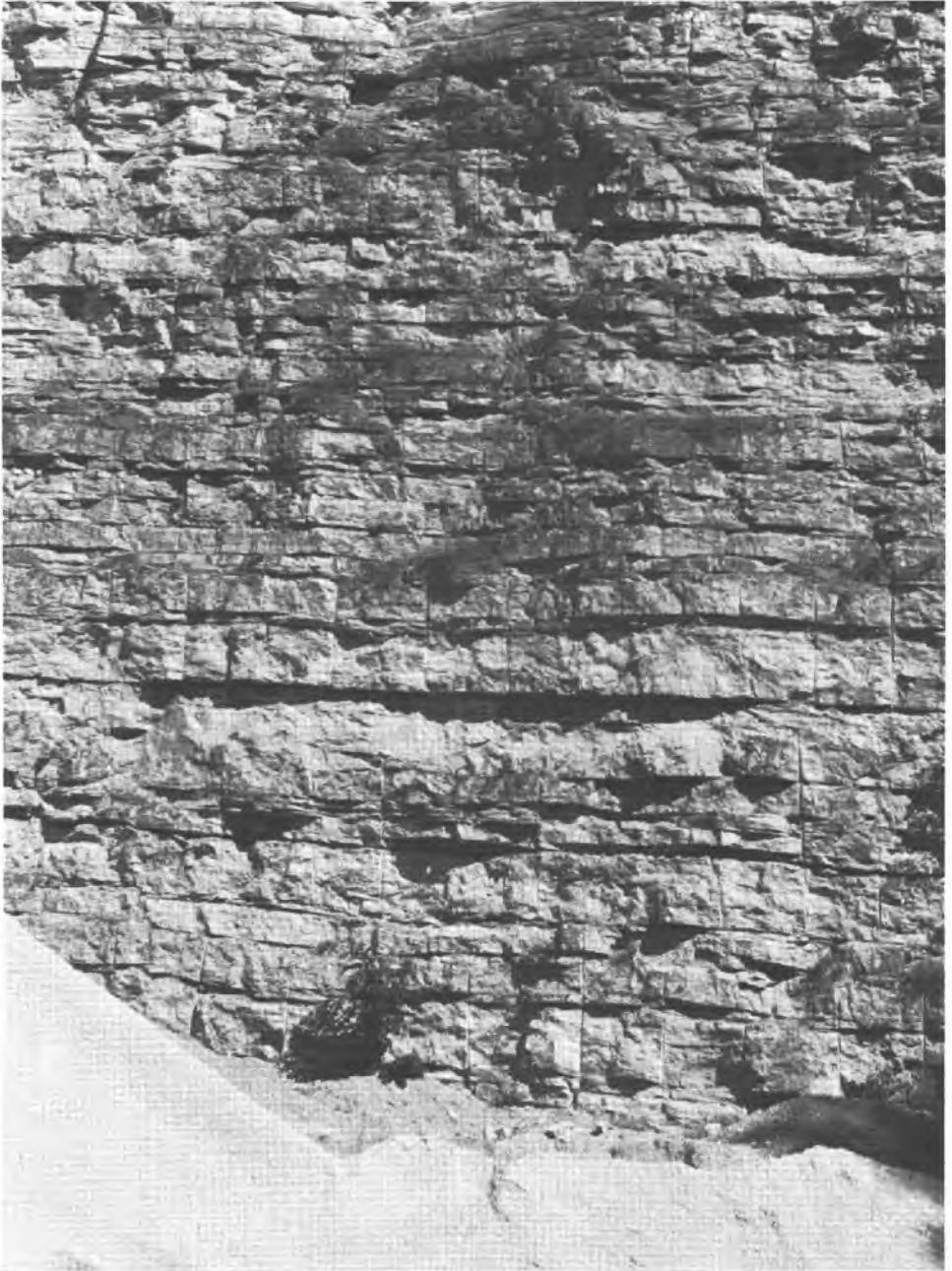


Abb. 205: Die Oberalmer Schichten an der Typlokalität im Steinbruch der Adneter Riedel bei Oberalm, Salzburg.

sind gut und ebenflächig geschichtet, die Stärke der Schichtung liegt meist im Bereich von 5 cm bis 10 cm, selten auch aufwärts bis 70 cm (M. SCHLAGER, 1953, S. 15) – Abb. 205. Sie weisen dünne tonige Beläge auf den Schichtflächen auf, zeigen gelegentlich eine schwache Flaserschichtung, die auf Oszillationsrippel zurückzuführen sein dürfte. Die Hornsteinführung ist auffällig unterschiedlich, manchmal bedeutend, manchmal vollkommen zurücktretend. An Sedimentstrukturen sind in den Oberalmer Schichten Oszillationsrippel, Flute casts, auch Olisthostrome, submarine Gleitspuren und schließlich die erwähnten Einschaltungen von Turbiditen (Barmsteinkalke) zu beobachten – A. FENNINGER & H.-L. HOLZER (1972, S. 74).

Bezüglich der Herkunft der im Oberalmer Schichtkomplex eingesedimentierten Hallstätter Gesteine wird im Zusammenhang mit dem Oberalmer Basiskonglomerat S. 358 referiert.

Sonderausbildungen: A. Wechselfarbige Oberalmer Schichten: Gegenüber der Normalausbildung in der Beckenfazies stellen sich besonders im Salzkammergut (Rettenbachtal bei Ischl, Röthelstein bei Aussee, Nordteil der Osterhorngruppe), aber auch in den östlichen Kalkvorlpen, die von B. PLÖCHINGER (1964, S. 20) als „Wechselfarbige Oberalmer Schichten“ bezeichneten Typen der Übergangsfazies zur Seichtwasserbildung, dem Tressensteinkalk, ein. Sie sind durch eine Zunahme der grobgebankten bis massigen Typen des Oberalmer Kalkes gekennzeichnet, in denen dann allmählich die mikritische Grundmasse der sparitischen weicht, in denen Pellets, Intraklaste, Ooide, Onkoide und Algenreste aufscheinen, aber Radiolarien und Spiculae zurücktreten (A. FENNINGER & H.-L. HOLZER, 1972, S. 79).

Ebenfalls zu dieser Varietät der Wechselfarbigen Oberalmer Schichten gehört der von B. PLÖCHINGER & S. PREY (1968, S. 194) auf Initiative von A. RUTTNER als „Wurzener Kalk“ benannte Kalktypus am Wurzener Kampl im Warscheneckstock, welcher Name demnach wieder einzuziehen ist – vgl. A. FENNINGER & H.-L. HOLZER (1972, S. 120).

B. Roter Tithonflaserkalk: In den tieferen Partien der Oberalmer Schichten kommen als Analogon zu den Bunten Aptychenschichten tieferer Stellung der westlichen Kalkalpen in der Osterhorngruppe bunte Typen vor: Im Westteil dieser Gruppe liegen rötlichgraue Kalke vor (M. SCHLAGER, 1956, S. 39), im Nordostteil des Osterhorn-Tirolikums erscheinen rote Tithonflaserkalke mit *Punctaptychus punctatus* (VOLTZ) und *Lamellaptychus rectecostatus* (PET.) im Liegenden der Hauptmasse der Oberalmer Schichten (B. PLÖCHINGER, 1964 a, S. 19).

C. Oberalmer Basiskonglomerat: Sehr bezeichnend sind mancherorts Konglomerate an der Basis der Oberalmer Schichten, die Oberalmer Basiskonglomerate, die auf die jungkimmerische Bewegungsphase hinweisen (A. TOLLMANN, 1965, S. 497; 1966 b, S. 57). Am bekanntesten ist das Beispiel der 20 m mächtigen Grobkonglomerat-Transgression der Oberalmer Schichten über tirolischem Dachsteinkalk nördlich vom Hohen Göll (J. KÜHNEL, 1929, S. 473 f.), das eine bunte Zusammensetzung mit Beteiligung von Hallstätter Komponenten zeigt. In diesem Abschnitt ist übrigens auch das Auftreten hausgroßer eingesedimentierter Dachsteinkalkblöcke in den Oberalmer Schichten bemerkenswert. Analoge Beispiele eines Oberalmer Basiskonglomerates wurden vom Südwestteil der Osterhorngruppe (W. DEL-NEGRO, 1950, S. 48; B. PLÖCHINGER, 1953, S. 368 f.; M. SCHLAGER, 1960, S. 7 f.) bekannt. Sie werden in das Kimmeridge gestellt (W. DEL-NEGRO, 1960, S. 13).

In paläogeographischer Hinsicht ist noch die seit J. KÜHNEL (1925, S. 382; 1929, S. 473) bekannte Tatsache hervorzuheben, daß in den Basiskonglomeraten der Oberalmer Schichten gelegentlich bereits Gesteine der Hallstätter Zone als Komponenten auftreten, wie z. B. Hallstätter Kalke und Werfener Schichten. Man trifft sie darin auch weitab der einst beheimateten Hallstätter Zonen an. So hat KÜHNEL vom Göllriedel solche Hallstätter Komponenten aus dem Oberalmer Basiskonglomerat beschrieben. In diesem Fall können die Komponenten und Schollen zweifellos von Gleitmassen oder Fluxoturbiditen aus der bei relativ autochthoner Deutung unweit davon beheimateten Lammer-Torrenerjoch-Zone abgeleitet werden, während an eine Herkunft aus der zufolge Unterlagerung durch Unterkreide erst wesentlich später herantransportierten Halleiner Hallstätter Decke nicht zu denken ist.

Besonders eindrucksvoll ist auf Grund der bedeutenden Mächtigkeit das erst jüngst durch H. SUMMESBERGER (1966 c, S. 65 ff.) im Bereich der Hohen Mandling und vom Kitzberg im Piestingtal-Gebiet, Göllerdecke, entdeckte und analysierte Vorkommen des Oberalmer Basiskonglomerates. Die Transgression der Oberalmer Schichten beginnt dort nicht unmittelbar mit der Konglomeratmasse, sondern es liegen noch 4,5 m Hornsteinkalke und Feinbrekzien darunter, die zusammen mit der maximal 300 m mächtigen Konglomeratmasse und den im Hangenden noch damit verzahnten 1 m bis 10 m plattigen kieseligen Kalken von H. SUMMESBERGER zu den „Oberalmer Basis-schichten“ (S. 65) zusammengefaßt werden. Über diesem Komplex lagert hier der höhere Malm in Form von „Barmsteinkalken“ (Tressensteinkalk?), Plassenkalk und Oberalmer Schichten auf.

Die Mächtigkeit der Oberalmer Schichten beträgt im Westteil ihres Verbreitungsgebietes bis 270 m (Unkener Synklinale), im Zentralgebiet im Bereich der Osterhorngruppe im Westen 550 m (M. SCHLAGER, 1953, S. 19) bzw. vielleicht sogar rund 800 m (E. SPENGLER, 1911 a, S. 209; W. DEL-NEGRO, 1950, S. 48). Im Salzkammergut ist im Durchschnitt mit einer Mächtigkeit von über 100 m zu rechnen (80 m im Sandlinggebiet), die Maximalwerte liegen hier bei 300 m (A. FENNINGER et al., 1972, S. 72, 89). In den östlichen Kalkvoralpen beträgt in der Königsbergermulde die Stärke der Oberalmer Schichten nur mehr 50 m (P. STEINER, 1968, S. 30), im Gebiet der Hohen Mandling 100 m bis 140 m, wozu allerdings hier noch bis zu 300 m Oberalmer Basiskonglomerat kommen (H. SUMMESBERGER, 1966 c, S. 67, 75).

In genetischer Hinsicht wurde der mikritische feine Kalkschlamm, das Ausgangsprodukt dieses als bathyale Beckenfazies im Langschwebbereich entstandenen Kalkes, von manchen Autoren als anorganischer Kalkniederschlag gedeutet, andere sahen darin umgewandelte Coccolithen-Nannoplankton-Partikel. Die elektronenmikroskopische Untersuchung zeigte Nannoplankton in gesteinsbildender Quantität (R. GARRISON, 1967, Taf. 3; R. GARRISON et al., 1969, Figur 11, 14; A. FENNINGER et al., 1972, S. 75). Die Coccolithen (Grünalgen) sind ja erst seit dem Lias weltweit als wesentlicher Bestandteil, seit dem Oberjura in pelagischen Kalken gesteinsbildend in Erscheinung getreten. Die pelagische Kalkbildung beginnt demnach nicht erst in der Mittelkreide mit den Foraminiferenkalkschlämmen. Die Oberalmer Schichten sind gleichermaßen wie die Aptychenschichten auf Grund des Coccolithenreichtums, der Tonschiefer-Einschaltungen und bestimmter sedimentärer Merkmale als pelagische Bildungen der Tiefsee, des bathyalen Raumes anzusehen (H. FLÜGEL & A. FENNINGER, 1966, S. 249, 265). Eine

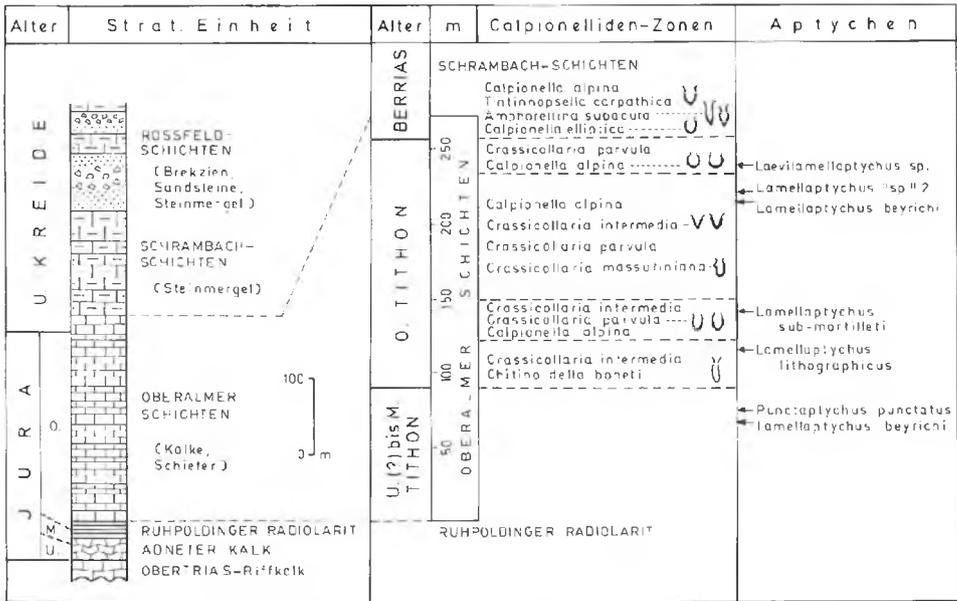


Abb. 206: Gliederung und Fauna der Oberalmer Schichten in der Unkener Synklinal NW Lofer in Salzburg nach R. E. GARRISON, 1967, Abb. 2—4, Tab. 1—2.

Ablagerungstiefe von 3000 m bis 4000 m oder mehr (also ein abyssales Milieu nach der alten Nomenklatur, ein Milieu an der Untergrenze des bathyalen Raumes nach der neueren Einstufung) wird von R. GARRISON & A. G. FISCHER (1969, S. 20, 46 ff.) abgeleitet.

Wieder aufgearbeitete pelagische Kalklagen mit Anreicherung von Radiolarien und Aptychen bis zur Aptychenbrekzie zeugen von den damals sehr bedeutenden Bodenströmungen in Tiefseebecken (R. GARRISON, 1967, S. 32), ähnlich wie auch die oben erwähnten Rippelmarken im pelagischen Kalk. Die Einschaltung von Kalkareniten, als Barmsteinkalk bezeichnet, können als durch Trübeströme aus dem Flachwasserbereich in die Tiefe geführte allodapische Kalke (Kalk-Turbidite) aufgefaßt werden (R. E. GARRISON, 1964, S. 130; 1967, S. 36; H. FLÜGEL & P. PÖLSLER, 1965, S. 524). Auch Gleitfalten erscheinen häufig in diesem Sediment. Im Unkener Gebiet z. B. korrespondiert die Orientierung der Gleitfalten etwa auch mit der heutigen Synklinalflankenordnung (R. GARRISON, 1967, S. 38). Der gesamte Schichtstoß erscheint so als eine bunte Wechselfolge von pelagischen Kalken, allodapischen Kalken, Kalkbrekzien und wiederaufgearbeiteten pelagischen Kalken.

Die Sedimentationsrate der Oberalmer Schichten ist mit 2,4 mm pro Jahr (H. FLÜGEL & A. FENNINGER, 1966, S. 267) durch zu kurze Annahme der gesamten Sedimentationsdauer im Beispiel der Osterhorngruppe wesentlich zu hoch gegriffen. In der ebenfalls geringmächtigen Serie der Unkener Synklinal liegt sie bei Berücksichtigung der heute zu veranschlagenden Dauer der Sedimentation bei rund 0,03 mm bis 0,05 mm pro Jahr (R. E. GARRISON, 1967, S. 45). Auch dieser Wert ist für pelagische Kalke noch zu

hoch, läßt sich aber durch die eben zuvor erwähnten Einschaltungen von resedimentierten und allodapischen, durch Trübestrome in die Tiefe geführten Einschaltungen gut verstehen. Im Durchschnitt werden Sedimentationsraten zwischen 20 mm bis 60 mm pro tausend Jahre angegeben (A. FENNINGER & H.-L. HOLZER, 1972, S. 84).

Die *Fauna* gleicht im Hinblick auf die Aptychenführung und in bezug auf die Calpionellen – den beiden Hauptbestandteilen an Organismengruppen – ganz jener der Aptychenschichten des Tithon (vgl. S. 352). Ammoniten sind selten – O. HAAS (1908) beschrieb z. B. *Oppelia* cf. *bolbeini* OPPEL vom Loser bei Alt-Aussee. In der Mikrofauna sind daneben ähnlich wie bei den Ammergauer Schichten Radiolarien (besonders Spumellarien, selten Nassellarien) erwähnenswert, auch Schwammnadeln treten auf. Ferner stellen sich pelagische Schwebcrinoiden der Gattung *Saccocoma* und die Alge *Globochaete alpina* LOMB. ein. Im Nannoplankton erscheint neben Coccolithen auch *Nannoconus* im Obertithon. Einen Überblick über die faunistische Gliederung der Oberalmer Kalke der Unkenker Synklinale gibt Abb. 206, wo R. E. GARRISON (1967) nach der Gliederung K. DOBENS (1963) fünf Calpionellenzonen im Obertithon-Berrias-Anteil erfassen konnte. Die Mikrofauna der Wechselfarbigen Oberalmer Schichten W Zinkenbach/Wolfgangsee ist bei A. FENNINGER & H.-L. HOLZER (1972, S. 113 ff.) und bei B. PLÖCHINGER (1973, S. 34) angeführt.

Alter: Der Hauptmasse der Oberalmer Schichten kommt im Tirolikum tithones, besonders obertithones Alter zu. Ein Herabreichen in das mittlere Tithon ist belegt (R. E. GARRISON, 1967, S. 26); das mittlere bis obere Untertithon ist in den Wechselfarbigen Oberalmer Schichten der Bleckwand in der Osterhorngruppe durch den Ammonit *Usseliceras* (*Subplanitoides*) *schwertschlagerei* ZEISS erfaßt worden (B. PLÖCHINGER, 1973, S. 34).

In der Hallstätter Zone des Salzkammergutes treten im Rötzelsteinmassiv bei Äußere Kainisch typische, hornsteinreiche Oberalmer Schichten, mit Barmsteinkalkbänken und rötlichen Kalken verbunden, im Kimmeridge auf und sind durch fossilreiche Agathakalk-Einschaltungen bis zum Top als mittelmalmisch belegt (A. TOLLMANN, 1960 b, S. 79). Beteiligung von Kimmeridge an den Oberalmer Schichten wird auch aus dem Osterhorn-Tirolikum gemeldet (E. SPENGLER, 1911 a, S. 209; B. PLÖCHINGER, 1964 a, S. 20). Einen Oxford-Anteil hat F. TRAUTH (1950, S. 191) SE von Ischl in dem zum guten Teil aus Oberalmer Schichten bestehenden, aber auch andere Glieder umfassenden alten, heute eingezogenen (W. SCHÖLLNBERGER, 1967, S. 78) Sammelbegriff „Rettenbachschichten“ vermutet. Nachweisbar aber ist auf Grund der Calpionellenfauna lokal ein Emporreichen der Oberalmer Schichten bis ins untere Berrias (Unkenker Mulde, R. E. GARRISON, 1967, S. 26 – vgl. Abb. 206).

3. Barmsteinkalk

Begriffsprägung: C. W. GÜMBEL, 1861, S. 491 f.

Lithologie: Jene Kalkarenite mit bräunlicher Färbung, körnigem Bruch, rauher Oberfläche, dicker Bankung, mit mikritischer und sparitischer Grundmasse und gelegentlicher Hornsteinführung, die allgemein den Oberalmer Schichten stratigraphisch zwischengeschaltet sind, werden nach dem Barmstein 1 km NW Hallein als Barmsteinkalk bezeichnet. Die Bankung dieser Kalke liegt im allgemeinen über 30 cm, meist sogar im

Meterbereich. H. HÖTZL (1966, S. 285) hat hingegen auch dünnsschichtige, 2 cm dünn gebankte Kalke im Raum des Tressensteins hierher gestellt. Die Barmsteinkalke zeigen stets ein sehr typisches feimbekziöses Aussehen und einen namhaften Gehalt an Echinodermenfragmenten.

Sie sind im gesamten Verbreitungsgebiet der Oberalmerschichten vom östlichen Teil Tirols über Salzburg und Salzkammergut bis nach Niederösterreich vorhanden. Im Raum südöstlich der Typlokalität, im Westteil der Osterhorngruppe östlich der Salzach, wurden sie in vier Haupthorizonten (B 1–B 4) in den Oberalmer Schichten beobachtet und auskartiert (M. SCHLAGER, 1953, S. 16), deren Mächtigkeit jeweils zwischen 5 m und 30 m schwankt und die in der Landschaft durch ihre Wandstufenbildung morphologisch markant hervortreten. Später wurden dann von M. SCHLAGER (1954, S. 33) in diesem Gebiet noch zwei untergeordnete basale B 0-Bänder erfaßt.

Die Bankung ist teils gut und plattig, teils mangelhaft ausgeprägt, so daß das Gestein in diesem Fall undeutlich gebankt bis fast massig aussieht. Manchmal werden die Bänke durch ein Basalkonglomerat eingeleitet, so z. B. der Horizont B 1 in der Osterhorngruppe durch ein 2 m bis 4 m mächtiges Konglomerat mit „Sandsack-Verwitterungsstruktur“.

In der Fauna dominieren Echinodermen, in der Mikrofauna kommt benthonischen Foraminiferen der Gattung *Protopenereopsis*, *Conicospirillina*, *Ophthalmidium* und *Quinqueloculina* sowie *Textularia* und *Lenticulina* Bedeutung zu. Radiolarien treten hingegen stark zurück. Von der Typlokalität wurde eine Algenflora mit *Clypeina jurasica* FAVRE (Oberkimmeridge bis Oberportland), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Globochaete alpina* LOMBARD etc. bekannt (A. FENNINGER & H. HÖTZL, 1967, S. 28, 111). Korallen, Hydrozoen und Spongien treten fast vollkommen zurück.

In bezug auf das Alter kann, da die Barmsteinkalke dem Gesamtkomplex der Oberalmer Schichten eingelagert sind, im wesentlichen auf die Anmerkungen über das Alter letzterer verwiesen werden: Kimmeridge (Hallstätterzone des Salzkammergutes) bis Obertithon sind nachzuweisen. Der in den „Rettenbachschichten“ vermutete Oxfordanteil (F. TRAUTH, 1950, S. 191) ist nicht belegt.

Genetisch wurde die Hauptmasse der Barmsteinkalke, die scharf und mit groben Basalbildungen einsetzen, allgemein eine gradierte Schichtung aufweisen und gegen oben allmählich in die Oberalmer Schichten übergehen, also den Typus der allodapischen Kalke zeigen, als Turbidite gedeutet, die durch Trübestrome samt den in dem Schlammstrom enthaltenen benthonischen Foraminiferen in die Beckentiefe hinab verfrachtet wurden (R. E. GARRISON, 1964, S. 130; 1967, S. 36; H. FLÜGEL & P. PÖLSLER, 1965, S. 524). Dabei wurde aus den Korngrößen eine Geschwindigkeit des Strömens von 40 cm bis 20 cm pro Sekunde am Beginn und um 1 cm pro Sekunde gegen Ende des Strömens errechnet. Der Barmsteinkalk stellt also zusammen mit den Oberalmer Schichten bzw. Aptychenschichten die Beckenfazies des höheren Oberjura dar (Abb. 197).

In nomenklatorischer Hinsicht sind demnach die Barmsteinkalke als Turbidite und Beckenfazies den ähnlich aussehenden Tressensteinkalken, die den Riffhaldenschutt, also Flachwasserkalke darstellen, gegenüberzustellen (Abb. 197). Der alte Name „Rettenbachschichten“ aus dem Gebiet SE Bad Ischl hat sich als Sammelbegriff für Oberalmer Schichten, Barmsteinkalke und ältere Schichtglieder erwiesen und wurde daher eingezogen (W. SCHÖLLNBERGER, 1967, S. 78).

4. Tressensteinkalk

Begriffsprägung: E. v. MOJSISOVICs, 1905, S. 43.

Lithologie und Schichtbezeichnung: Tressensteinkalke sind massive bis dickbankige, hellbräunliche oder gelblichweiße Kalke, die durch ihren Aufbau aus karbonatischem Feinschuttmaterial einen überaus charakteristischen, gut erkennbaren Typus darstellen, der auch im Handstück die feinkreuzige Natur erkennen läßt. Die Typlokalität dieser Kalke stellt der Tressenstein 1,5 km NNE Bad Aussee im Tirolikum dar, dessen Westflanke zwar vorwiegend aus Tressensteinkalk besteht, der aber gerade auch hier Barmsteinkalkbänke eingeschaltet enthält und am Gipfel über Oberalmer Schichten eine Plassenkalkkappe trägt. Bereits die Originaldefinition von E. v. MOJSISOVICs (1905, S. 43), die den Tressensteinkalk des Tressenstein samt seiner Plassenkalk-Gipfelkappe als „Korallenriffazies des Acanthusniveaus“ bezeichnete, hat zur Unklarheit des Begriffes beigetragen, da der Tressensteinkalk hiedurch häufig einfach als Riffkalk bezeichnet worden ist (E. SPENGLER, 1951, S. 323; F. BACHMAYER, 1962, Lex. strat., S. 476). In jüngster Zeit ist auch fälschlich vielfach Tressensteinkalk als jüngeres Synonym zu Barmsteinkalk aufgefaßt worden, obgleich zufolge der verschiedenen Bildungsräume Kriterien zur Trennung hinreichend vorliegen (vgl. Abschnitt zur Genese).

Das Studium der Mikrofazies (H. HÖTZL, 1966, S. 288 ff.) hat gezeigt, daß die Intraklaste im Extremfall bis zu 75 Prozent, die Biogene bis 24 Prozent bei weitgehendem Zurücktreten der sparitischen bis mikritischen Grundmasse ausmachen können. Die lithologisch ähnlichen Barmsteinkalke zeigen hingegen ein sehr gleichbleibendes Verhältnis von dicht gelagerten Intraklasten, Pseudoiden und Biogenen in überwiegend sparitischer Grundmasse.

Der Fossilinhalt am Tressenstein (A. FENNINGER & H. HÖTZL, 1965, S. 50 f.; H. HÖTZL, 1966, S. 298; A. FENNINGER, 1966, S. 176; A. FENNINGER & H. HÖTZL, 1967, S. 22) bzw. am Sandling NW von Aussee (A. FENNINGER, 1969, S. 34) besteht zunächst aus Korallen, die ähnlich wie die Echinodermen nur in kleinen Bruchstücken erhalten sind, aus den fast ebenso zahlreichen Hydrozoen wie *Actinostromaria grossa* (GERM.), *Milleporidium fasciculatum* YABE & SUG., *Parastromatopora crassifibra* YABE & SUG., *P. jurensis* SCHNORF, *Cladocoropsis mirabilis* FELIX etc., während Ellipsactinien und Sphaeractinien fehlen. Unter den Grünalgen sind *Clypeina jurassica* FAVRE, *Teutloporella obsoleta* CAROZZI, unter den Rotalgen *Solenopora jurassica* BROWN hervorzuheben. Die markantesten Foraminiferen sind *Trocholina alpina* (LEUPOLD) und *Protopenoplis striata* WEYNSCHENK (Synonym hiezu: *Ventrolamina cribrans* WEYNSCHENK) sowie *Pseudocyclamina lituus* (YOKOY.) – vgl. Abb. 207–212.

Als Alter der bisher näher untersuchten Tressensteinkalkproben wurde Kimmeridge erfaßt, wobei am Sandling auch Unterkimmeridge, Sequanien, nachgewiesen ist. Ein Hinaufreichen ins Tithon ist wohl anzunehmen.

In genetischer Hinsicht ist der Tressensteinkalk als Schuttkalk an den Flanken des Seichtwasserbereiches, des Kurzschwebebereiches, gegen tiefere Räume hin aufzufassen (A. FENNINGER, 1966, S. 177; A. FENNINGER et al., 1972, S. 82) und nicht als ein in der Nähe der Brandungszone aufgearbeitetes Material, da die Verzahnung mit Barmsteinkalk-Turbiditen bereits etwas größere Tiefe erfordert – vgl. Abb. 197.

Vorkommen: Tressensteinkalke dieser Art sind im Salzkammergut weit ver-

breitet. Die gelegentlich als eine Varietät der Tressensteinkalke angesehenen dickbankigen graubraunen, auch etwas rötlichen hornsteinreichen Kalke des Würzener Kampls nördlich vom Pyhrnpaß, die von B. PLÖCHINGER & S. PREY (1968, S. 194) bzw. S. PREY (1968 b, S. A 40) als „Würzener Kalke“ bezeichnet worden sind, gehören nach A. FENNINGER et al. (1972, S. 120) nicht hierher, sondern stellen Oberalmer Schichten dar (vgl. S. 357).

5. Lärchbergsschichten

Begriffsprägung: F. FERNECK, 1962, S. 13. Diese Schichtgruppe stellt eine eigenartige, im Liegendteil klastische, im Hangenden kalkige Schichtfolge des Tithon bis Tiefneokom der Hallstätter Fazieszone im Raum von Lofer dar, die ursprünglich von F. F. HAHN (1910, S. 339, 343) erfaßt, in ihrem tieferen, an Klastika reichen Teil als „Loferer Schichten“ und im ungleich mächtigeren kalkigen hangenden Abschnitt als „Lerchkogelschichten“ bzw. „Lerchkogelkalk“ bezeichnet und im Sinne dieses Autors bis jüngst für Unter- bzw. Obernor gehalten worden war.

Die lithologische Entwicklung zeigt im tieferen Anteil (Loferer Schichten) nach F. FERNECK (1962, S. 9) vom Liegenden weg 1 m bis 5 m Fein- bis Grobkonglomerate, transgressiv auf Hallstätter Kalk und -Dolomit auflagernd, darüber etwa 5 m sandige und ebenso mächtige sandfreie Mergel, 5 m bis 10 m blaugraue dünnbankige Mergelkalke und im Hangenteil („Lerchkogelkalk“) bis 10 m mächtigen, hellbraunen, zum Teil massigen Oolithkalk und darüber 150 m bis 200 m hellgelbbraunen, vorherrschend dickbankigen, organismenreichen Schuttkalk.

Mächtigkeit: Die Loferer Schichten werden 35 m bis 40 m, der Lerchkogelkalk wird 150 m bis 200 m mächtig (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1964, S. 263).

Die Fauna umfaßt Gastropoden (*Nerinea robusta* JOUKOWSKY & F.), Korallen und Hydrozoen des Jura-Kreide-Grenzbereiches. In der Mikrofauna erscheinen neben den Crustaceen-Koprolithen *Favreina salevensis* (PAREJAS) Foraminiferen des Tithon-Neokom wie *Iberina lusitanica* (EGGER), *Choffatella peneropliformis* YABE & H., *Pseudocyclammina lituus* (YOKOY.), *Trocholina alpina* (LEUPOLD), *T. elongata* (LEUPOLD) etc. Unter den weiteren Mikrofossilien sind nach eigener Beobachtung besonders die Foraminiferen *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Nautiloculina* sp. und die Grünalge *Clypeina jurassica* FAVRE hervorzuheben.

Bezüglich des Alters ist ein Tithonanteil gesichert. Die Serie reicht aber wohl noch ins tiefe Neokom empor. Auch nach D. HERM in W. BARTH, 1968, S. 150; A. FENNINGER & H.-L. HOLZER, 1972, S. 65, kommt dem Lerchkogelkalk ein Portland-Valangien-Alter zu.

Die Bildungsbedingungen dieser ausschließlich auf den Loferer Abschnitt der Hallstätter Zone zwischen Dietrichshorn-Deckscholle im Norden und Hochkranz-Deckscholle im Süden beschränkten Schichtgruppe wurde noch nicht untersucht. Der Lerchkogelkalk-Anteil aber ist nach Lithologie und Fauna gut mit dem mikritischen Typus des Plassenkalkes vergleichbar und daher wahrscheinlich wie dieser als lagunäres Seichtwassersediment eines Rifffkomplexes aufzufassen.

6. Plassenkalk

Begriffsprägung: F. v. HAUER, 1850 a, S. 42 („Kalkstein des Plassen“).
Synonyme: Sandlingkalk D. STUR (1871, S. 479), Falkensteinkalk O. AMPFERER

(1918, S. 44), Rofankorallenkalk O. KÜHN (1935, S. 182), Seckarspitzkalk F. TRAUTH (1950, S. 208).

Lithologie: Der Plassenkalk stellt die Riffkalkentwicklung im alpinen Oberjura dar. Es handelt sich hierbei um rein weiße oder hellgelbliche und hellbräunliche massige Kalke, die teils dicht, mikritisch und fossilarm, teils als Biosparite entwickelt sind. Sekundäre Dolomitisierung ist in seltenen Fällen möglich und stellt für den Jura als Ganzes eine große Ausnahme dar. In den beiden gut untersuchten Plassenkalkstöcken des Plassen westlich von Hallstatt und des Krahnstein NE Mitterndorf im Salzkammergut bildet der Mikrit die liegende Partie, der Biosparit den Hangendanteil (A. FENNINGER & H. HÖTZL, 1965, S. 49). Der mikritische Typus (Stillwasserfazies) – Abb. 207 – stellt einen makroskopisch dichten, massigen, teils undeutlich metergebantkten, selten auch hornsteinführenden, nicht rein weißen, sondern etwas dunkleren Kalk mit Pseudoooiden und selten auch Ooiden dar. Hydrozoen dominieren darin weitaus über Korallen bzw. Algen. Der biosparitische Plassenkalk (Abb. 208) besitzt durch den reichen Gehalt an Pseudoooiden, Oberflächenooiden und Onkoiden und seine charakteristische Fauna, reich an benthonischen sessilen Seichtwasserformen wie Korallen, Hydrozoen, durch eine artenreiche Nerineen-Fauna (E. SPENGLER, 1919 a, S. 380) und bestimmte Algen ein sehr typisches Gepräge (H. FLÜGEL & A. FENNINGER, 1966, S. 252 f.; E. FLÜGEL, 1964, S. 225 f.; A. FENNINGER, 1968, S. 288; A. FENNINGER

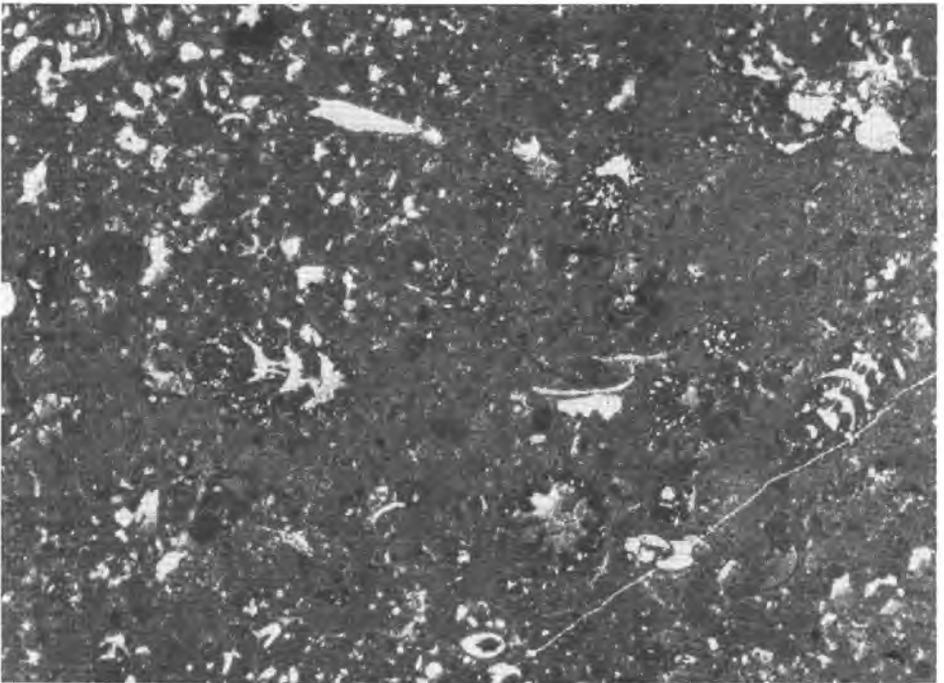


Abb. 207: Schliffbild des mikritischen Typus des Plassenkalkes vom Plassen bei Hallstatt, Ob.-Öst., mit reichlich Foraminiferen. Im Bild etliche Exemplare von *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA). Bildausschnitt 10,5 mm Länge.

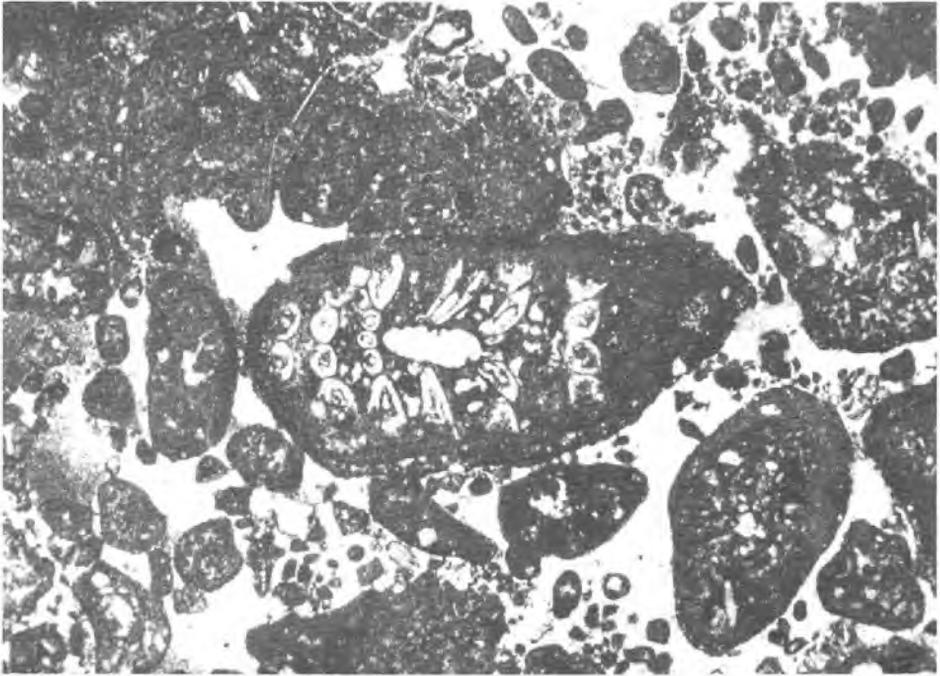


Abb. 208: Schliffbild des biosparitischen Typus des Plassenkalkes vom Plassen bei Hallstatt, Ob.-Öst., mit einem Fragment der Alge *Clypeina jurassica* FAVRE im Zentrum des 11 mm langen Bildausschnittes.

et al. 1971, S. 346; 1972, S. 63 f.). Als dritte Ausbildungsart kommt der an Stockkorallen reiche Riffkalk hinzu, der bisher nur sehr selten und in kleinen, linsenförmigen Partien, also in Form von Patch-reefs angetroffen worden ist (A. TOLLMANN, 1960 b, S. 80).

Die Mächtigkeit des Plassenkalkes erreicht im Norden (Schafberggruppe) 250 m, im Salzkammergut, im Zentrum der Verbreitung, sowohl im Tirolikum des Toten Gebirges als auch in der Hallstätter Decke am Plassen bei 700 m und darüber (F. TRAUTH, 1950, S. 209).

Das Verbreitungsgebiet der Plassenkalke liegt im wesentlichen im südlichen und zentralen bis östlichen Teil der Kalkalpen, deckt sich also annähernd mit dem einstigen Bereich der Dachsteinkalkfazies, nur streckenweise gegen Norden und Westen in das Gebiet der Hauptdolomitfazies (Schafberggruppe, Wolfgangseegebiet, Sparber und Sonnwendgebirge in Tirol) hinausgreifend (Abb. 209).

Die bekanntesten Vorkommen finden sich im Raum des Salzkammergutes. Die Plassenkalke der Trisselwand am Altauseer See liegen im Bereich des Tirolikums des Toten Gebirges. Die Plassenkalke der Bergstöcke Rettenstein südlich vom Dachstein, Plassen bei Hallstatt, Sandling sowie Röthelstein und Krahesten bei Mitterndorf im östlichen Salzkammergut gehören der Hallstätter Decke an. Der Plassenkalk des Untersberges bei Salzburg nimmt teil an der juvavischen Berchtesgadener Decke. In den östlichen Kalk-

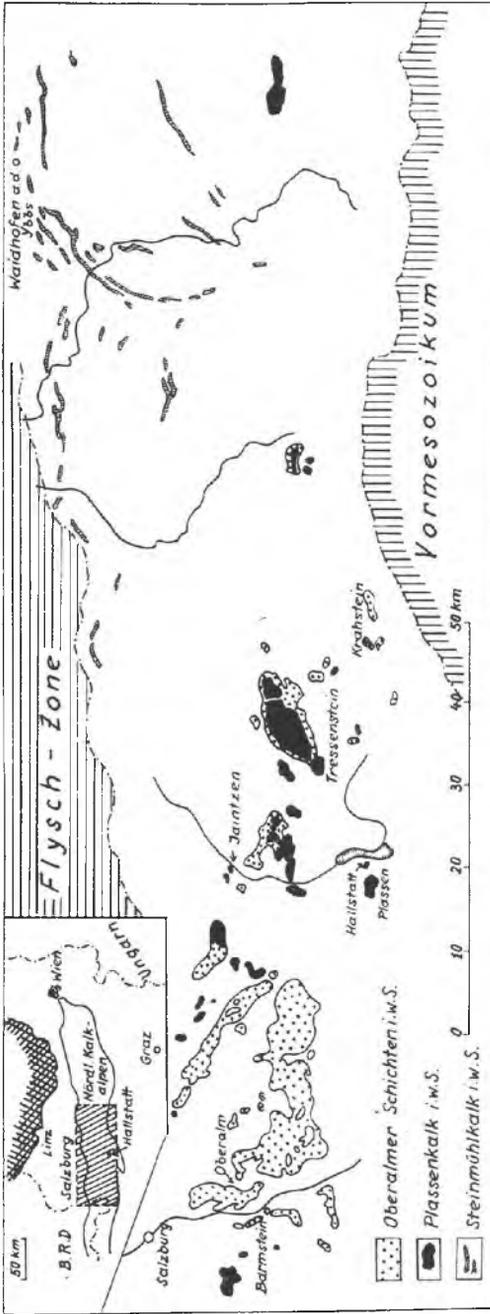


Abb. 209: Die Verbreitung der Plassenkalke, Oberalmer Schichten und Steinmühlkalke im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen nach A. FENNINGER, 1966, Abb. 1. Während die Verbreitung der erwähnten Oberjura-Schichtglieder und der damit genetisch verbundenen Typen wie Tressenstein- und Barmsteinkalk gegen Westen hin außerhalb des Bereiches dieser Skizze bald endet und sie in den Kalkalpen von Tirol und Bayern in der Hauptmasse durch Aptychenkalke abgelöst werden, setzt sich die Plassenkalke-Oberalmer Schichtgruppe — abgesehen von der Nordrandzone mit ihrem Steinmühl- und Aptychenkalk — gegen Osten bis zum Ostrand der Kalkalpen fort. Rein volumsmäßig tritt diese Oberjura-Schichtgruppe gegenüber etlichen Triasgesteinen ganz wesentlich zurück, und zwar nicht nur durch verstärkte Abtragung, sondern vor allem zufolge ihrer bereits primär stark eingeschränkten Bedeutung.

alpen nimmt die Bedeutung des Plassenkalkes stark ab, der Falkenstein nördlich von Schwarzau im Gebirge (O. AMPFERER, 1918, S. 44; E. SPENGLER, 1931, S. 69; H. P. CORNELIUS, 1951, S. 30; A. FENNINGER et al., 1972, S. 119) stellt dort noch ein ansehnliches Vorkommen dar. H. SUMMESBERGER (1966 c, S. 73) hat die fossilbelegten Plassenkalke vom Kitzberg und der Hohen Mandling in den niederösterreichischen Kalkvoralpen beschrieben, A. FENNINGER et al. (1972, S. 120) die Ausdehnung des Plassenkalkes bis zum Anningergipfel erwähnt. Die aus diesen hellen Biogenschuttkalken vom Vierjochkogel am Anninger bei B. PLÖCHINGER (1974, S. 120) erwähnte Fauna spricht durchaus nicht für ein im Widerspruch mit der bisherigen Erfahrung stehendes untermalmisches Alter dieser Plassenkalke, sondern die als angebliches Kriterium für Oxford daraus angeführte Foraminifere *Protopenneropsis striata* WEYNSCHENK erlaubt ebenso wie die übrige Fauna und die Unterlagerung durch Oberalmer Schichten die Einordnung in den höheren Malm.

Im Nordteil der Kalkvoralpen kommt im Bajuvarikum nur gelegentlich geringmächtiger, unreiner, dunklerer Oberjura-Korallenkalk vor, den F. TRAUTH (1950, S. 210) als „Bunten Plassenkalk s. l.“ bezeichnet hat. Dieser auch von G. ROSENBERG (1961 usw.) als Plassenkalk s. l. bezeichnete Gesteinstypus aus dem Bajuvarikum der östlichen Kalkvoralpen unterscheidet sich nach A. FENNINGER et al. (1972, S. 88) beträchtlich von der typischen Schichtausbildung, zu der als Zwischentypus der voralpine Plassenkalk vom Anningergipfel überleitet.

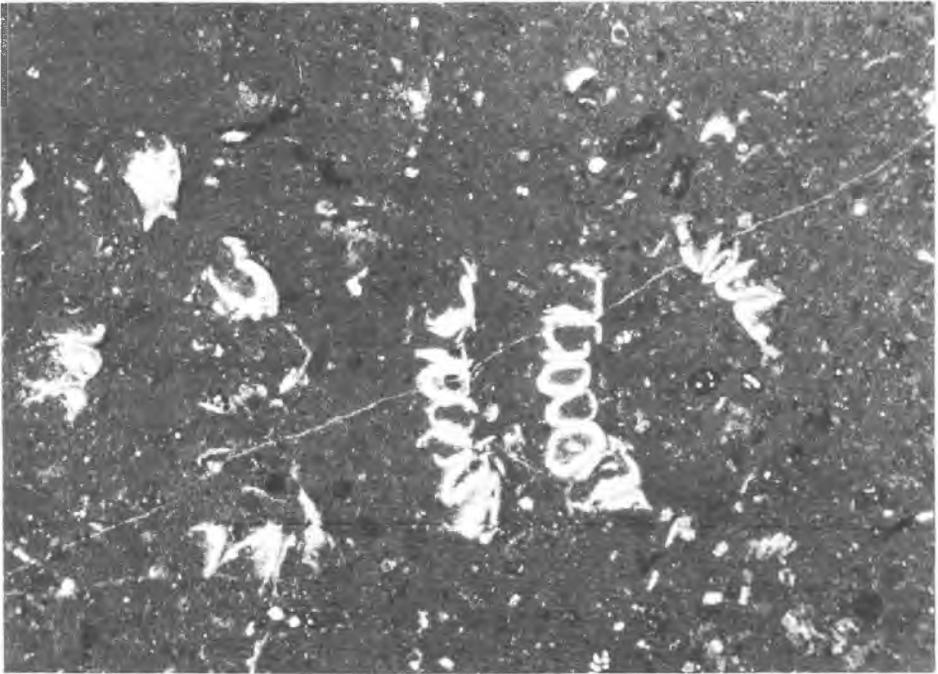


Abb. 210: Fragmente der für den Malm charakteristischen Alge *Clypeina jurassica* FAVRE im Plassenkalk des Plassen bei Hallstatt, Ob.-Öst. Länge des großen Fragmentes 2 mm.

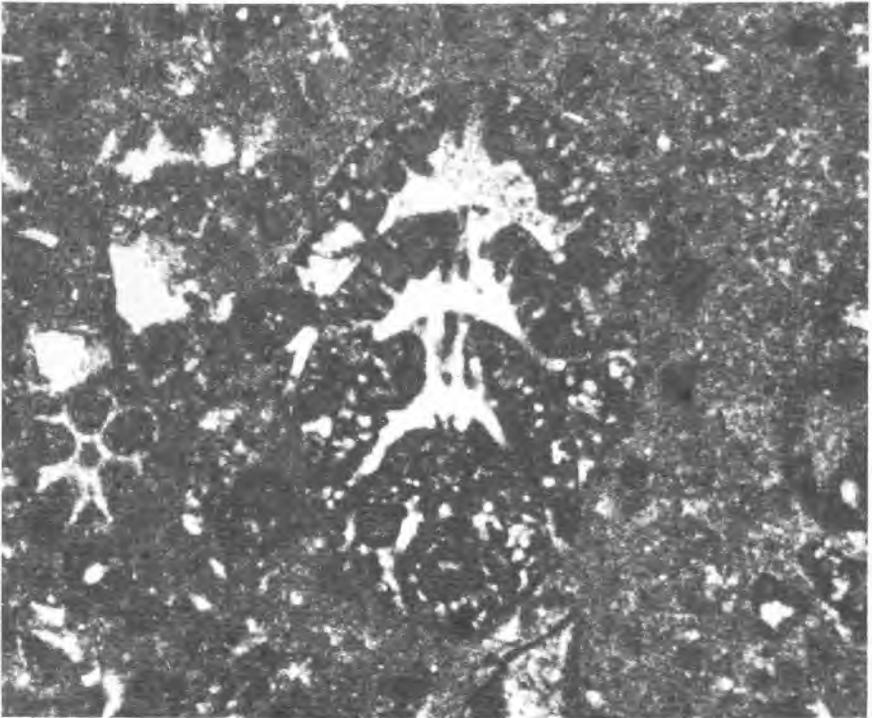


Abb. 211: *Pseudocylammina lituus* (YOKOYAMA) im Plassenkalk des Plassen. Originallänge des Exemplares 1,3 mm.

Die Fauna des mikritischen Anteiles des Plassenkalkes besteht untergeordnet aus Foraminiferen und Korallen, im wesentlichen aber aus einer artenreichen, einst rasenbildenden Hydrozoen-Gesellschaft mit *Actinostromaria shimizui* YABE & SUG., *A. oppidana* GERM., *Milleporidium curvatum* HÖTZL, *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, *Burgundia alpina* (YABE & SUG.) etc. – A. FENNINGER & H. HÖTZL (1965, S. 50 f.). An Algen erscheinen *Clypeina jurassica* FAVRE, *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Cayeuxia austriaca* FENNINGER & HÖTZL, *Pianella sellii* (CRESC.), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAIN.) etc. – A. FENNINGER & H. HÖTZL (1967, S. 22). Diese Fauna und Flora vom Plassen ergibt eine Einstufung des mikritischen Anteils in das Kimmeridge bis tiefe Portland – vgl. auch A. FENNINGER & H.-L. HOLZER (1972, S. 63, 116 f.).

Im Biosparit umfaßt die wesentlich reichere Makrofauna (F. TRAUTH, 1950, S. 210 f.) neben den auffälligen, schon bei K. PETERS (1855, S. 365, Taf. 1–4) beschriebenen Nerineen und den Dicerias-Arten weitere Mollusken, Korallen und wiederum Hydrozoen: *Paramilleporella gracilis* FENNINGER, *Milleporidium kabardinense* YAVOR. etc. – vgl. A. FENNINGER & H. HÖTZL (1965, S. 50 f.), H. FLÜGEL & A. FENNINGER (1966, S. 259 f.), A. FENNINGER (1966, S. 175). Die Algenflora mit *Clypeina jurassica* FAVRE (Abb. 208, 210) und *Lithoporella melobesioides* FOSLIE schiebt sich in diesem Typus stärker in den Vordergrund. Das häufige Auftreten der röhrenförmigen Paletten-

elemente der Bohrmuschel *Bankia striata* (CAROZZI) weist zusammen mit den übrigen vom Plassen geschilderten Elementen auf das obertithonische Alter dieses Biosparitypus im Hangenteil der Plassenkalke der Typlokalität. Während Ellipsactinien und Sphaeractinien von der Typlokalität nicht gemeldet wurden, sind diese Hydrozoen in anderen Plassenkalkvorkommen vertreten, so z. B. reichlich am Röthelstein SE Aussee – A. TOLLMANN (1960 b, S. 80). Weitere Vorkommen werden bei A. FENNINGER & H. HÖTZL (1967, S. 28) und A. FENNINGER & H.-L. HOLZER (1972, S. 116, 123 ff.) erwähnt.

In der Foraminiferenfauna beider Plassenkalk-Haupttypen sind besonders die Arten *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA), *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK, *Trocholina alpina* (LEUPOLD) [fälschlich gelegentlich als „*Coscinoconus*“ bezeichnet und als Alge aufgefaßt – vgl. E. OTT, 1974, S. 46], *Conicospirillina basilensis* MOHLER, *Nummuloculina heimi* BONET etc. hervorzuheben (W. LEISCHNER, 1961, S. 192; A. FENNINGER & H. HÖTZL, 1965, S. 51; 1967, S. 22 etc.) – Abb. 211–212.

Als Alter dieser Plassenkalke läßt sich demnach der Zeitraum vom Kimmeridge bis Obertithon festhalten. Kleinere, an Stockkorallen reiche Plassenkalkstotzen wurden auch schon im Kimmeridge der Wechselfolge auf der Südseite des Röthelsteins SE Aussee angetroffen, die Oberalmer Schichten, Tressensteinkalke und ammonitenreiche Agathakalke umfaßt (A. TOLLMANN, 1960 b, S. 80). Kimmeridge ist auch noch in dem bis ins Tithon reichenden Plassenkalk des Sandling vertreten. Ein untermalmischer Korallenkalk des Oxford schließlich wurde unter der Bezeichnung „Rofankorallenkalk“ von O. KÜHN, 1935, S. 182, als Komponente der „Rofan-Hornsteinbrekzie“ (siehe S. 350) des Sonn-

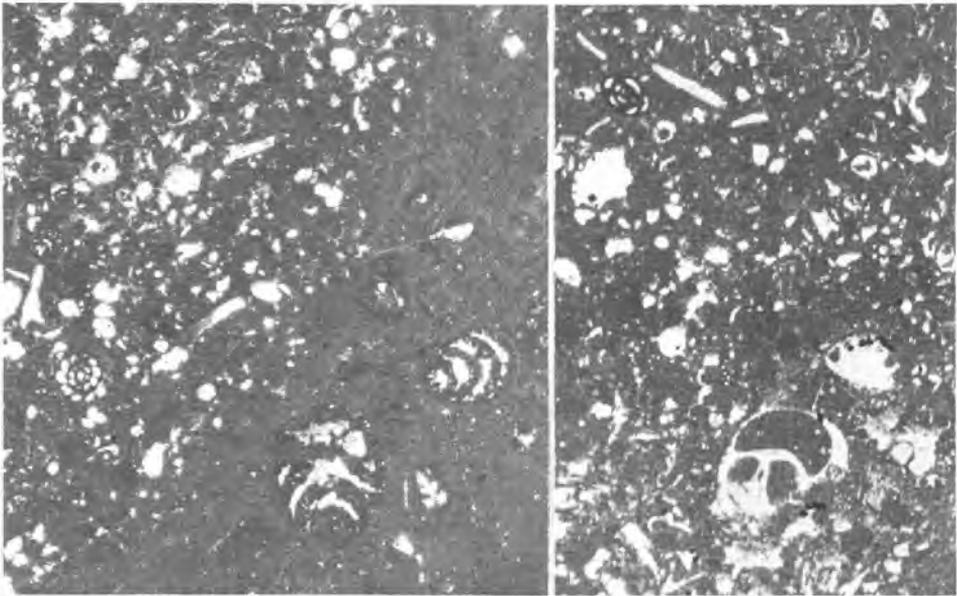


Abb. 212: Foraminiferenreicher mikritischer Plassenkalk mit *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA) und *Nautiloculina* im linken Abschnitt sowie *Quinqueloculina* und *Trocholina alpina* (LEUPOLD) im rechten Bildabschnitt.

wendgebirges östlich vom Achensee in Tirol beschrieben. In neuerer Zeit wurde Unter-malm nicht wieder erfaßt. Die Bezeichnung Plassenkalk aber soll im Sinne von F. TRAUTH (1950, S. 207) durchaus auf alle malmischen Riff-(Schutt-)kalke angewendet werden, gleich welchen Teil des Malm diese in den verschiedenen Regionen der Kalkalpen einnehmen.

Genese: Die Plassenkalke stellen Bildungen von Flachwasserbecken vom Typus der rezenten Bahamabank dar. Dabei kam es nicht zur Entstehung ausgedehnter Riffbarren, sondern es wird nur jener Typus eines „Riffkomplexes“ vertreten, bei dem kleinere „Riff-Flecken“ aus lokal auftretendem sessilem Benthos entstanden, zwischen denen größere Räume von fossilfreien Kalkfeinschlammablagerungen in lagunenähnlichem Stillwasserbereich erfüllt wurden (H. FLÜGEL & A. FENNINGER, 1966, S. 263; A. FENNINGER, 1966, S. 179). Die Onkoidbildung der Biosparite zeigt zusammen mit den übrigen Merkmalen ein sehr seichtes Bewegtwasser als Bildungsraum dieser kalkarenitischen Plassenkalkart an. Der Absenkungsbetrag bei der Bildung des Plassenkalkes mag bei 4 cm bis 5 cm pro tausend Jahre, am Beispiel des Plassen geschätzt, liegen (A. FENNINGER, 1966, S. 180). Das Bildungsareal des Plassenkalkes ist also nicht direkt mit dem Riffschema der Obertriasriffkomplexe vergleichbar, sondern es stellt eine Plattformentwicklung dar, die zu Beginn mit oolithreichen Kalken (tiefer Malm) ansetzt, später zahlreiche Patch-reefs aufweist, deren Außensaum gegen die tieferen Räume hin vorzüglich durch Ellipsactinien- und Sphaeractinienkalk gekennzeichnet ist (A. FENNINGER & H.-L. HOLZER, 1972, S. 82). Als Bildungstemperatur wird für Plassenkalk von den genannten Autoren (S. 81) 19,5 Grad C angegeben, was wohl zu niedrig erscheint. Zur Strontiumverteilung in malmischen Karbonatgesteinen vgl. H. FLÜGEL & K. WEDEPOHL (1967).

Schließlich sei noch zum Einsetzen der Plassenkalkbildung bemerkt, daß dieses Schichtglied vielerorts transgressiv und diskordant den jungkimmerisch gefalteten Untergrund übergreift und auf verschiedene Schichtglieder vom Jura bis zum Hauptdolomit des Sockels transgrediert. Gute Beispiele für diese Transgression auf verschiedenem Untergrund liefern der Untersberg SW Salzburg, der Falkenstein nördlich vom Wolfgangsee, der Plassenkalk des Sparberhornes, jener des Krahsteins NE von Mitterndorf etc. – F. TRAUTH (1950, S. 197), B. PLÖCHINGER (1964 a, S. 444 f.), A. TOLLMANN (1965 b, S. 497; 1966 b, S. 57).

7. Steinmühlkalk (Malm-Cephalopodenkalk)

Die Gesteinstypen und ihre begriffliche Fassung: Im kalkalpinen Malm treten in verschiedenen Stufen – räumlich voneinander getrennt – meist rote oder bunte, knollig- bis welligschichtige Cephalopodenkalke auf, die seit alters verschiedene Namen erhalten haben. So wird der untermalmische Cephalopodenkalk als Rotensteinkalk (Oxford), jener des Kimmeridge als Agathakalk („Acanthicuskalk“), jener des höheren Tithon (bis Tiefberrias) als Haselbergkalk („Diphyakalk“) bezeichnet, während für den zusammenhängenden Cephalopodenkalk-Komplex der kalkalpinen Nordrandzone, der vom Kimmeridge bis ins tiefere Tithon durchläuft, seit alters der Name Tegernseer Kalk üblich ist.

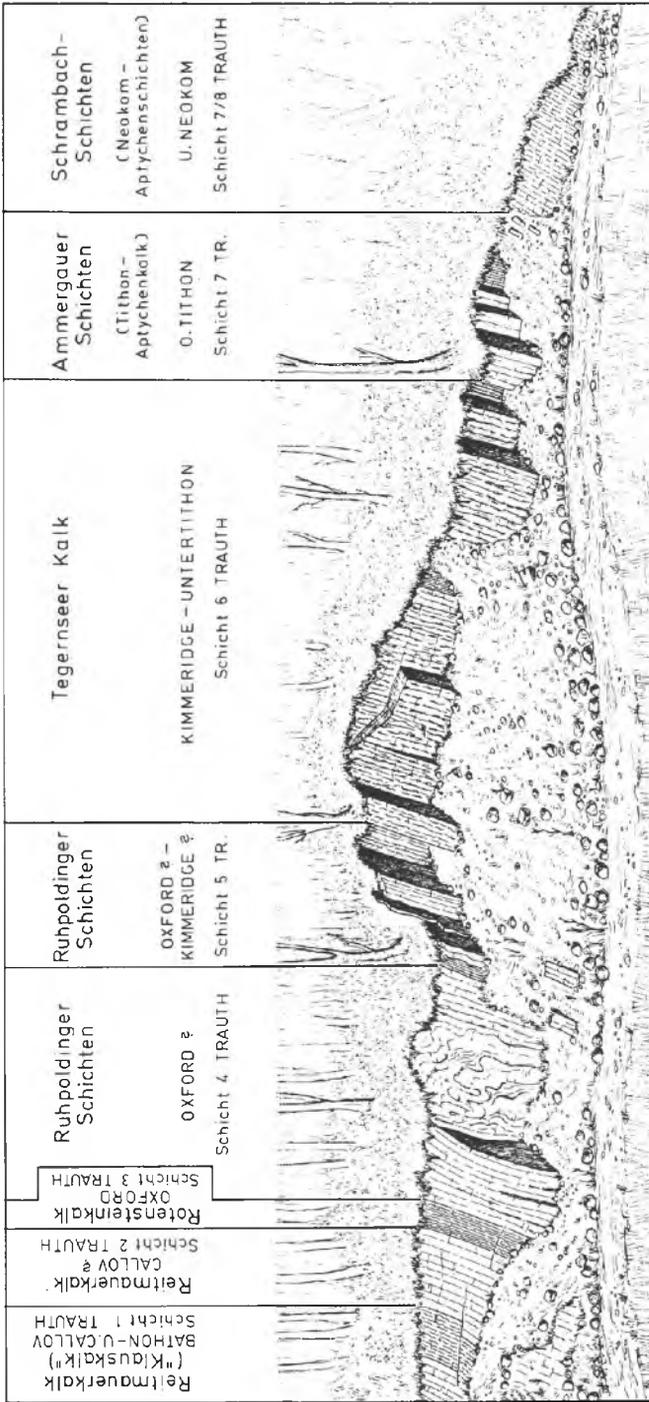


Abb. 213: Ansicht des Arrach-Steinbruches bei Steinmühl W Ybbsitz, Nd.-Öst. (Stand 1962). Die Skizze zeigt folgende folgende höherjurassische Schichtglieder (Alter s. Skizze): Schicht 1—2: Reitmauerkalk (1 a — 1,55 m hellroter dünschichtiger Filamentkalk, 1 b — 1,70 m violetter geschichteter Filamentkalk, 2 — 2,50 m hellrosa bis hellgrauer ebenflächiger schichtiger Kalk); Schicht 3: Rotensteinkalk (0,85 m dunkelviolett-roter dünschichtiger Knollenkalk); Schicht 4—5: Ruhpoldinger Schichten (4 — 7,10 m hellgrauer, rosa geflammt, gut gebankter Hornsteinkalk mit Hornsteinlagen; 5 — 3,5 m rote bis violette plattige Hornsteinkalke mit Radiolaritlagen); Schicht 6: Tegernseer Kalk (13,6 m violetter dicker, wellenschichtig-knolliger, Ammoniten führender Saccocomakalk); Schicht 7: Ammergauer Schichten (noch 7 m mächtig erschlossene dünnere, gut gebankter, Calpionellen führender tithoner Aptychenkalk); Schicht 8: Schrambachschichten (noch 7 m mächtig erschlossene dünnere, schichtige, violetterote, gegen Hangend hellgrauer, mergelige, Aptychen führende Hornsteinkalke des Neokom).

Sammelbegriff „Steinmühlkalk“: F. TRAUTH (1950, S. 199) hat als Sammelbegriff für all diese Malm-Cephalopodenkalke den Namen „Steinmühlkalk“ geprägt, mit noch weiterer Untergliederung in einen Unteren Steinmühlkalk des Oxford (= jüngeres Synonym zu Rotensteinkalk) und einen Oberen Steinmühlkalk des Kimmeridge bis Tithon (= jüngeres Synonym zu Tegernseerkalk). Die Bezeichnung Steinmühlkalk ist als stratigraphischer Begriff wohl überflüssig, da sie keine zusammengehörige durchlaufende Schichtgruppe bezeichnet, sondern einzelne Glieder in verschiedenen Niveaus, im tieferen Anteil durch zwischengeschaltete Ruhpoldinger Schichten getrennt, zusammengruppiert. Die Besprechung der einzelnen Schichtglieder erfolgt daher unter ihren jeweiligen lithologisch klar definierten, mit Namen versehenen Typen. Die Bezeichnung „Steinmühlkalk“ mag aber zur raschen und groben Einordnung der häufig roten malmischen (Cephalopoden-)Kalke bei der Feldkartierung eine gewisse Berechtigung aufweisen.

Anmerkung zum Begriff Steinmühlkalk TRAUTHS auf Grund der Typlokalität „Arrachsteinbruch“ bei Steinmühl westlich von Ybbsitz, Frankenfelder Decke (Abb. 213): Unter dem Sammelbegriff „Steinmühlkalk“ sind an der Typlokalität durch F. TRAUTH alle Schichtglieder des Oxford, Kimmeridge und Tithon vereint worden, so daß in diesem Begriff folgende diskrete Schichtglieder enthalten sind: Über Schicht 1–2 TRAUTHS (Reitmauerkalk) liegt in Schicht 3 typischer Rotensteinkalk vor, Schicht 4–5 stellen die radiolaritreichen Ruhpoldinger Schichten dar, Schicht 6 ist altersmäßig, lithologisch, faziell und faunistisch eindeutig mit dem Tegernseerkalk zu identifizieren, die obertithonen Aptychenschichten der Schichtgruppe 7 sind zweifelsfrei bereits Ammergauer Schichten. Man sieht daraus die Nutzlosigkeit eines stratigraphischen Sammelbegriffes Steinmühlkalk für eine große Zahl wohlbekannter, nur bisher hier nicht mit dem zuständigen Namen angesprochener oberjurassischer Schichtglieder, auch nicht bei der Neuuntersuchung dieses Profils durch H. FLÜGEL (1967).

7 a) Rotensteinkalk

Begriffsprägung: A. OPPEL, 1863, S. 189. Spätere Schreibweisen auch Rottensteinkalk, Rothensteinkalk.

Synonyme: Transversarium-Kalk; Unterer Steinmühlkalk F. TRAUTH, 1950, S. 202 (vgl. F. BACHMAYER, 1962, *Lex. strat.*, S. 405); Mittlerer Reitmauerkalk G. LAUER, 1968, S. 43; Untersteiner Kalk G. LAUER, 1970, S. 115.

Ausbildung, Begriffsinhalt und locus classicus: Als Rotensteinkalke werden rote und bunte, meist knollige, Cephalopoden führende Kalke des Oxford bezeichnet. Die Typlokalität für den Rotensteinkalk stellt der Rotenstein 2,5 km WSW von Vils in der Lechtaldecke in Tirol dar, dessen rot-bunte Kalke seit alters durch *Peltoceras transversarium* (QUENST.) als mittleres Oxford eingestuft sind – F. TRAUTH (1950, S. 202).

Mit Recht haben bereits F. TRAUTH selbst (1950, S. 202) und F. BACHMAYER (l. c.) den Unteren Steinmühlkalk sensu str. TRAUTHS in Synonymie zu Rotensteinkalk gestellt. Die klassische Lokalität des Unteren Steinmühlkalke liegt im Arrachsteinbruch 400 m NW Steinmühl westlich von Ybbsitz in der Frankenfelder Decke. Dort ist die Schicht 3 TRAUTHS (1950, S. 201 f.), nämlich ein 1 m mächtiger, roter, tonig-knolliger

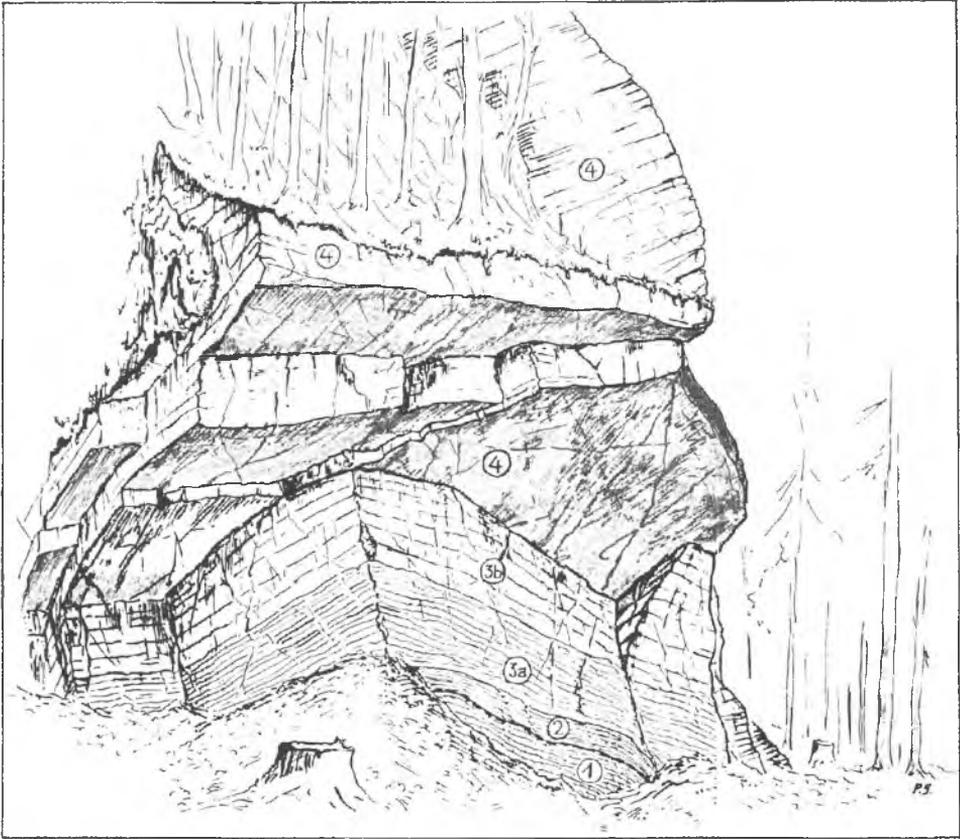


Abb. 214: Skizze der höherjurassischen Kalktypen der Reitbauernmauer 2 km NE Ybbsitz, Nd.-Öst., in der Frankenfelder Decke nach B. KUNZ, 1967, Abb. 2, nomenklatorisch ergänzt. Schicht 1: blaßroter Reitmauerkalk (ehem. „Unterer Reitmauerkalk“); Schicht 2–3 b: Rotensteinkalk, u. zw. dünnbankiger, im Hangenteil grob gebankter roter Knollen- und Flaserkalk des tieferen Oxford; Schicht 4: helle Varietät des Rotensteinkalkes, u. zw. weißer Oxfordkalk (ehem. „Oberer Reitmauerkalk“).

Kalk mit einer Perisphinctenfauna, dem Oxford zuzuweisen und soll nicht mit dem stratigraphisch unterscheidbaren Dogger-Plattenkalk (Filamentekalk, Reitmauerkalk) darunter – wie bei H. FLÜGEL (1967, S. 29) – vereinigt werden. Mit dem jüngst aufgestellten Synonym Untersteiner Kalk hat G. LAUER (1970, S. 115) knollige, rotgrün geflaserte Ammonitenkalke des Oxford in der gleichen Gegend bezeichnet, die demnach eindeutig in die Variationsbreite des Rotensteinkalkes fallen. B. KUNZ (1967, Abb. 2) hat eine Skizze der Position dieses Kalkes im Aufschluß der Reitbauernmauer 2 km NE Ybbsitz gebracht, wo der Rotensteinkalk Schicht 2–3 b einnimmt (Abb. 214). Weitere Vorkommen in der Umgebung von Ybbsitz sind bei G. LAUER (1968, S. 50) angeführt.

Fauna und Alter: Die Ammonitenfauna dieses Kalkes mit der Leitform des mittleren Oxford, *Peltoceras transversarium* (QUENST.), wurde von

A. ROTHPLETZ 1886/87, S. 40; K. LEUCHS, 1927, S. 71 f. und F. TRAUTH, 1950, S. 202 f. angeführt. Eine Fauna des oberen Unteroxford mit *Taramelliceras oculatus* (PHILL.), *Peltoceratoides constanti* (d'ORB.) etc. hat B. KUNZ (in: G. LAUER, 1968, S. 50) aus diesem Kalk vom Steinbruch Unterholz bei Ybbsitz bestimmt.

Der Anteil sandschaliger Foraminiferen in der Mikrofauna des Rotensteinkalkes wurde jüngst durch H.-L. HOLZER (1969, S. 99, Abb. 3) im Arrachsteinbruch untersucht: Die Mikrofauna im Rotensteinkalk, Schicht 3 bei F. TRAUTH, oberster Teil des „Dogger?-Filamentenkalkes“ bei H.-L. HOLZER, enthält unter anderem *Glomospira variabilis* (ZWINGLI & KÜBLER), *G. gordialis* (PARKER & JONES), *Textularia jurassica* (GÜMBEL) und *Bigenerina arcuata* HÄUSLER – also Arten, die im gesamten Malm und zum Teil darüber hinaus bekannt sind.

Eine helle Varietät des Rotensteinkalkes, lithologisch gut unterscheidbar, stellt sich in der Frankenfesler Decke NE Ybbsitz über dem rosa Reitmauerkalk des oberen Dogger und dem roten flasrigen Rotensteinkalk in der weißen bis gelblichgrauen, leicht knolligen, undeutlich gebankten, 8 m mächtigen Partie der Reitbauernmauer ein (Abb. 214). Die Verwendung des Namens „Oberer Reitmauerkalk“ auch für diese höhere, klar individualisierte und gegenüber dem Reitmauerkalk (F. TRAUTH, 1950, S. 200, Anm. 71), gut unterschiedene Varietät des Rotensteinkalkes ist in nomenklatorischer Hinsicht unzulässig. Diese Varietät hat eine sehr reiche, bei F. TRAUTH (1922, S. 250 f.) und B. KUNZ (1967, S. 263 ff.) beschriebene Ammonitenfauna geliefert, in der *Perisphinctes cyrilli* NEUM. und *Euaspidoceras cf. ovale* (NEUMANN) die Cordatus-Zone des Unteroxford, *Oppelia colleti* LEE und *Perisphinctes cf. elisabethae* RIAZ die Transversarius-Zone des mittleren Oxford und die Kombination von *Ochetoceras cf. canaliculatum* (BUCH) mit *Nebroditis cf. torcalensis* (KIL.) wohl die Bimammatus-Zone des Oberoxford belegen. Die Hinzuziehung dieses malmischen, von B. PLÖCHINGER (1967, S. 37) als „lichtbunter Malmkalk“ bezeichneten, lithologisch vom Klauskalk klar unterschiedenen Schichtgliedes zu den Klauschichten im Sinne von L. KRYSZYN (1971, S. 500 f.) kann nicht befürwortet werden. Die Mikrofauna dieses Kalkes wird bei A. FENNINGER et al. (1972, S. 101 f.) beschrieben.

7 b) Agathakalk („Acanthicuskalk“)

Die Bezeichnung „Acanthicuskalk“ für die zuerst von E. v. MOJSISOVIC (1868, S. 125) beschriebenen Kalke der „Zone des *Ammonites acanthicus*“ hat sich gegenüber der Bezeichnung „Schichten mit *Aspidoceras acanthicum* von St. Agatha“ (= „Agathakalk“) von M. NEUMAYR (1873, S. 225) stärker eingebürgert. Der stratigraphischen Nomenklatur gehorchend, soll heute aber dennoch der die Typlokalität beinhaltende Name Agathakalk bevorzugt werden.

Gesteinscharakter: Der Agathakalk stellt den Cephalopodenkalktypus des Kimmeridge dar. Er tritt in Form von roten oder rotbraunen, seltener hellrötlichen oder hellgrauen ammonitenreichen Knollenkalken stets nur linsenförmig in die Oberalmer-Tressensteinkalkserie, selten anderswo, eingeschaltet auf.

Die Übersicht über die Verbreitung dieser Kalke (F. F. HAHN, 1914, S. 120; F. TRAUTH, 1950, S. 203 f.) zeigt, daß sie sowohl im voralpinen Faziesraum der bayrischen Kalkalpen, und zwar der Lechtaldecke (Hohenschwangauer Alpen, Kar-

wendelmulde NE Mittenwalde, Schlierseer Berge, Hochgern W Ruhpolding) auftreten, als auch besonders fossilreich in den klassischen und ältesten kalkalpinen Fundpunkten in der Hallstätter Zone des Salzkammergutes, wie etwa im untersten Zlambachgraben bei St. Agatha (33 Fossilarten nach M. NEUMAYR, 1873, S. 150 f., S. 211 ff.), am Hohen Rosenkogel 5 km NE Goisern (W. MEDWENITSCH, 1958, S. 165), am Röthelstein NNE Außere Kainisch (A. TOLLMANN, 1960 b, S. 80) und auch im Tirolikum des Salzkammergutes, wie etwa am Sulzbach SE Ischl (M. NEUMAYR, 1873, S. 151), SE vom Grundlsee (A. TOLLMANN, 1960 b, S. 52 f.; W. SCHÖLLNBERGER, 1974, S. 131) und beim Bärenfeuchten Mölbing bei Wörschach (H. HÄUSLER, 1941, S. 315 f.) etc. Das bekannteste Vorkommen im NE-Abschnitt der Kalkalpen liegt in der Lunzer Decke im Steinbruch Vösendorfer Wald 1 km NNE Gießhübl bei Wien mit 98 Arten (F. TOULA, 1907 a, S. 301 ff.; 1907 b, S. 89 ff.).

Die Mächtigkeit der Kalke beträgt stets nur wenige Meter. Zwei Meter sind durchschnittliche Werte (Salzkammergut), fünf Meter bereits hohe Beträge (Gießhübl).

Die Fauna der Agathakalke besteht vorwiegend aus meist schlecht erhaltenen Ammoniten, darunter besonders *Aspidoceras acanthicum* (OPPEL), *A. longispinum* Sow., *A. ublandi* (OPPEL), *Taramelliceras trachynota* (OPPEL), *T. karreri* (NEUMAYR), *Streblites tenuilobata* (OPPEL), *Katrolliceras acer* (NEUMAYR), *Ataxioceras polyplocus* (REIN.), *Rhacophyllites tortisulcatus* (d'ORB.), *Hybonotoceras beckeri* (NEUMAYR) etc. Daneben

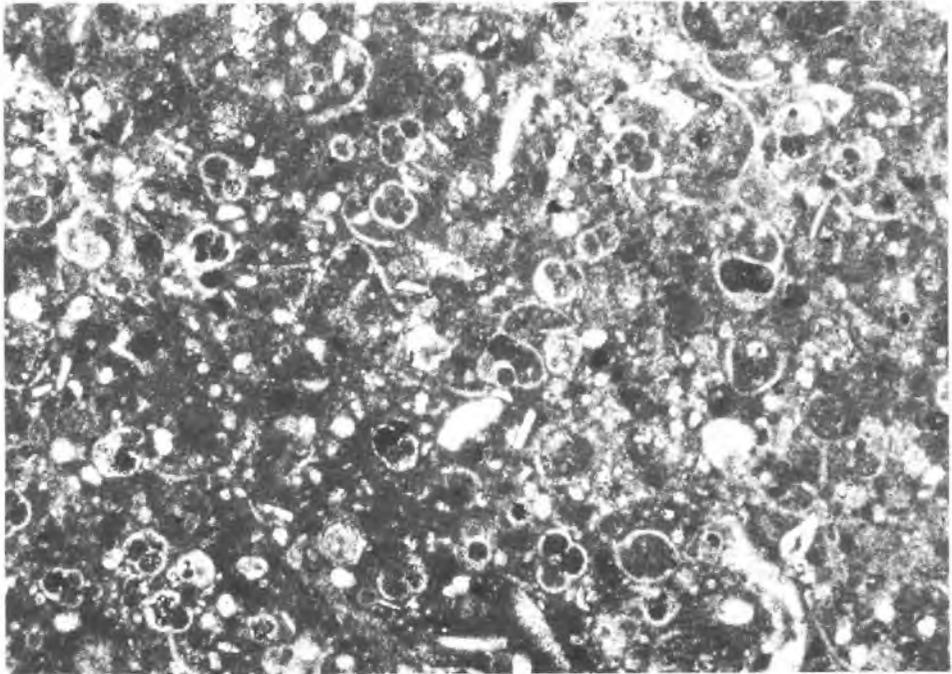


Abb. 215: Massenhaftes Auftreten von Globigerinen ist für den Agathakalk des Kimmeridge bezeichnend. Schliffphoto (Ausschnitt 4 mm) vom Agathakalk des Zwickerkogels SE vom Grundlsee, Steiermark.

sind nur noch Aptychen, Belemniten, Brachiopoden (z. B. *Pygope*) und Gastropoden von einiger Bedeutung.

In der Mikrofauna ist weithin ein Massenaufreten von Globigerinen zu verzeichnen (W. LEISCHNER, 1961, S. 30) – Abb. 215, auch die Alge *Globochaete alpina* LOMBARD erscheint in diesem Niveau häufig (E. KRISTAN-TOLLM., 1962, S. 641) – Abb. 218, während die Calpionellen noch nicht in Erscheinung treten.

Das Alter des Agathakalkes ist demnach Kimmeridge. Die Bildungsbedingungen sind ähnlich wie bei den tiefjurassischen knolligen Ammoniten-Rotkalken. Aus der linsenförmigen Einschaltung in den Oberalmer-Tressenstein-Schichtstoß einerseits, der Verzahnung mit dem Mühlberg-Crinoidenkalk (siehe S. 382) andererseits ergibt sich eine mäßige Bildungstiefe, also eine nicht zu seichte Schwellenlage oder Randlage innerhalb der Beckenfazies.

7 c) Tegernseer Kalk

Begriffsprägung: C. SCHAFFHÄUTL, 1846, S. 647: „Tegernseer Marmor“ nach alter Lokalbezeichnung. Weiteres Schicksal des Begriffes vgl. bei „Tegernseer Kalk“ F. TRAUTH, 1950, S. 205.

Begriffsinhalt: Unter Tegernseer Kalk sind die roten, rötlichen, bunten oder hellen, meist wellig-knollig-schichtigen Cephalopodenkalke, die eine vom Kimmeridge ins Tithon reichende Schichtgruppe bilden, zu verstehen. Ihre Verbreitung ist auf die Nordrandzone der Kalkalpen beschränkt. Der Begriff hat neben dem Namen Agathakalk seine Berechtigung, da es sich um eine räumlich getrennte, zeitlich differente malmische Cephalopodenkalkgruppe handelt. Auch gegenüber den höhertithonen bis tiefberriasen Haselbergkalken ist diese Gruppe abgrenzbar.

Synonym: Ein jüngeres Synonym zum alten Begriff Tegernseer Kalk stellt die Bezeichnung „Oberer Steinmühlkalk“ von F. TRAUTH, 1950, S. 205, dar.

Lithologie und Mikrofazies: Neu untersucht ist der Tegernseer Kalk im Arrach-Steinbruch westlich von Ybbsitz durch H. FLÜGEL („Saccocoma-Kalke“, 1967, S. 35 ff.). Nur Schicht 6 aus der Beschreibung von F. TRAUTH (1950, S. 201) dieses schichtgliederreichen Profiles des höheren Jura und Neokom gehört hier dem Tegernseer Kalk an (Abb. 213). Es handelt sich um rote knollig-flasrige Ammonitenkalke mit Faunen des Kimmeridge bis Tithon, die einerseits den radiolaritreichen Ruhpoldinger Schichten (4–5 bei F. TRAUTH) auflagern und andererseits von den tithonen Ammergauer Schichten (Aptychenkalken) der Schicht 7 bei F. TRAUTH überlagert werden. In mikrofazieller Hinsicht handelt es sich beim Tegernseer Kalk im Arrach-Steinbruch um Biomikrite, reich an Resten der Schwebcrinoide *Saccocoma* (Abb. 216, 217).

Genese: Diese malmischen Cephalopodenkalke stellen als Langschwebfazies die Bildung aus dem Tiefschwellenbereich innerhalb der bathyalen Beckenfazies dar (H. FLÜGEL, 1967, S. 48), durch bestimmte Mikrofazies, Makrofauna, Rotfärbung und geringe Mächtigkeit als solche markiert. Die Mächtigkeit, die eine Ablagerungsgeschwindigkeit von 0,1 bis 0,3 mm/1000 Jahre ablesen läßt, ist 15 bis 30mal kleiner als jene der altersäquivalenten Oberalmer Schichten (A. FENNINGER & H.-L. HOLZER, 1972, S. 66 ff.). Dabei muß allerdings nach diesen Autoren berücksichtigt werden, daß im Tegernseer Kalk nachträglich ein Volumsverlust bis 30 Prozent durch Lösung an den Suturen eingetreten ist.

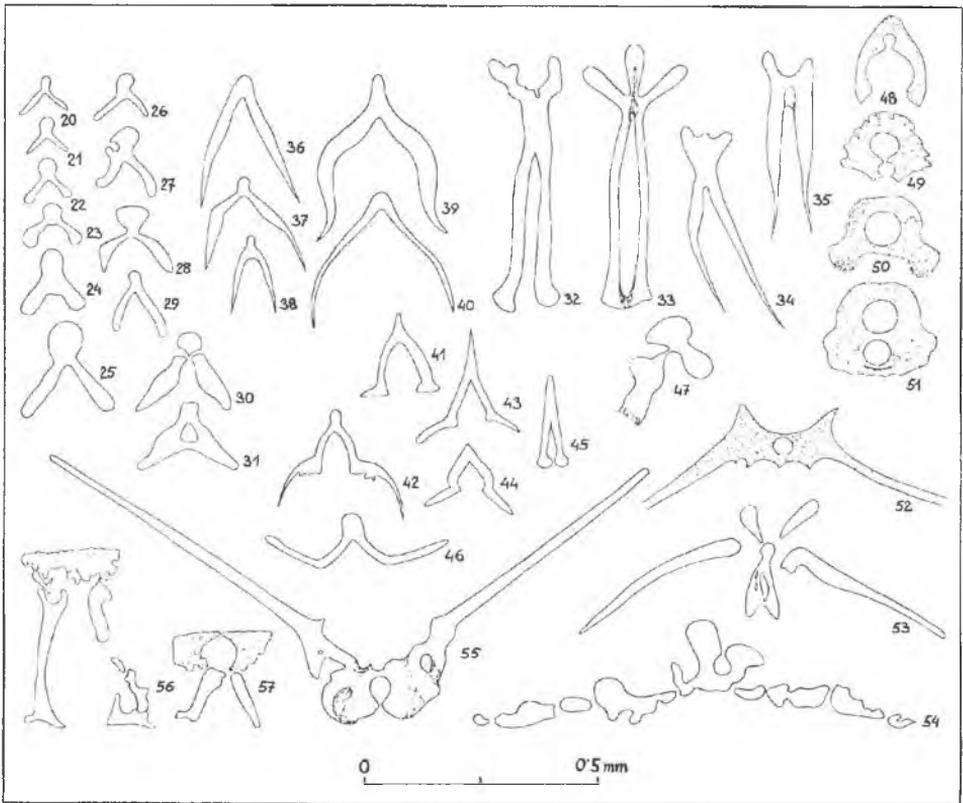


Abb. 216: Fragmente der Schwebcrinoide *Saccocoma* AGASSIZ aus dem Malm der Nördlichen Kalkalpen. Aus E. KRISTAN-TOLLMANN, 1962, Taf. 3, Fig. 20—54. — Fig. 20—31: Querschnitte von Armgliedern (Ramuli); Fig. 32—35: Längsschnitte der Ramuli; Fig. 41—47, 52—55: Secundibrachialia; Fig. 36—40, 56—57: Weitere Skeletteile von *Saccocoma*; Fig. 48—51: Skeletteile unsicherer Stellung.

Die Mächtigkeit dieses Kalkes beträgt im Arrach-Steinbruch etwa 10 m. In den westlichen Kalkalpen werden Beträge des Tegernseer Kalkes bis zu 100 m angegeben (W. ZACHER, 1966 a, S. 62).

M a k r o f a u n a : Aus dem Arrach-Steinbruch westlich von Ybbsitz hat F. TRAUTH (1950, S. 201; 1954, S. 96) unter anderem die vorwiegend malmischen Ammonitengattungen *Haploceras*, *Aspidoceras*, *Simoceras*, *Himalaytes*, *Perisphinctes*, ferner Aptychen, Brachiopoden und andere Fossilgruppen erwähnt.

Die **M i k r o f a u n a** dieser Kalke beinhaltet im Bereich Kimmeridge bis Untertithon reichlich Reste der Schwebcrinoide *Saccocoma* (H. FLÜGEL, 1967, S. 35; A. FENNINGER et al., 1971, S. 347 f., 1972, S. 67). Unter den Foraminiferen dieses Kalkes ist bisher nur der feinstratigraphisch ja weniger ergiebige sandschalige Anteil mit *Reophax multilocularis* HÄUSLER, *Glomospira variabilis* ZWINGLI & KÜBLER, *Trochammina quinqueloba* GEROCH etc. erfaßt worden (H.-L. HOLZER, 1969, S. 99). Unter den Algen ist

Globochaete alpina LOMBARD hervorzuheben. Das Nannoplankton ist durch Coccolithen vertreten (H. FLÜGEL, 1967, S. 38 f.).

Verbreitung: Die Heimat des Tegernseer Kalkes ist die Nordrandzone der Kalkvorpalpen, besonders das Tiefbajuvarikum, in dem dieses Schichtglied eine große Konstanz in der Ausbildung und Reichweite zeigt, von der Allgäudecke im Westen bis zur Frankenfesler Decke im Osten.

7 d) Haselbergkalk („Diphyakalk“)

Begriffsprägung: C. E. SCHAFFHÄUTL, 1846, S. 644: „Roter Marmor im Haselberg“; C. W. GÜMBEL, 1861, S. 488: „Haselberger-Kalk“.

Synonyme: Die im Gebiet des Hochfeltn und in den Chiemseer Alpen verbreitete Bezeichnung Haselbergkalk war in den östlichen Kalkalpen im Raum der Frankenfesler, Ternberger und Lunzer Decke durch die Bezeichnung Diphyakalk (Erstnennung durch STOTTER, 1849, S. 145, in Tirol) verdrängt worden. Aus den Pfrontener Bergen ist der Begriff Pfrontener Kalk, F. TRAUTH, 1950, S. 204 f., entlehnt, worunter ein bereits nicht unerheblich Crinoiden führender Haselbergkalk, also ein Übergangstypus zum Mühlbergkalk, verstanden wird. Im letztgenannten Abschnitt der Pfrontener und Vilser Berge wird der Haselbergkalk gelegentlich auch als „Bunter Aptychenkalk“ (vgl. S. 353) bezeichnet.

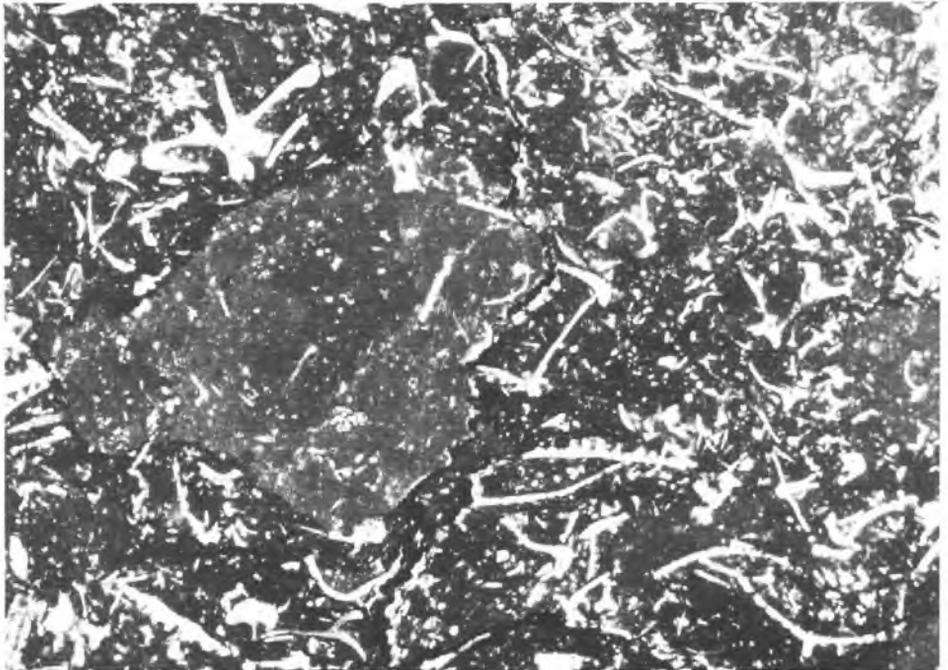


Abb. 217: Fragmente der Schwebcrinoide *Saccocoma* AGASSIZ im Haselbergkalk (Diphyakalk) vom Steinbruch Woldrich E Gr. Raming, Nd.-Öst., Frankenfesler Decke. Länge des Bildausschnittes 11 mm.

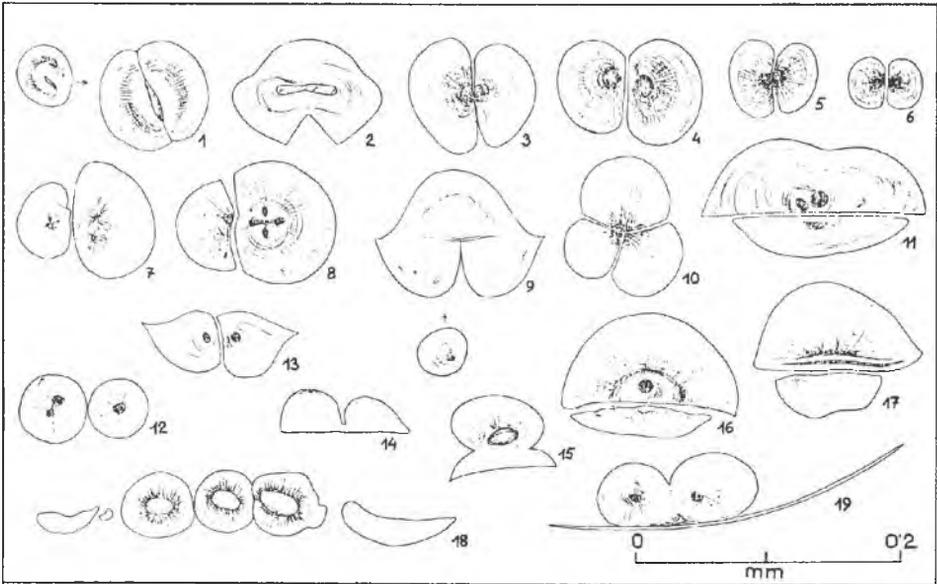


Abb. 218: *Globochaete alpina* LOMBARD aus dem obersten Malm der Nordkalkalpen in verschiedenen Teilungsstadien; nach E. KRISTAN-TOLLMANN, 1962, Taf. 3.

Gesteinscharakter: Die Haselbergkalke stellen tithonische, rote und bunte, auch dunkelviolette, dünn-schichtige bis gebankte, knollig-flasrige Kalke dar, die nur spärlich und schlecht erhaltene Makrofossilien, vereinzelt Ammoniten, Belemniten und Brachiopoden, besonders aber *Pygope diphya* COL. führen und die durch einen beträchtlichen Gehalt an Echinodermenresten ein Zwischenglied zwischen den Ammonitenkalken und den Crinoidenkalken des Malm (Mühlbergkalken) bilden, durch ihre lithologische Entwicklung andererseits aber auch zu den Aptychenschichten vermitteln.

Vorkommen: Der Typus der Haselbergkalke („Diphyakalke“) ist weit über die Kalkalpen hinaus, z. B. im Bereich der Südalpen, der Klippenzone der Westkarpaten etc. verbreitet. Innerhalb der Nördlichen Kalkalpen scheint er auf das Bajuvarikum beschränkt zu sein, also Nordfazies zu repräsentieren. Im Ostabschnitt wird diese Nordrandbindung besonders deutlich, da dem Haselbergkalk in der Frankenfesler und Ternberger Decke gegenüber dem Bereich der Lunzer und Reichraminger Decke eine wesentlich größere Bedeutung zukommt. In den westlichen Abschnitten der Kalkalpen ist dieser Gesteinstypus unter den verschiedenen oben angeführten Bezeichnungen beschrieben worden, häufig wird er auch einfach nur unter dem Begriff „Malmkalk“ angeführt (z. B. C. H. KUHNERT, 1967 b, S. 36).

Die Mächtigkeit beträgt im Durchschnitt rund 10 m bis 20 m. Aus dem Allgäu werden 25 m Mächtigkeit angegeben (F. TRAUTH, 1950, S. 206).

Genese: Aus dem Erscheinungsbild der knolligen Struktur analog jener des Ammonitico rosso ist der Haselbergkalk als Subsolutionskalk zu werten (A. FENNINGER & H.-L. HOLZER, 1972, S. 68).

In der Makrofauna stechen Ammoniten der Gattungen *Perisphinctes*, *Oppelia*, *Simoceras*, *Aspidoceras*, *Lytoceras* etc. hervor, unter den Brachiopoden die erwähnte Art *Pygope diphya* COL.

L. NÖTH (1926, S. 461 f.) hat die Makrofauna vom Haselberg bei Ruhpolding bestimmt.

Die Mikrofauna mit ihrer charakteristischen Zusammensetzung ist reich an Tinniniden, führt aber auch noch die Schwebcrinoide *Saccocoma* (Abb. 217) und die Alge *Globochaete alpina* LOMBARD (Abb. 218). Sie hat in dem schönen Profil der Ternberger Decke im Steinbruch in der zweiten Pechgrabenenge 3 km NNW Großraming in Niederösterreich gezeigt, daß zwar der Hauptteil der Haselbergkalke mit *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH und *Crassicollaria parvula* REMANE dem Tithon angehört (Abb. 219), daß aber die oberste Partie (Punkt 5–6 bei E. KRISTAN-TOLLM., 1962, S. 639; G. ROSENBERG, 1964, S. 192; Bereich III–IV bei H.-L. HOLZER, 1968, S. 54) noch in das mittlere Berrias hineinreicht, indem hier die typischen Neokomformen *Calpionellites neocomiensis* COLOM, *Tintinnopsella cadischiana* COLOM, *T. longa* COLOM, *T. batalleri* COLOM, *Stenosemellopsis hispanica* (COLOM) etc. einsetzen (Abb. 220). Der sandschalige Anteil der Foraminiferenfauna mit *Reophax multilocularis* HÄUSLER, *Glomospira mililolidaeformis* BALACHM., *Trochammina austriaca* HOLZER etc. wurde aus eben dieser Lokalität beschrieben (H.-L. HOLZER, 1969, S. 98).

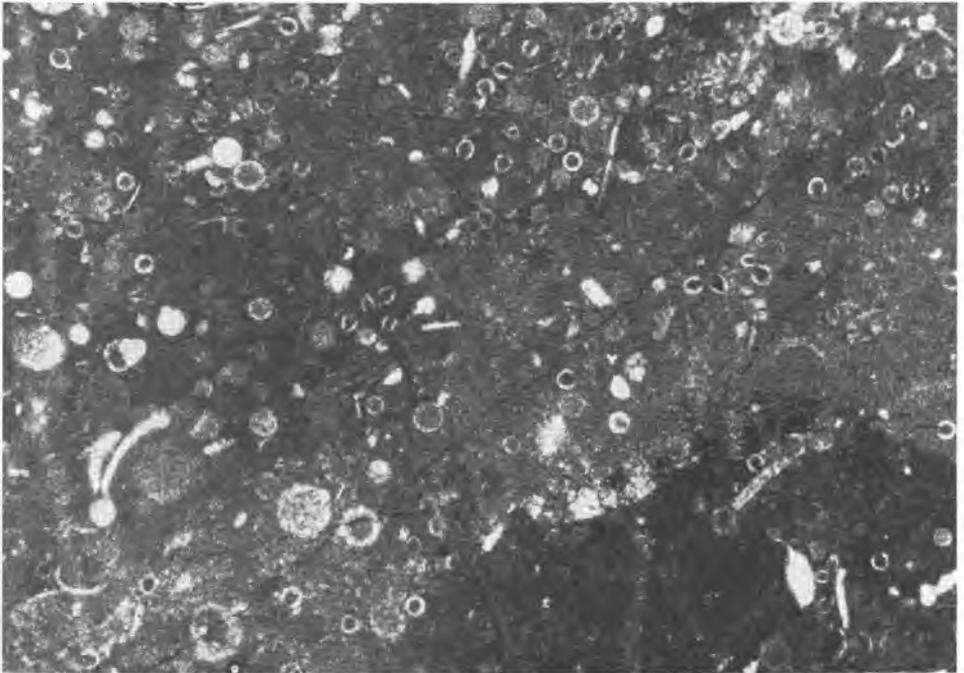


Abb. 219: Tithone Calpionellenfauna des Radiolarien führenden Haselbergkalkes im Garstenaauer Steinbruch im Pechgraben bei Gr. Raming, Nd.-Öst., mit massenhaft *Calpionella alpina* LORENZ. Länge des Schliffphoto-Ausschnittes 4 mm.

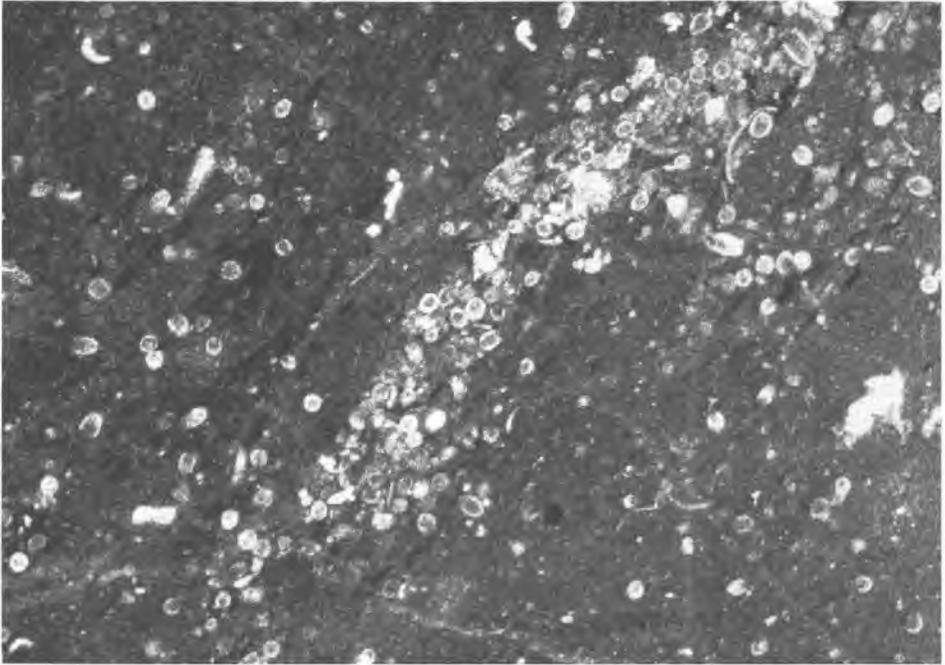


Abb. 220: Tiefneokome Calpionellenfauna des Berrias-Anteiles des Haselbergkalkes im Garstenaauer Steinbruch im Pechgraben bei Gr. Raming, Nd.-Öst., mit *Tintinnopsella cadischiana* COLOM (rechts oben), hauptsächlich aber *Calpionella alpina* LORENZ und *C. elliptica* CADISCH.

Als Alter des Haselbergkalkes ergibt sich demnach im wesentlichen Tithon, die maximale Reichweite kann den Zeitraum vom tieferen Tithon bis zum mittleren Berrias umfassen.

8. Mühlbergkalk

Begriffsprägung durch F. TRAUTH, 1921, S. 165. Der Begriff besteht für malmische Crinoidenkalk zu Recht und darf entgegen A. FENNINGER & H.-L. HOLZER (1972, S. 69) nicht einfach zugunsten des Namens Steinmühlkalk, mit dem ja die malmischen Ammonitenkalke der Langschwebfazies bezeichnet worden sind, eingezogen werden.

Gesteinscharakter: Als Mühlbergkalk wird der Crinoidenkalk des Malm bezeichnet, der räumlich stets sehr beschränkt und geringmächtig in Form von roten oder hellen, grauen oder auch bräunlichen Einschaltungen in malmischen Kalken auftritt.

Verbreitung: Man kann Mühlbergkalke als schwächige Linsen oder Züge in den Cephalopodenkalken der Frankenfesler Decke antreffen (Typlokalität Mühlberg 1 km SW Gstadt, SE von Waidhofen), ferner in der ebenfalls bajuvarischen Langbath-scholle nördlich vom Höllengebirge, in der Allgäudecke im bayrischen Wendelsteingebiet (F. F. HAHN, 1914, S. 120; F. TRAUTH, 1950, S. 206; 1954, S. 96). Im Inneren der Kalkalpen sind Mühlbergkalke im Tirolikum des Salzkammergutes SE vom Grundlsee

teils in maximal 3 m mächtigen rotbraunen Lagen und Linsen innerhalb der Agathakalke, teils in Form von 15 m mächtigem grauem Crinoidenkalk im Liegenden dieser Schichten angetroffen worden (A. TOLLMANN, 1960 b, S. 53).

Die Fauna der bajuvarischen Vorkommen umfaßt außer Crinoiden andere Echinodermenreste, Brachiopoden, auch kleine Ammoniten. Charakterform ist dort *Pygope diphya* COL., also das für den Haselbergkalk bezeichnende Fossil.

Altersmäßig ist im Kalkalpen-Nordrandgebiet Tithon im Mühlbergkalk gesichert, im Salzkammergut Kimmeridge nachgewiesen. Oxford-Crinoidenkalk sind aus den Kalkalpen bisher unbekannt.

9. Jurassisch-neokomer (?) Vulkanismus

Vorkommen: Am Westrand und Südrand des Wettersteingebirges, östlich von Ehrwald und in der Puitentalzone sowie an einigen Stellen des östlichen Karwendels sind bis heute von 50 Stellen in allerdings geringem Umfang basische Eruptiva bekannt, die in der Lechtaldecke in den westlichen Kalkalpen in verschiedenen Niveaus gangförmig auftreten (K. LEUCHS, 1927, S. 105 ff., R. v. KLEBELSBERG, 1935, S. 108 f.; G. MUTSCHLECHNER, 1954, S. 386 ff.). Die Vorkommen sind auf der Abbildung S. 285 bei V. TROMMSDORFF (1962) eingetragen. Die Niveaus, in denen man diese basischen Eruptiva antrifft, liegen ausnahmsweise in den Kössener Schichten, selten in den Allgäuschichten, in ganz überwiegendem Maß in den höherjurassischen Radiolariten, ferner in noch kontaktmetamorph verändertem hellem Oberjurakalk und schließlich auch an vier Stellen in neokomen Aptychenschichten – auch dort noch an einer Stelle mit kontaktmetamorpher Beeinflussung (V. TROMMSDORFF, 1962, S. 307). Gelegentlich wurden auch in Allgäuschichten und Radiolariten dieser Region Lagergänge über viele Zehnermeter hin gebildet.

In petrographischer Hinsicht wurden bei den als „Ehrwaldit“ angesprochenen Lamprophyren mehrere Typen unterschieden, die Melaphyre bis Augitporphyre darstellen. Die Unterscheidungen basieren bei den umfassenden Untersuchungen von V. TROMMSDORFF (1962, S. 299) vor allem auf dem Augit-Hornblende-Verhältnis sowie auf dem Biotitgehalt, der starke Schwankungen zeigt. Das Fehlen von Feldspat ist ein gemeinsames Merkmal.

Über das Alter der Intrusion ist die Meinung nach wie vor geteilt. Da an vier Stellen auch neokome Aptychenschichten betroffen sind, neigt der Großteil der Autoren zur Annahme eines frühorogenetischen Aufdringens in der Zeit des höheren Neokoms. H. MILLER (1963, S. 63 ff.), der eine zusammenfassende Darstellung der Verhältnisse gab, dachte hingegen unter Umdeutung der neokomen Kontakte zu tektonischen Grenzen an eine ausschließliche oder vorwiegend oberjurassische Intrusion, da er einerseits eine intensive gegenseitige Durchdringung von Ehrwaldit und jurassischem Nebengestein, das demnach als noch wenig diagenetisch verfestigt gedacht wird, beobachtete, und da andererseits ein mitteltithonischer Tuffit in den Aptychenkalken am Engelstein bei Marquartstein südlich des Chiemsees bekannt ist (A. DHEIN, 1944, S. 193), der auf eine oberflächennahe magmatische Tätigkeit im Oberjura hinweist.

Tuffite sind im Jura erst selten mit Sicherheit erfaßt worden. Hinweise auf Oberlias-Tuffite gibt, wie S. 21 erwähnt, der Nachweis von Seladonit in manganreichen

Zonen der Karwendel-Südseite und nördlich von Weißbach bei Lofer (K. GERMANN, 1972, S. 141 ff.). Einen Verdacht auf Tuff in den obersten Jüngerer Allgäuschichten (mittlerer bis oberer Dogger) bei Mittelberg im Kl. Walsertal hat V. JACOBSSHAGEN (1965, S. 57) auf Grund des Quarz-, Chlorit- und Plagioklas-Gehaltes einer grünen Sandsteinbank innerhalb dieser Serie ausgesprochen. Auch R. HUCKRIEDE (1971, S. 138) faßt das Auftreten von Plagioklas-Kristallen, grünen Flatschen und Magnetit im Oxford dicht unter dem Älteren Radiolarit der Tauglbodenschichten Salzburgs als möglichen Hinweis auf Tuffe auf. V. DIERSCHKE (1973, S. 29) erfaßt gerade das Ausmaß des mit dem Radiolarit syngenetischen Vulkanismus der mittleren Kalkalpen. Am bekanntesten aber ist im Jura der mitteltithone, oben erwähnte Tuffit von Engelstein bei Marquartstein in Bayern (A. DHEIN, 1944, S. 193).

10. Kosmische Partikel im Jura

Magnetische kosmische Eisenkugeln mikroskopischer Dimension, die als „Abbrand“ der die Erdatmosphäre passierenden Meteorite gedeutet werden, sind in den letzten 15 Jahren aus verschiedenen Sedimenten der Ozeane und anderen Sedimentgesteinen bekannt geworden.

Aus dem kalkalpinen Jura sind derartige kosmische Partikel ebenfalls mehrfach gemeldet worden: In den Kalken sind sie selten anzutreffen, in den malmischen Radiolariten und in den sie begleitenden Rotkalken und Mergeln hingegen auf Grund der geringeren Sedimentationsrate in größerer Zahl vorhanden (Th. MUTCH & R. GARRISON, 1967, S. 1143; R. GARRISON & A. G. FISCHER, 1969, S. 42; K. DOBEN, 1970 b, S. 176; R. HUCKRIEDE, 1971, S. 136).

V. DIE KREIDE

A. Allgemeine Anmerkungen

Die Sedimentation der Kreidezeit schließt in den Nördlichen Kalkalpen an jene des Oberjura lückenlos an, so daß zahlreiche malmische Schichtglieder ohne sichtbare Grenze noch ins tiefe Neokom ohne lithologische Änderung emporreicht. So ist die hangende Ausdehnung der Oberalmer Schichten bis in das Unterberrias bekannt, Haselbergkalke steigen bis in das Mittelberrias auf, Lerchbergsschichten, vor allem aber die Aptychenkalke in der Kalkfazies, halten bis in das Mittelberrias an. Letztere aber gehen außerdem gegen oben hin ohne scharfe Grenze unter allmählicher Zunahme des Tongehaltes in die schiefriegen Aptychenschichten des Neokoms, die Schrambachschichten, über. Tintinniden gestatten heute durch das plötzliche Einsetzen einer ganzen Reihe von Arten an der Neokom-Untergrenze, diese auch im lithologisch einheitlichen Komplex exakt festzulegen, besser als mit den hierfür ebenfalls wertvollen Aptychen und den nur selten reichlich zur Verfügung stehenden Ammoniten.

In der Folge aber differenzierte sich das Geschehen. Die Sedimentation wurde von der mittleren Unterkreide an durch das Einsetzen der ersten kräftigen orogenetischen Bewegungen stark beeinflusst. Mit der austroalpinen Phase (A. TOLLMANN, 1966 b, S. 18), die im Oberhauertive einsetzt, im Barrême den Höhepunkt erreicht und bis in das tiefere Apt anhält, entstehen im Tirolikum grobe wildfyschartige Breckzien mit Olistholithen. Sie stellen sich in jenem Abschnitt des Tirolikums ein, der dem wahrscheinlich schon in Bewegung geratenen Juvavikum der mittleren Kalkalpen vorgelagert ist (Roßfeldschichten in Salzburg, im Salzkammergut etc.). Nach diesen ersten kräftigen Bewegungen endet die Kreidesedimentation vorerst im Südteil der mittleren und östlichen Kalkalpen, wo erst nach der bedeutenden Schichtlücke, die Alb, Cenoman und Turon umfaßt, die Gosau mit dem Coniac (Emscher) wieder eindringt.

In den Kalkvoralpen hingegen reicht vielerorts eine durchlaufende konkordante Abfolge bis in die tiefe Oberkreide empor, wie erst in letzter Zeit mehrfach erkannt worden ist. Die neokomen Schrambachschichten (Aptychenschichten) reichen hier im Westen wie im Osten bis in das Apt empor (W. ZACHER, 1966, S. 213; H. KOLLMANN, 1968, S. 128), darüber setzt eine dunkle Tonmergelserie in Form der Tannheimer Schichten fort. Diese reichen im Westen bis in das Oberapt oder in das untere Oberalb, im Osten bis in das Oberapt oder in das mittlere Unteralb empor. Über den Tannheimer Schichten setzen dann, ebenfalls besonders im Tiefbajuvarikum ohne Schichtlücke und mächtig ausgebildet, die exotikaführenden, klastikareichen Losensteiner Schichten auf, die im Westen Cenoman bis Mitteluron, im Osten oberes Unteralb bis Untercenoman repräsentieren, wobei im Osten noch die Itruvienkalke des Oberstcenoman bis Turon hinzukommen. Die Losensteiner

Schichten sind auf das Bajuvarikum beschränkt, im Tirolikum und Juvavikum, das zu dieser Zeit trocken lag, fehlen sie bereits primär. Der erneute Geröllstoß kündigt in dieser Serie auch dort, wo keine Schichtlücke vorliegt, die seit dem Mittelalb wirksame *a u s t r i s c h e* Bewegung an. Austroalpine bzw. austrische Phase scheinen am Deckenbau der Kalkalpen beteiligt zu sein, wofür aber kein direkter Beweis vorliegt.

Das *O b e r t u r o n* bedeutet für den gesamten Raum der Kalkalpen, also auch den Nordrandstreifen, Trockenlegung, nachdem schon zuvor große Teile im Süden dieses Gebirgssystems trocken gefallen waren. In diese Zeit fallen die „vorgosauischen“ Deckenschübe in allen Einheiten, bewirkt durch die Bewegungen der *m e d i t e r r a n e n* Phase (A. TOLLMANN, 1964 a, S. 86) – früher war diese vorgosauische Phase fälschlich als subherzynische oder Ilseeder-Phase des Oberemscher bezeichnet worden.

Mit dem Coniac als ältesten Horizont setzt nun eine überaus bezeichnende Oberkreideausbildung in Form der sogenannten *G o s a u s c h i c h t e n*, benannt nach dem klassischen Becken von Gosau in Oberösterreich, ein. Es sind Grobklastika, Sandsteine, besonders mergelreiche, aber auch kalkige Ablagerungen eines seichten, durch Inseln und Schwellen archipelartig gegliederten Meeres, in dem sich zwar noch tropische, spezifische, an Korallen und Rudisten reiche Faunen entwickelten, in dem aber die Kalkbildung bereits stark zurücktrat. Die Gosauablagerungen setzen nicht allenthalben gleichzeitig ein, sondern transgredieren mit verschiedenen Horizonten des Senon. Wiederholte Bodenbewegungen bewirkten mehrfache Strandverschiebungen und die viermalige Schüttung weithin anhaltender Konglomerathorizonte, die neben dem Lokalschutt der Kalkalpen auch „Exotika“ führen, wobei zunächst die quarzporphyrreichen Schüttungen von Norden, später, mit der Heraushebung der Zentralalpen und der damit verbundenen Verlagerung der Gosau-Trogachse gegen Norden, Schüttungen von alpinem Kristallin aus dem Süden dominieren. Diese Umstellung geht besonders auf die kräftigen Bewegungen der Ressenphase an der Wende vom Unter- zum Obercampan zurück, in welcher Zeit eine vorübergehende Trockenlegung des Gebietes der Kalkalpen stattfand, vielerorts mit kräftiger Erosion verbunden, wonach Gosau erneut transgredierte. Die Gosauablagerungen sind durch tertiäre tiefe Einmuldungen stellenweise in Form von „Gosaubecken“ erhalten geblieben. Man trifft sie über allen Einheiten der Kalkalpen mit Ausnahme des Tiefbajuvarikums (Frankenfelder-Ternberger-Allgäudecke), in dem die Kreidesedimentation mit den Losensteiner Schichten im Mittelturon (Westen) bzw. Cenoman (Osten) beendet war. Ganz offensichtlich hat die Überschiebung des Hochbajuvarikums diesen Randstreifen in der mediterranen Phase tektonisch abgedeckt. Nach Westen reichen die Gosauvorkommen bis zum Muttekopfbecken in den Lechtaler Alpen (Inntaldecke) und zu jenem vom Hohen Licht in den Allgäuer Alpen (Lechtaldecke). Nach Osten hin setzen sie aus den Kalkalpen bei Wien in die Westkarpaten fort.

Neue mikropaläontologische Untersuchungen haben gezeigt, daß in vielen Gosaubecken die feinklastikareiche marine Sedimentation ungestört, also ohne Einwirkung einer laramischen Phase, die Kreide-Tertiär-Grenze passiert und in das Paleozän, ja gelegentlich noch weiter in das Eozän emporreicht.

B. Untere und mittlere Kreide

1. Schrambachschichten („Neokom-Aptychenschichten“)

Begriffsprägung: A. LILL v. LILIENBACH, 1830, S. 153 (vgl. H. BRONN, 1832, S. 169; „Schrambacher Kalk“).

Lithologie: Die Schrambachschichten sind im Mittel 2 cm bis 15 cm dick geschichtete, helle, dichte, muschelrig brechende, hellgraue, gelblichgraue, grüngraue, auch hellrötlichbraune, oft grau gefleckte, plattige, häufig Hornstein führende Mergelkalke bis Kalkmergel. Sie schließen an die oberjurassischen und stellenweise bis in das Berrias reichenden Ammergauer Schichten bzw. Oberalmer Schichten an und gehen gegen oben hin in mergelige Aptychenschichten über, die im Hangenden gelegentlich bereits kalkige Sandstein-Einschaltungen zeigen.

Die **Mächtigkeit** schwankt stark, liegt im Nordrandbereich (Tiefbajuvarikum) oft nur bei wenigen Metern bis einigen Zehnermetern (W. ZACHER, 1966 b, S. 214; H. KOLLMANN, 1968, S. 127), erreicht im zentralen Bereich der Kalkalpen aber etwa 400 m (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1964, S. 263).

Bezeichnungen und Varianten: Der Name **Schrambachschichten** hat sich in neuerer Zeit für die gesamte Folge der neokomen Aptychenschichten, also sowohl den mehr kalkigen basalen Teil als auch den mergeligen, sogar untergeordnet bereits einige Feinsandlagen enthaltenden höheren Hauptanteil eingebürgert. Im engeren Sinn hatte man unter Schrambachschichten, benannt nach dem Schrambach 4 km SSE Hallein, den kalkreichen Anteil der neokomen Aptychenschichten verstanden (B. PLÖCHINGER, Lex. strat., 1962, S. 423). Häufig werden die mergeligen Kalke auch als „**Zementmergel**“ bezeichnet. Die roten, grünen bzw. bunten Anteile, die im Gebiet von Hallein und in der Osterhorngruppe zwischen den Schrambach- und Roßfeldschichten erscheinen (B. PLÖCHINGER, 1952, S. 163; 1955 a, S. 106; H. PICHLER, 1963, S. 141), aber auch im Bajuvarikum der östlichen Kalkalpen auftreten (G. GEYER, 1910 a, S. 66; B. PLÖCHINGER, 1962 a, S. 23), wurden von F. TRAUTH (1950, S. 108; 1954, S. 98) als **Anzenbachschichten** bezeichnet. Ferner ist noch die Ausbildungsart als mächtige **schwarze graue Schiefer** hervorzuheben, die den Allgäuschichten vielfach gleichen und auch oft damit verwechselt worden sind. Diese dunklen Schiefermassen treten unter Einschaltung von Hornstein, Fleckenmergeln und Sandsteinbänken in den westlichen Kalkalpen auf, z. B. im oberen Lechgebiet. Schließlich sind noch gelegentliche Einschaltungen von **Feinbrekzienlagen** und von Aptychenlumachellen zu erwähnen. K. SCHÜTZ (1973, S. 30) berichtete von Kalksand-Schüttungen in der Unterkreide der Thierseer- und Karwendelmulde.

Stratigraphisch wertvolle **Makrofossilien** liegen besonders in den Aptychen (F. TRAUTH, 1931; 1935; 1936; 1938; K. JAKSCH, 1968; vgl. auch M. DURAND-DELGA et al. 1970) und Ammoniten vor. Folgende Aptychen sind für die einzelnen Stufen – allerdings meist etwas darüber hinausreichend – besonders bezeichnend: Berrias – *Lamellaptychus mortilleti* (PICT. & LOR.), *L. mortilleti-noricus* TRAUTH, *L. herthae* (WKL.); Valendis – *L. diday* (COQU.), *L. seranonis* (COQU.); Hauterive – *L. angulocostatus* (PET.) – K. JAKSCH (1968, S. 123 ff.); V. ULRICH (1960, S. 114).

Unter den Ammoniten seien folgende bezeichnende Arten hervorgehoben: Berrias – *Berriasella paramacilenta* MAZENOT, *Thurmanniceras boissieri* (PICT.); *Neocomites*

occitanicus (Pict.); Valendis – *Kilianella pexiptycha* (UHLIG), *Neocomites neocomiensis* (d'ORB.); Hauterive – *Leopoldia (Hoplites) cryptoceras* (d'ORB.), *Holcodiscus insertus* (d'ORB.), *Olcostephanus sayni* (KIL.), *Crioceratites duvali* (LÉV.); Barrême – *Crioceras emerici* LÉV.; Cr. (*Ancycloceras*) *tarabelli* (AST.); Apt – *Phylloceras velledae* d'ORB.

Zu den bekanntesten Ammonitenfundpunkten der Schrambachschichten zählen: Das Berrias von Sebi 9 km NE Kufstein (M. SCHLOSSER, 1909, S. 528), das Berrias-Valendis bei Schellenberg NW Hallein (R. FUGGER, 1907, S. 497; H. PICHLER, 1963, S. 142) und des Fermersbaches im nördlichen Karwendel (R. ULRICH, 1960, S. 114), das Hauterive der Langbathzone der Höllengebirgs-Vorlage (J. v. PIA, 1913, S. 575 f.), das Berrias-Hauterive im Weyerer Gebiet (G. GEYER, 1910, S. 67 f.), in welchem Raum aber die Aptychenschichten nach H. KOLLMANN (1968, S. 127) bis ins Apt reichen, das Valendis bis Barrême der Kaltenleutgebener Umgebung in Niederösterreich (P. RICHARZ, 1905, S. 349; 1908; S. 312 ff.) und des Hochfellgebietes in Bayern (L. NÖTH, 1926, S. 464 ff.), das Barrême südlich von Glarch, 2 km W des Hinteren Thiersees in der Thierseermulde in Tirol (W. ZEIL, 1956 a, S. 391).

Mikrofauna: Nur in den basalen, kalkigen Anteilen der neokomen Aptychenschichten kann eine Einstufung auf Grund der Calpionellen-Faunen erfolgen (vgl. z. B. K. DOBEN, 1963). Die höheren, im Gegensatz zu südlicheren mediterranen neokomen Ablagerungen hier mergelig entwickelten Partien lassen Calpionellen missen. Die Foraminiferenfaunen der mergeligen Lagen sind im allgemeinen arm. W. BARTH (1968, S. 148) berichtete über die Zusammensetzung der Foraminiferenfauna der Schrambachschichten vom Nordrand der Hochkaltergruppe im Berchtesgadener Land, aus der *Epistomina (Brotzenia) ornata* (ROEMER), *E. (Hoeglundina) caracolla anterior* BARTENSTEIN & BRAND, *Lenticulina muensteri* (ROEMER) und *Marssonella kummi* ZEDLER angeführt seien. Stratigraphisch wertvoll erweisen sich aus anderen Fundpunkten noch besonders die Arten der Gattungen *Trocholina* und *Patellina*: so etwa in der Fauna der tirolischen Schrambachschichten 800 m SW St. Leonhard NE des Untersberges in Salzburg (B. PLÖCHINGER, 1963 a, S. 59; R. OBERHAUSER, 1963 a, S. 22), von wo auch eine Reihe von Nannofossilien bekannt geworden sind: *Coccolithus pelagicus* (WALLISCH), *Parhabdolithus embergeri* (NOEL), *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER (B. PLÖCHINGER, 1963 a, S. 59; 1964 a, S. 22).

Das Alter der Schrambachschichten schwankt in den verschiedenen Regionen sehr, wie die oben angeführten Ammonitenfaunen zeigen. Sie können im tieferen oder erst im höheren Berrias einsetzen, der Schwerpunkt ihrer Entwicklung liegt meist im Valendis und Hauterive. Die Obergrenze verschiebt sich je nach Vorhandensein oder Fehlen von Roßfeldschichten von der Wende Mittel/Obervalendis (Roßfeldgebiet) bis ins Unterapt bzw. an die Wende Mittel/Oberapt (Tiefbajuvarikum), zu welcher Zeit schließlich die Kalkmergel-Sedimentation allgemein durch Tonmergel-Folgen abgelöst wird.

2. Roßfeldschichten

Begriffsprägung: A. LILL v. LILIENBACH, 1830, S. 167.

Position: Die Roßfeldschichten bilden im Raum Saalach-Salzach-Traun, gegen Osten mit abnehmender Bedeutung, allerdings noch weit darüber hinausreichend, die fazielle Vertretung des höheren Anteils der Schrambachschichten, aus denen sie sich durch Übergang entwickeln.

In lithologischer Hinsicht handelt es sich hierbei um harte, schwarzblaue, dunkelbraun verwitternde Sandsteine oder Sandkalken mit kohligem Pflanzenhäcksel, in die einerseits im Liegenden noch Mergellagen, andererseits bedeutende Konglomeratbänke und Konglomeratmassen eingeschaltet sind. Am locus classicus des Roßfeldes südlich von Hallein bestehen die Unteren Roßfeldschichten in ihrem tieferen Teil aus einer 60 m mächtigen „basalen Mergelgruppe“ mit zahlreichen Sandsteineinschaltungen, darüber einer zirka 100 m starken „Sandsteingruppe“ mit den oben geschilderten Sandsteintypen. Hangend folgen dort mit 150 m Gesamtmächtigkeit die Mittleren Roßfeldschichten, die eine „Kieselkalkgruppe“ mit Kieselkalken, voll von Hornsteinknollen und -schnüren mit Schwammresten darstellen und schließlich die Oberen Roßfeldschichten, die durch den Reichtum an bis 15 m mächtigen Konglomeratlagen gekennzeichnet sind (H. PICHLER, 1963, S. 143 ff.; B. PLÖCHINGER, 1968, S. 81). Gleitfalten, riesige Gleitblöcke und das Auftauchen ortsfremder Komponenten wie Hallstätter Kalk und Exotika zeigen die kräftige Bodenunruhe zur Zeit der Bildung dieser Schichten, in welche die austroalpinen Bewegungen fallen. Das eigenartige Phänomen der in den Oberen Roßfeldschichten eingesedimentierten Großblöcke aus Gesteinen der einst fern liegenden Hallstätter Zone ist durch Gleittransport in Form von Olistholithen zur Zeit der Bodenbewegung des Barrême-Apt erklärbar. Dieser Sedimentationstypus mit Großblöcken ist wiederholt aus dem Raum der Unkener Mulde (F. F. HAHN, 1910, S. 393 f.; H. BÖGEL, 1973), vom Roßfeld bei Hallein (J. KÜHNEL, 1929, S. 547 ff.; E. WEBER, 1942, S. 256 ff.; H. PICHLER, 1963, S. 145) und von der sogenannten „Ischler Brekzie“ im Lauffener Erbstollen des Ischler Salzbergbaues (W. MEDWENITSCH, 1949, S. 4 f.) beschrieben worden – vgl. A. TOLLMANN (1966 b, S. 22 f.). W. MEDWENITSCH (1958, S. 155) vergleicht diese Ischler Brekzie lithologisch mit Wildflysch.

Der Schwermineralgehalt in den Unteren und Oberen Roßfeldschichten bei St. Leonhard und Hallein besteht nach G. WOLETZ (1970, S. A 80 f.) aus Chromit, grüner Hornblende und Granat in wechselndem Maß.

Diskordanzen: Während allgemein die Roßfeldschichten sich allmählich aus den Schrambachschichten entwickeln, gibt es auf lokalen Schwellen markante Transgressions-Diskordanzen, unter denen jene von B. PLÖCHINGER (1953 a, S. 367 ff.) vom Südostrand der Osterhorngruppe beschriebene Unkonformität als Beispiel dienen möge.

Die **Mächtigkeit** der Roßfeldschichten beträgt westlich der Salzach rund 300 m, in der Weitenauer Mulde am Südrand der Osterhorngruppe über 500 m (B. PLÖCHINGER, 1968, S. 81), sie verringert sich in den östlichen Ausläufern ihrer Entwicklung in Niederösterreich bis auf wenige Zehnermeter und darunter bzw. sinkt bei Ersatz durch die höheren Schrambachschichten auf Null.

Das **Alter** der Roßfeldschichten ist durch die Makro- und Mikrofauna in Salzburg als maximal (Ober-)Valendis – tiefes Apt belegt. In der **Makrofauna** sind folgende Ammoniten hervorzuheben (V. UHLIG, 1882, S. 373 ff.; 1888, S. 102 ff.; E. WEBER, 1942, S. 259 ff.; H. PICHLER, 1963, S. 146 f.; B. PLÖCHINGER, 1955 a, S. 109; 1962 a, S. 402 f.; 1968, S. 80 ff.): Valendis – *Kilianella pexiptycha* (UHLIG), *Neocomites neocomiensis* (d'ORB.); Hauterive – *Olcostephanus asteri* (d'ORB.), *Spitidiscus insertus* (d'ORB.), *Crioceratites duvali* (LÉV.); Barrême – *Haploceras (Silesites) trajani* TIETZE, *Desmoceras (Barremites) difficile* (d'ORB.), *Lytoceras (Costidiscus) recticostatum* d'ORB.

Der Anteil des tieferen Apt in den Oberen Roßfeldschichten, die durch einen Kohlen-schiefer-Gehalt am Grabenwald östlich von Kuchl in Salzburg eine spezifische Note erhalten („Grabenwaldschichten“ B. PLÖCHINGER, 1968, S. 83) mit Chromit und Granat als leitende Schwerminerale (G. WOLETZ, 1971, S. A 81) konnte durch eine Mikrofauna mit *Gaudryina dividens* GRABERT, *Schackoia reicheli* BOLLI, *Leupoldina protuberans* BOLLI, *Conorotalites aptiensis* (BETTENSTEDT) etc. belegt werden – W. FUCHS (1968, S. 88).

3. Tannheimer Schichten

Begriffsprägung und Lithologie: Die Bezeichnung Tannheimer Schichten wurde für die dunkelgrauen, blau- oder grünlichgrauen, auch roten und zum Teil fleckigen Tonmergel und Kalkmergel der höheren Unterkreide (etwa Oberapt bis Oberalb) von W. ZACHER (1966 b, S. 215) mit dem locus classicus des Tannheimer Tales in den Vilser Bergen in Tirol in der Allgäudecke eingeführt. Die Serie erreicht hier eine **Mächtigkeit** von 80 m bis 90 m.

Verbreitung: Diese Tannheimer Schichten entwickeln sich besonders im Allgäu-Frankenfelder-Ternberger Deckensystem, in dem sie weit verbreitet sind, allmählich und ohne Schichtlücke aus den neokomen Aptychenschichten. Ein Sandgehalt der Mergel ist nicht selten: Ab dem tieferen Alb treten lokal Sandschüttungen auf, werden im höheren Alb häufiger und bewirken zu dieser Zeit einen Übergang in die Losensteiner Schichten im Hangenden. Im Verband der Tannheimer Schichten treten auch noch rote und grüne Kieselkalke des Oberapt-Unteralb auf, früher mit Malm-Radiolarit verwechselt: so z. B. im Vilstal-Streifenfenster der Allgäudecke südlich vom Ostende des Falkensteinzuges und auch noch nördlich vom Falkensteinzug SSW Pfronten (H. REUM, 1962, S. 514, 523).

Der **Schwermineralgehalt** der Tannheimer Schichten unterscheidet sich durch Hinzutreten von Zirkon und Apatit zu dem schon aus den Roßfeldschichten bekannten, auch hier durchlaufenden Chromitgehalt (G. WOLETZ, 1967, S. 315, Tab. 1; 1971, S. A 81). Eine derartige, ab Tannheimer Schichten einsetzende Schwermineralschüttung mit Zufuhr von Material aus einerseits sauren – wohl von der Ultrapienidischen Schwelle im Norden stammenden – andererseits ultrabasischen Eruptiva hält in grundsätzlich gleicher Art bis zum markanten Umschlag nach dem Untercampan in der Gosau an.

Gliederung: Im Ostabschnitt des Tiefbajuvarikums sind die Tannheimer Schichten jüngst in zahlreichen Profilen im Raum der Weyerer Bögen und in den niederösterreichischen Kalkvoralpen erfaßt und gegliedert worden (H. KOLLMANN, 1968, S. 128 ff.; J. LÖCSEI, 1970, S. 99). Danach läßt sich folgende Untergliederung beobachten:

a) Zutiefst lagert über den Aptychenschichten die **Tannheimer Fleckenmergelserie**, eine von 10 m (Stiedelsbachgraben, 3,5 km östlich von Losenstein/Enns) bis etwa 60 m (Großdraxlgraben, 10 km NW Altenmarkt/Enns) mächtige Folge von hellgrauen, gelblich anwitternden Fleckenmergeln und Mergeln des Oberapt bis Unteralb. Häufig stellt sich darin ein schmaler Rotmergel-Horizont nahe der Basis ein.

b) Darüber erscheinen häufig schwarze blättrige Tonschiefer und Mergel des unteren bis mittleren Alb, die 35 m Mächtigkeit erreichen können (Larnsackbach, 9 km NW St. Gallen, O.-Ö.). Auf Grund des altbekannten Vorkommens des Hoplitens *Leymeriella*

tardefurcata (LEYM.) – G. GEYER, 1910, S. 70; H. KOLLMANN, 1968, S. 129; H. GOTTSCHLING, 1971, S. 49 – sind sie gerne als „Schwarze Serie des Alb“ bezeichnet worden (G. ROSENBERG, 1955 a, S. 148).

c) Entweder darüber oder unter Ausfall der „Schwarzen Serie“ direkt über der Fleckenmergelserie (J. LÖCSEI, 1970, S. 99: Adlmanngraben und Großdraxlgraben bei St. Gallen in O.-Ö.) folgt eine graue sandige Tonmergelserie des Unter- bis Mittelalb. Sie schwankt in der Mächtigkeit zwischen Beträgen von Dekametern und Hektometern (bis angeblich 1000 m im Dachsgraben 4 km ENE Großraming – H. KOLLMANN, 1968, S. 130). Die Serie besteht aus sandig-glimmerigen Tonmergeln mit Lagen von Kalksandstein, Sandstein und Mergel.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Tannheimer Schichten liegt im Tiefbajuvarikum, wo sie in der Allgäudecke und in der Ternberg-Frankenfelder Decke große Mächtigkeiten erreichen. Während von W. ZACHER die Bedeutung dieser Schichten in den Tannheimer und Vilser Bergen klargestellt worden ist, hat W. ZEIL (1956 a, Abb. 1; 1956 b, S. 470 f.) die weite Verbreitung der Tannheimer Schichten im Mittel- und Ostteil der Allgäudecke nachgewiesen. Die in diesem Zusammenhang dort von W. ZEIL (1956 a, S. 409; 1962, S. 359) angenommene Schichtlücke im Mittelalb, in die eine austrische Teilbewegung verlegt werden sollte, hat sich nicht als real erwiesen (V. FAHLBUSCH, 1964, S. 123; W. ZACHER, 1966 b, S. 225).

ENGLISCH-DEUTSCHE GLIEDERUNG			FRANZÖSISCHE GLIEDERUNG		
ALB	OBER-	dispar substunderi	dispar blanchetti	VRACONIEN	ALB
		inflata		OBER-	
	MITTEL-	lautus	cristatum nitidus	MITTEL-	
		dentatus			
		mammatum			
	UNTER-	tardefurcata		UNTER-	
jacobi nolani		nodosocostatum + biquoreti	CLANSAYES		
APT	OBER-	schmidti clava	sub= nodosocostatum nisus	GARGAS	APT
	UNT-	deshayesi		BEDOUL	
		bodei			

Abb. 221: Gegenüberstellung der Gliederung von Apt und Alb in Unterstufen und Ammonitenzonen in der englisch-deutschen und in der französischen Literatur nach H. Risch, 1971, Abb. 1.

	BAR- REME	APT			ALB				CE
		U	O	CL	U	M	O	VR	
Hedbergella infracretacea (GLAESSNER)									
Hedbergella aff. infracretacea (GLAESSNER)									
Hedbergella trocoidea (GANDOLFI)									
Hedbergella planispira (TAPPAN)									
Hedbergella delrioensis (CARSEY)									
Hedbergella washitensis (CARSEY)									
H. (Clavithed.) bizonae (CHEVALIER)									
Ticinella roberti (GANDOLFI)									
Ticinella praeticiensis SIGAL									
Ticinella bejaouaensis SIGAL									
Ticinella primula LUTERBACHER									
Ticinella raynaudi raynaudi SIGAL									
Ticinella raynaudi digitalis SIGAL									
Ticinella raynaudi aperta SIGAL									
T. (Biticinella) breggiensis (GANDOLFI)									
Rotalipora ticinensis ticinensis (GANDOLFI)									
Rotalipora ticinensis subticinensis (GANDOLFI)									
Rotalipora appenninica (BENZ)									
Globigerinelloides blowi (BOLLII)									
Globigerinelloides ferreolensis (MOULLEADE)									
Globigerinelloides algerianus CUSHMAN & ten DAM									
Globigerinelloides bentonensis (MORROW)									
"Globigerinelloides" gyroidinaeformis MOULLEADE									
Planomalina cheniourensis (SIGAL)									
Planomalina buxtoni (SIGAL)									

Abb. 222: Die stratigraphische Reichweite der planktonischen Foraminiferen in der Mittelkreide der westlichen Nordkalkalpen nach H. RISCHE, 1971, Tab. 3.

Im Hochbajuvarikum wurden die Tannheimer Schichten erst in wenigen Regionen in Form von mikrofaunistisch als Oberapt bis Alb eingestuften Mergeln gefunden, so z. B. in der Allgäudecke in der Thierseer Mulde im Glemmbachprofil westlich von Ht. Thiersee (W. ZEIL, 1956 a, S. 392), in dem wahrscheinlich dem Hochbajuvarikum angehörigen Span 100 m SE von Kreuzstein am Mondsee am Nordfuß des Schafberges (R. OBERHAUSER, 1963 a, S. 22 f.; B. PLÖCHINGER, 1964 a, S. 23) und im Bereich der Lunzer Decke im Wienerwald südlich von Perchtoldsdorf und nördlich von Gießhübl (B. PLÖCHINGER, 1964 d, S. 473 f.), wo die Mergel nach der durch die austroalpine Phase bedingten Schichtlücke diskordant und transgressiv dem Untergrund auflagern.

Während das Alter der Tannheimer Schichten im Westteil der Allgäudecke als Oberapt bis unteres Oberalb belegt ist und erst hierüber die an Exotika reiche Kreide des Cenoman und Turon auflagert, haben die Tannheimer Schichten im Ternberg-Frankenfesler System eine kleinere vertikale Erstreckung, da sie bei gleichem Einsatz im Oberapt bereits im oberen Unterhalb bzw. im Mittelhalb von der konglomerathaltigen Serie überlagert werden. Es sei in diesem Zusammenhang darauf verwiesen, daß sich die deutsche und französische Mittelkreidegliederung im Zonenumfang nicht deckt (vgl. Abb. 221).

Durch Ammoniten sind die Tannheimer Schichten nur punktweise belegt: Oberapt (französische Gliederung) – *Acanthoplites ashiltaensis* ANTHULA, *A. gargasensis* (d'ORB.), *Hypacanthoplites milletianus* (d'ORB.); Unterhalb – *Leymeriella tardefurcata* (LEYM.), *Kossmatella agassiziana* (PICT.); unteres Oberhalb – *Diploceras boucardians* (d'ORB.), *Hysterocheras varicosus* (SOW.), *Puzosia mayorianae* (d'ORB.); Oberhalb – *Scaphites hugardianus* d'ORB., *S. subcircularis* SPATH etc. – L. NÖTH (1926, S. 467 f.); W. ZEIL (1955, S. 158); V. FAHLBUSCH, 1964, S. 114); H. WOLFF (1970, S. 8); H. GOTTSCHLING (1971, S. 49). Eine Gastropodenfauna mit 65 Arten beschrieb H. WOLFF (1970, Tab. Abb. 7, S. 155) aus dem Oberhalb der Allgäudecke im Tennboden, 3,5 km westlich

von Marquartstein im Chiemgau. Durch Individuen-Reichtum stechen die Turritelliden, durch Artenreichtum die Aporrhaiden dieser Fauna hervor, deren Arten zum Teil noch ins Cenoman, selten aber weiter empor reichen.

Mikrofauna: Eine umfassende Kenntnis der Verbreitung dieser Serie aber war erst in jüngster Zeit durch die Erfassung der *Foraminiferenfauna* möglich geworden. Für die einzelnen Stufen mögen folgende Arten hervorgehoben werden: Oberapt (französische Gliederung) – *Gaudryina compacta* GRABERT und Einsetzen von *Gavelinella intermedia* (BERTHELIN); Unteralb – *Gaudryina dividens* GRABERT und Einsetzen von *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI), *H. planispira* (TAPPAN), *Epistomina colomi* SIGAL etc.; Oberalb – *Hedbergella gaultina* (MOROS.), *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI), *Planomalina buxtorfi* GANDOLFI – vgl. H. KOLLMANN (1968, Taf. 2), J. LÖCSEI (1970, S. 168 ff.) und H. GOTTSCHLING (1971, S. 49 ff.). Eine monographische Bearbeitung der Foraminiferen und Ostracoden der höheren Unterkreide der Bayrischen Alpen hat H. RISCH (1971) vorgenommen, nach welcher Arbeit die stratigraphische Bedeutung der wichtigsten planktonischen Foraminiferenarten dieser Schichten auf Abb. 222 wiedergegeben wird. Die Holothurienform *Theelia staurolithensis* E. KRISTAN-TOLLM. ist aus dem Apt/Alb von Kreuzstein am Mondsee beschrieben worden (E. KRISTAN-TOLLM., 1973 d, S. 130 f.).

4. Losensteiner Schichten

Begriff: Die an Exotika und Klastika reiche mittlere Kreide des Bajuvarikums, die sich vielerorts durch allmählichen Übergang aus den liegenden Tannheimer Schichten herausentwickelt, andererseits aber auch diskordant und transgressiv über verschiedene kalkalpine Schichtglieder bis auf den Hauptdolomit übergreift, wurde von H. KOLLMANN (1968, S. 131) als „Losensteiner Schichten“ nach der Region um Losenstein in Oberösterreich bezeichnet, da der alte Ausdruck „Cenoman mit Exotika“ zufolge bedeutender stratigraphischem Umfangs nicht mehr zutrifft (Abb. 223).

In lithologischer Hinsicht sind im Liegendteil graue Tonmergel mit zunächst ab Mittelalb vereinzelt eingelagerten Geröllen (Geröllpelite, „Rosinenmergel“) und nur selten Konglomeraten, später aber – besonders im Oberalb – mit mächtigen Konglomerat-Einschaltungen bezeichnend. Die Grobklastika-Einlagerungen bestehen untergeordnet aus Brekzien mit kalkalpinem Lokalschutt, häufig aus Geröllpeliten und -psammiten und vor allem aus Konglomeraten, die fast stets exotische Gerölle, also Komponenten aus fremdem, nichtkalkalpinem Material beinhalten, deren Herkunft problemreich und für die paläogeographische Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen von besonderer Bedeutung ist. In den hangenden Teilen der Losensteiner Schichten nimmt der Reichtum der Gerölle, besonders der Exotika, zu, die Serie endet im Weyerer Gebiet bereits im Untercenoman. Die jüngsten Schichtglieder werden hier im Osten durch flyschähnliche Sandsteine und Mergel des Untercenoman gebildet.

Die Mächtigkeit der Losensteiner Schichten beträgt am locus classicus im Stiedlsbachgraben östlich von Losenstein in der Ternberger Decke 350 m.

Genese: Zur Frage der Ablagerungstiefe der Losensteiner Schichten bieten nach J. LÖCSEI (1970, S. 102; 1974, S. 44) die flyschoiden Merkmale der Sandsteine in den östlichen Kalkvoralpen mit gradiertem Schichtung, mit Fließ-, Schleif- und Belastungsmar-

ken sowie Wühlgängen und den Spuren von *Scolicia* bzw. *Palaeobullia* wichtige Hinweise. Solche Merkmale weisen jedenfalls entgegen H. KOLLMANN (1968, S. 135) und W. ZEIL (1955, S. 217), die als Bildungsmilieu Seichtwasser – ersterer nicht tiefer als 50 m – annehmen, auf eine Bildung im tieferen Wasser hin (J. LÖCSEI, 1970, S. 110).

Vorkommen: Losensteiner Schichten sind im Ost- und Mittelabschnitt der Kalkalpen auf das Bajuvarikum beschränkt. Die Hauptrolle spielen sie in der Cenoman-Randschuppe, an deren Aufbau sie wesentlich beteiligt sind, und in den Muldenzügen des Frankenfels-Ternberg-Allgäuer Deckensystems, wo sie durchwegs als charakteristisches und jüngstes Schichtglied auftreten, da Gosauablagerungen in dieser Einheit fehlen. Die Serie reicht in den Muldenkernen in der Allgäudecke weit nach Süden, findet sich z. B. in der Hochberg-Synklinale SW Schröcken in Vorarlberg noch in Form von groben Brekzien, Schiefern und Trümmerpeliten, die vom Alb bis ins Turon reichen (M. SCHIDLOWSKI, 1962, S. 57 f.). Am äußersten Südrand der Allgäudecke wird die Exotika führende Brekzie mit *Orbitolina conoidea-discoidea* GRAS NE der Mohnenfluh 4 km NW Lech als Mohnenfluhbrekzie bezeichnet (K. KOCH & W. STENGER-R., 1959, S. 183). Aus den westlich anschließenden Schuppen der Allgäudecke im Brengenzlerwald wurde die bis ins Cenoman mit *Rotalipora appenninica* (RENZ) reichende Geröllpelitserie der Losensteiner Schichten im Hangenden der Apt-Alb-Mergel der Tannheimer Schichten näher erfaßt – ohne daß allerdings die Bezeichnung Losensteiner Schichten verwendet worden ist (V. JACOBSHAGEN & O. OTTE, 1968, S. 103 ff.; O. OTTE, 1972, S. 87 ff., Taf. 5).

In das Hochbajuvarikum greifen die Losensteiner Schichten im Osten nur untergeordnet über, so z. B. im Wienerwald, wobei Untercenoman in der Lunzer Decke z. B. in der 100 m mächtigen Orbitolin führenden Sandstein- und Feinbrekzienserie nördlich von Sittendorf erhalten ist (B. PLÖCHINGER, 1964 c, S. 475 f.). In den westlichen Kalkalpen hingegen ist diese Serie in Mulden des Großteiles der Lechtaldecke (Regauer Mulde usw.), besonders mächtig aber in den Muldenkernen des Westteiles der Lechtaldecke in den westlichen Lechtaler Alpen vorhanden (K. MÜLLER, 1973, Taf. 1). Hier lagern die Kreideschiefer teils konkordant ohne Lücke den Aptychenschichten auf (R. HUCKRIEDE, 1958 a, S. 73), teils diskordant-transgressiv bis auf Obertrias hinabgreifend (K. KOCH & W. STENGER-R., 1959, S. 191 f.). Altersmäßig hat man früher (R. HUCKRIEDE) die Serie gegen unten hin mit dem Apt begrenzt, während die letztgenannten Autoren sowie D. HELMCKE & U. PFLAUMANN (1971, S. 153 ff.) die „Kreideschiefer s. str.“ mit mittlerem bis höherem Alb einsetzen lassen. Als Obergrenze wird hier Untercenoman angegeben. Im westlich anschließenden Abschnitt der Roten Wandmulde und der Wandfluh-Schuppe der Lechtaldecke ist ebenfalls Mittelapt bis Oberalb erwiesen (O. OTTE, 1972, S. 75 ff.).

Alter: Der Zeitraum, in dem Losensteiner Schichten auftreten können, umfaßt die Spanne vom Mittelalb bis Mitteluron. In der Nordrandzone der westlichen Kalkalpen reichen die Losensteiner Schichten vom Cenoman bis ins Mitteluron. Während H. HAGN & W. ZEIL (1954, S. 15) und W. ZEIL (1956 b, S. 472) hier mit einem Enden der Sedimentation im Unterturon rechneten und andererseits W. ZACHER (1966, S. 224) hier an ein Anhalten der Klastikabildung bis ins hohe Oberturon glaubt, spricht sich R. OBERHAUSER (1963 a, S. 20; 1968, S. 126) für ein Enden der Sedimentation im Mitteluron aus, Oberturon bleibt im gesamten kalkalpinen Bereich Schichtlücke.

Im Ostabschnitt der Kalkalpen enden die Losensteiner Schichten – ebenso wie in der Lechtaldecke – allgemein bereits im Untercenoman (Appenninica-Zone) – H. KOLLMANN, 1968, S. 134; J. LÖCSEI, 1970, S. 2, 99. Ein von B. PLÖCHINGER (1964 d, S. 475) von Sittendorf angeführtes höheres Cenoman ist nicht durch Indexfossilien belegt. Unabhängig von den Losensteiner Schichten treten im Osten der Kalkalpen noch im Oberstcenoman und Unterturon Itruvienkalke auf (siehe S. 400).

Folgende Fossilbelege sind für eine derartige altersmäßige Einstufung gegeben: Die Makrofauna enthält folgende charakteristische Ammoniten: Mittelalb bis Oberalb – *Kosmatella demolyi* BREISTORFER, *Stomohamites* ex gr. *duplicatus* (PICT. & CAMP.) etc. – K. KOCH & W. STENGEL-R. (1959, S. 191); Cenoman bis Turon – *Manticelliceras mantelli* (d'ORB.), „*Hoplites*“ *curvatus* MANT., *Hypoplites falcatus* (MANT.), *Hamites armatus* SOW., *Turrilites tuberculatus* (SOW.), *Scaphites aequalis* SOW. etc. (L. NÖTH, 1926, S. 476 ff.; C. W. KOCKEL et al., 1931, S. 95 f.; W. ZEIL, 1955, S. 148 ff.; Ch. KUHNERT, 1967 a, S. 40 f.; 1967 b, S. 42). M. SCHLOSSER (1924, S. 85 ff.) hat eine kritische Zusammenstellung der Makrofossil-Fundpunkte und ihrer Fauna aus dem Cenoman-Turon der Bayrischen Alpen gegeben, worin auch die älteren Faunenbearbeitungen, wie etwa die eingehende monographische Beschreibung der „Cenoman“-Fauna aus dem Laber-Gebirge durch U. SÖHLE (1897, S. 20 ff.), berücksichtigt sind. Die äußerst reiche Makrofauna des Alb, Cenoman und Turon des Hochfellengebietes hat L. NÖTH (1926, S. 476 ff.) listenmäßig zusammengestellt. Aus der schon M. SCHLOSSER bekannten Lokalität Hölzelsau NW Niederndorf/Inn hat A. RAHMANN (1967) eine an



Abb. 224: *Orbitolina concava* (LAMARCK) im Cenomansandstein von Alland in Nd.-Öst. Negativphoto R. LEIN, Bildlänge 20 mm.

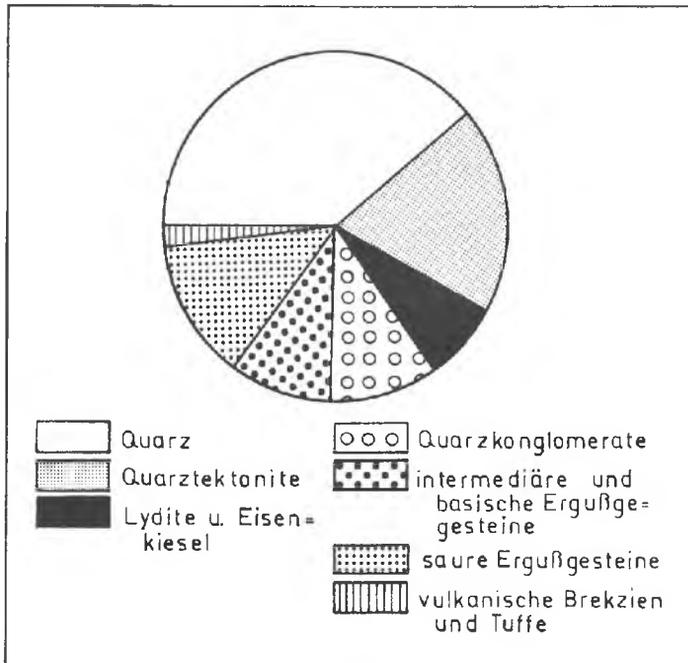


Abb. 225: Exotika-Diagramm aus den Losensteiner Schichten der westlichen Nordkalkalpen nach W. ZEIL, 1956 c, Abb. 2.

Gastropoden reiche Fauna des Obercenoman mit *Acanthoceras rhotomagense* (DEFR.) mit 67 Arten beschrieben, die besonders an Cerithiaceen, Nerineaceen und Actaeoniden reich ist und deren meiste Arten auf das Alb-Cenoman von Mitteleuropa beschränkt sind.

In der Mikrofauna sind folgende Foraminiferenarten hervorzuheben: Mit Beginn des Alb setzt hier eine Reihe von Arten der Gattung *Hedbergella* ein, nämlich *H. trocoides* (GANDOLFI), *H. planispira* (TAPPAN), *H. infracretacea* (GLAESSNER) etc., ebenso *Tritaxia gaultina* (MOROS.), die bis ins untere Cenoman emporreicht. Für das Oberalb sind im tieferen Teil *Hedbergella gaultina* (MOROS.), für den übrigen Abschnitt *Planomalina buxtorfi* GANDOLFI, bis Mittelcenoman reichend, und *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI) typisch. Das Untercenoman kann durch *Rotalipora apenninica* (RENZ) und *R. greenhornensis* (MOROSOW.) erfaßt werden. Für Obercenoman sind *R. reicheli* (MORNOD), *R. montsalvensis* MORNOD, *R. cushmani* (MORROW), *R. turonica* BROTZEN (die bis ins Turon anhält) und *Globotruncana stephani* (GANDOLFI), einer obercenomanen bis unterturonen Art, bezeichnend. An der Basis des Turon stellen sich die ersten zweikieligen Globotruncanen ein, besonders *Globotruncana lapparenti* BROTZEN mit ihren Unterarten sowie *G. renzi* THALMANN & G., *G. marginata* (REUSS) und die erwähnten, aus dem Obercenoman aufsteigenden Formen. Ferner setzt *Stensiöina praesculpta* (KELLER) ein, die bis ins Coniac fort dauert (H. HAGN & W. ZEIL, 1954, S. 6 ff.; H. KOLLMANN, 1968, Taf. 2; J. LÖCSEI, 1970, S. 149 ff.; 1974, Tab. 1; R. OBERHAUSER, 1963, S. 17 ff.; W. ZACHER, 1966 b, S. 223 f.; W. ZEIL, 1955, S. 154 ff.). Unter den Groß-

foraminiferen ist *Orbitolina concava* (LAM.) und *O. aperta* ERMANN sowie *Iraquia* cf. *convexa* DANILOVA aus verschiedenen Untercenoman-Vorkommen zwischen den Weyerer Bögen und Alland bzw. Sittendorf im Wienerwald gemeldet worden (J. LÖCSEI, 1970; 1974) – Abb. 224.

Die Bedeutung der exotischen Gerölle in den Losensteiner Schichten: Eine anhaltende Diskussion hat die Herkunft der exotischen Gerölle, also der nichtkalkalpinen Komponenten in den klastischen Lagen der Losensteiner Schichten, hervorgerufen. Aus dem Geröllbestand hoffte man die Position der Kalkalpen im alpinen Orogen zur Zeit der Mittelkreide ableiten zu können, indem man aus der Zusammensetzung der Exotika Anknüpfungspunkte an andere alpine Zonen erwartete. Die in neuerer Zeit durchgeführten Geröllanalysen (W. ZEIL, 1955, S. 183 ff.; 1956 b, S. 474 ff.; 1956 c, S. 137; W. ZACHER, 1966 b, S. 223; K. MÜLLER, 1967, Taf. 3 und besonders J. LÖCSEI, 1970, S. 115 ff.; 1974; H. GOTTSCHLING, 1971, S. 76) haben gezeigt, daß in den westlichen Kalkalpen die exotischen Gerölle bis zu einem halben Meter Durchmesser aufweisen und über 90 Prozent sieben Haupttypen zuzuordnen sind, die mit großer Gleichförmigkeit über die gesamte Region verfolgt werden können: Der Häufigkeit nach geordnet erscheinen zunächst Quarz, Quarztektonite, saure Ergußgesteine, Quarzkonglomerate, dann intermediäre und basische Ergußgesteine, Lydite und Eisenkiesel, vulkanische Brekzien und Tuffe (Abb. 225). Im Ostabschnitt der Kalkalpen (Abb. 226) kommen noch Granite, lokal und untergeordnet ferner Glimmerschiefer, Gneise und Phyllite dazu. Das Liefergebiet der Exotika hatte demnach im Osten folgende Zusammensetzung (J. LÖCSEI, 1970, S. 135 und Taf. 1): Zunächst feinkörnige glimmerarme Gneise, Granatglimmerschiefer, Chlorit- und Serizitschiefer, sodann Phyllite und Lydite, schwach epimetamorphe Quarzite und Quarzkonglomerate, praktisch nicht metamorphe Sandsteine und Arkosen und an Erstarrungsgesteinen Diabase, Mandelsteine mit nicht kalzitischer Hohlraumfüllung, feinkörnige Granite mit Biotit, grünlichen Plagioklasen und rötlichen Alkalifeldspäten, seltener Muskovit, Granit und porphyrischer Granit, dann besonders saure Porphyre wie Quarzporphyr, Felsitporphyre, Perlite und Porphyrtuffe und -brekzien. Selten sind intermediäre Magmatite. All die genannten Magmatite sind nichtmetamorph erhalten. In bezug auf das Alter dieser Gesteine wird vermutet, daß dem schiefriigen Anteil ein paläozoisches Alter, den nicht metamorphen Klastika permisches und den Magmatiten entweder ebenfalls jungpaläozoisches oder jüngeres Alter zukommt.

Anlieferung und Schüttung der exotischen Gerölle erfolgte auf Grund all der neueren Untersuchungen aus Norden, was ja früher auch in Frage gestellt worden war (G. ROSENBERG, 1953 a, S. 225). Strömungsmarken und Kornregelung weisen auf eine zusätzliche, untergeordnete Verfrachtung in der Troglängsrichtung. Die Stellung des Liefergebietes wird heute noch recht unterschiedlich beurteilt. Die ältere, noch bis jüngst von Vertretern der relativen Autochthonie der Kalkalpen vorgenommene Ableitung von einem zwischen Alpen und Germanischer See in Fortsetzung der Böhmisches Masse beheimateten Vindelizischen Rücken (Literatur bei W. ZEIL, 1955, S. 184) ist heute hinfällig. Von C. W. KOCKEL (1923, S. 154 ff.) wurde die Ableitung von einem schräg die alpidischen Geosynklinaltröge durchkreuzenden, bei Salzburg sich mit der Böhmisches Masse vereinigenden hypothetischen „Rumunischen Rücken“ vorgenommen. In der Folge sind weitere Hypothesen über die Lage des Exotika liefernden Rückens erstellt worden. Die Bedeutung der Beheimatung dieses Rückens innerhalb des alpinen

Systems liegt besonders darin, daß man bei Kenntnis des Herkunftsgebietes der Gerölle gleichsam eine Momentaufnahme von der Position der Stirnregion der Kalkalpen auf ihrem weiten Transportweg gegen Norden zur Zeit der mittleren Kreide hätte, worauf jüngst wiederholt vom Verfasser (seit 1960 a, S. 511; besonders 1965 a, S. 115) hingewiesen worden ist. Mit von Bedeutung für die Zusammensetzung des Liefergebietes sind die Schwermineraluntersuchungen der ostalpinen Kreide durch G. WOLETZ (1963, S. 91; 1967, S. 315), die für Alb-Cenoman, aber auch noch für die tiefere Gosau bis ins Untercampan eine Schwermineral-Assoziation mit Dominanz von Chromit und Zirkon ergeben, also für ein an basischen (Chromit-Gehalt) und sauren Eruptiva (Zirkon-Gehalt) reiches Liefergebiet sprechen.

Die Entscheidung über die Heimat des Liefergebietes ist noch nicht gefallen, da man heute keine Zone in den Ostalpen kennt, die alle erforderlichen Gesteine in entsprechender Menge zur Verfügung stellen könnte. R. OBERHAUSER hat zunächst (1964, S. 49) an ein der Grauwackenzone nahestehendes ostalpines Paläozoikum als Liefergebiet gedacht, später (1968, S. 125 und Taf. 1) nahm er eine „Falknis-Sulzfluh-Zone“ als Fortsetzung des Südteiles des Briançonnais durch den Gesamttraum der Ostalpen an, ohne auszuführen, in welcher ostalpinen Einheit diese in der Schweiz heute als Pennin angesehene Zone konkret zu sehen sei. Demnach müßte von dieser Fortsetzung der Falknis-Sulzfluh-Zone in den Ostalpen ein Durchtransport durch den piemontesischen



Abb. 226: Exotikreiches Cenoman-Konglomerat der Losensteiner Schichten in der Frankenfesler Decke am Hackstock 1 km NNE St. Anton, Nd.-Öst. Als exotische Komponenten scheinen hier neben Quarz, Porphyr und Quarzit auch Lydite, Phyllite und Arkosen auf.

Trog (darunter wird offenbar die Tauern-Schieferhülle verstanden) erfolgt sein (1968, Taf. 1), andererseits wird der größere Teil dieser penninischen Schieferzone von R. OBERHAUSER (1968, S. 125) als schon vor dem Cenoman zugeschoben gedacht. A. TOLLMANN (1963 a, S. 137; 1965 a, S. 116) hat hingegen betont, daß die Lage des Exotika liefernden Ultrapienidischen Rückens im Sinne von F. TRAUTH (1934, S. 7) durch die in den Westkarpaten eindeutig einordenbare Fortsetzung eines im wesentlichen gleiche Gerölle schüttenden Rückens am Außenrand der Zentralkarpaten und am Südrand der pienidischen Externzone eine „ultrapienidische – ultrahelvetische“ Position habe, also zwischen Pennin und Helvetikum s. l. in den Ostalpen eingeschaltet zu denken sei. Diese divergierende Einordnung des Ultrapienidischen Rückens hat naturgemäß schwerwiegende Folgen für die Datierung der Hauptbewegung der Kalkalpen ergeben: Wenn das Pennin das Liefergebiet bildet, braucht zur Zeit der mittleren Kreide nur Unter- und Mittelostalpin von den Kalkalpen zugeschoben sein (R. OBERHAUSER), wenn der Ultrapienidische Rücken nördlich vom Pennin lag bzw. an die Hochstegenschwelle im Norden anschloß, müßte der Vorschub zu dieser Zeit auch schon das Pennin überwältigt haben (A. TOLLMANN). Von eminenter Bedeutung zur Klärung dieser noch immer offenen Frage aber wird schließlich die Einbeziehung der Gerölluntersuchung der analog der Randcenomanschuppe die Kalkalpen im Westen unterlagernden Arosa Schollenzone sein, die offenbar eine sehr ähnliche Mittelkreide aufweist, wie K. MÜLLER (1972, S. 15) gezeigt hat. Allerdings muß bei einer solchen Untersuchung mehr als in der Studie von K. MÜLLER auf eine Unterscheidung der Herkunft der Westrandschollen aus der Arosazone oder aus dem kalkalpinen Trog geachtet werden, da in der letzten Zeit unter dem Begriff „Randcenoman“ von einer Reihe von deutschen Bearbeitern durchaus verschiedene tektonische Elemente zusammengefaßt worden sind.

Einwände gegen solch frühe vorcenomane Großbewegungen überhaupt (denen man aber nur bei der Annahme der primären Nachbarschaft des Exotika liefernden Gebietes zum oberostalpinen kalkalpinen Streifen entgehen könnte, wofür keine Anhaltspunkte gegeben sind) sind zufolge der jüngst als durchlaufend erkannten unterkretazischen bis tiefoberkretazischen Schichtfolgen des Tiefbajuvarikums vorgebracht worden (W. ZACHER, 1966 b, S. 226; H. KOLLMANN, 1968, S. 136; K. MÜLLER, 1967; 1973). Die zur Erklärung dieser Gegebenheiten nötige Annahme der submarinen Fernüberschiebung der Kalkalpen-Stirnpartie unter Fortdauer der Sedimentation aber bei gleichzeitiger Heraushebung des Hinterabschnittes der Kalkalpen wäre ja tatsächlich schwer verständlich, müßte aber bei Verlegung der ersten Fernbewegungen in vorcenomane Zeit angenommen werden. Es muß allerdings berücksichtigt werden, daß kräftige vorcenomane Bewegungen sehr wohl an der diskordanten Auflagerung des transgressiven Cenomans in den Kalkalpen über bedeutend verstelltem Untergrund von vielen Stellen, besonders aus Zonen des Hochbajuvarikums, seit alters bekannt sind (M. RICHTER, 1926, S. 57 ff.; 1937, S. 66) und auch in neuerer Zeit weiter belegt werden konnten (B. PLÖCHINGER, 1960, S. 68; A. TOLLMANN, 1966 b, S. 63 ff.).

5. Itruvianschichten

Prägung dieses (provisorischen) Begriffes: H. KOLLMANN, 1968 b, S. 18.

Serienscharakter: Neben den Losensteiner Schichten, die in den östlichen Kalkalpen bereits im Untercenoman enden, tritt in diesem Gebiet lokal noch ein weiteres

tiefoberkretazisches Schichtglied, der Komplex der Itruvien-schichten, auf, vor kurzem noch zu den Actaeonellenkalken der Gosau gestellt. Es handelt sich um eine Serie, die mit Basalbrekzien oder Konglomeraten auf älterem Mesozoikum (z. B. Hauptdolomit) der Lunzer Decke im Wienerwald im Bereich von Kaltenleutgeben und dem Sparbacher Tiergarten transgrediert und die entweder in diese Grobklastika in Linsen eingeschaltet oder in Begleitung von Mergeln überlagernd Itruvienkalk enthält. Letztere sind rötlich-braune, sehr zähe, bituminöse Gastropodenkalken, die in geringmächtige bituminöse Bänderkalken übergehen können (H. KOLLMANN, 1968 b). Die den Itruvienkalken auflagernde Konglomerat führende Serie enthält an Porphyre reiche exotische Gerölle (E. ERKAN, 1970, S. 15).

Vorkommen: Neben der erwähnten Verbreitung im Raum von Kaltenleutgeben konnte ein zweites Vorkommen von Itruvien-schichten in der gleichen Decke 2,5 km SE Hainfeld/Gölsen in Niederösterreich von E. ERKAN (1970, S. 14; 1973, S. 42) entdeckt werden.

Die **Fauna** der Kalken besteht vorwiegend aus Gastropoden, unter denen Itruvien dominieren. H. KOLLMANN (1968 b) hat Fauna und Alter der Itruvienkalken zuerst erkannt. Sie waren bisher stets als Actaeonellenkalken der Gosau mit „*Actaeonella gigantea* (Sow.)“, insbesondere mit *Actaeonella (Trochactaeon) gigantea subglobosa* (MÜNSTER) bezeichnet worden – G. POKORNY (1959, S. 960 f.). Neben *Itruvia cycloidea* PĚLINTSEV treten darin *Terebralia prosperiana* (d'ORB.), „*Turbo*“ *acinosus* ZEKELI, Nerineen etc. auf. Als **Alter** der Itruvien-schichten ergibt sich demnach oberstes Cenoman bis Unterturon.

C. Gosau

1. Allgemeines

a) Position

Nach einer im Gesamttraum der Kalkalpen auftretenden, zumindest das Oberturon umfassenden Schichtlücke setzt transgressiv, aber in bezug auf die Basalschichten altersmäßig stark schwankend, ein neuer Sedimentations-Großzyklus ein, der lithologisch und faunistisch durch eine Anzahl charakteristischer Eigenheiten gekennzeichnet und unter dem Formationsbegriff „Gosau“ zusammengefaßt wird. Ablagerungen dieser Art bedecken nur Teile der Kalkalpen, weite Räume blieben subaerische, reichlich Lokalschutt liefernde Schwellen (Abb. 227). Die Verbreitung dieser Gosauschichten reicht weit über die Kalkalpen hinaus, übergreift Teile der Zentralalpen, läßt sich in den Karpaten, Südalpen und Dinariden und weiter gegen Südosten hin im mediterranen Raum verfolgen.

b) Name und Begriffsabgrenzung

Der **Name** „Gosau“ als Formationsbegriff ist nach der Ausbildung dieser Serie im Gosautal des Salzkammergutes seit 1782, S. 211, durch J. BOHADSCH eingeführt, seit 1825–1830 schärfer umrissen (I. PODBRANY, 1951, S. 11 ff.; O. KÜHN, 1962, S. 163) –

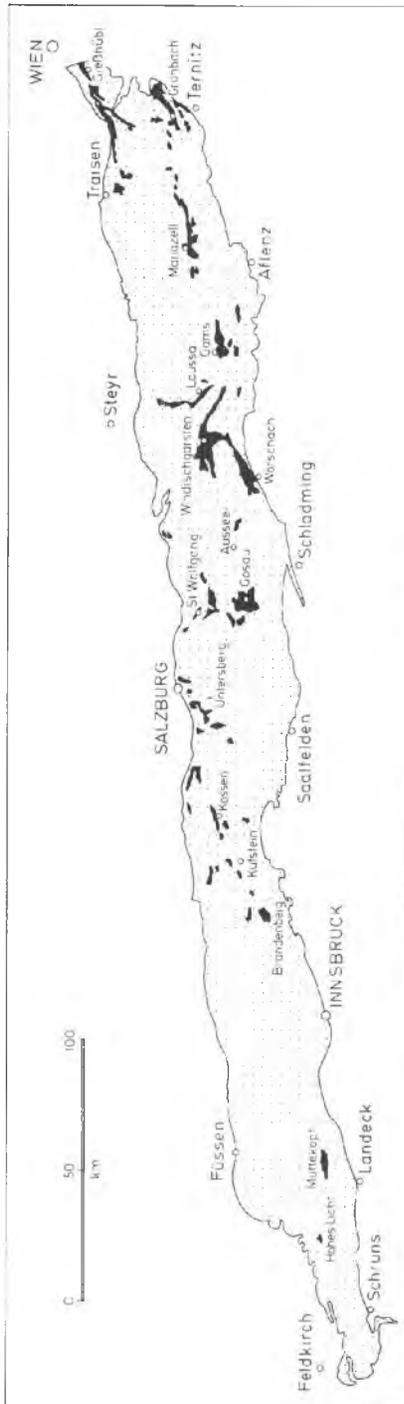


Abb. 227: Die Verbreitung der Hauptvorkommen der Gosau in den Kalkalpen.

namentlich durch A. SEDGWICK & R. J. MURCHISON (1829, S. 153 ff.), die auch bereits eine in den Grundzügen richtige erste Grobgliederung der Gosau gegeben haben. Ursprünglich ist damit die faziell wechselvolle Ausbildung der Oberkreide ab der Coniac-Transgression verstanden worden. In neuerer Zeit hat sich ein lokales Emporreichen der Beckenfüllung des Gosaubeckens über die Kreide-Tertiär-Grenze ergeben, da die Zwieselalmschichten bis zu Ende des Paleozäns reichen. Die Abgrenzung der Gosau gegen oben hin wird nun bei den verschiedenen Autoren verschieden gehandhabt:

a) R. BRINKMANN (1934, S. 471; 1935, S. 12) bezeichnet als Gosau die Ablagerungen der kalkalpinen Kreidebecken zwischen Cenoman und Nierentaler Mergel, die nach heutiger Kenntnis aber tiefer hinabreichen als ursprünglich gedacht, nämlich an der Typlokalität bis an die Basis des Obercampan, im Gosaubecken bereits sogar lokal ins Untercampan reichen. Auch heute noch wird unter dem Begriff „eigentliche Gosau“ oft der Anteil im Liegenden der Nierentaler Schichten verstanden (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1964, S. 265).

b) O. KÜHN (1947, S. 189 f.) rechnete die Nierentaler Schichten noch zur Gosau dazu, nicht hingegen mehr die Zwieselalmschichten (1947, S. 192; 1962, S. 531), die er über die mit dem Ende des Maastricht abgegrenzte Gosau stellt und als Dan einstuft. Nun haben aber auch die Zwieselalmschichten nach neueren Untersuchungen (siehe Taf. 3) verschiedenen Umfang, enthalten im Gosaubecken selbst einen Anteil des Obermaastricht und einen des höheren Paleozän, setzen im Gamser Gosaubecken hingegen über den bis ins Mittelpaleozän reichenden Nierentaler Schichten ein und sind hier nur auf das höhere Paleozän beschränkt. Auch bei Ausklammerung der Zwieselalmschichten würde sich demnach mancherorts die Gosau als Formation bis ins Paleozän ausdehnen.

c) Die dritte Möglichkeit ist jene, den Begriff Gosau exakt auf den kreta-zischen Anteil zu beschränken, also nach früherer Gliederung die Stufen Coniac bis Dan (E. SPENGLER, 1951 a, S. 325), nach jetziger Abgrenzung der Kreide Coniac bis Ende Maastricht hieher zu stellen (A. v. HULLEBRANDT, 1962 a, S. 339) und eventuell durch Begriffe wie „Gosau-Senon“ (R. OBERHAUSER, 1963, S. 4 ff.) bzw. „Gosaukreide“ (W. DEL-NEGRO, 1970, S. 17) die so vorgenommene Abgrenzung sinnfälliger zu machen.

d) Faßt man aber grundsätzlich alle Schichten der zusammenhängenden jungalpidischen Schichtfolge der Gosaubecken als „Gosauformation“ zusammen, dann ergibt sich mit der Erfassung immer jüngerer Horizonte eine beträchtliche und noch weiter wachsende zeitliche Ausdehnung des Begriffes gegen oben. In diesem Sinne möchte H. ZAPPE (1964 a, S. 381) auch noch den jeweiligen alttertiären Anteil einbezogen sehen, im Falle der Neuen Welt und des Gamser Beckens z. B. das Paleozän. Bei konsequenter Anwendung dieses Prinzips würde dann aber z. B. im Salzburger Becken auch noch das ganze Eozän, das sich nur mit relativ kleiner Schichtlücke an das Paleozän anschließt, als zugehörige Beckenfüllung zu verstehen sein. Dementsprechend hat R. OBERHAUSER (1973, S. 98) die Gosau auch bis ins Eozän emporggezogen.

Zu diesen vier angedeuteten Möglichkeiten des Gebrauches vom Begriff „Gosau“ sind einige Anmerkungen nötig. Zunächst ist festzustellen, daß die genaue Begrenzung durch die Kreide-Tertiär-Grenze nicht befriedigen kann: Wie das Beispiel des Danien zeigt, ist diese Grenze Schwankungen in der Auffassung der Stratigraphen unterlegen,



Abb. 228: Die Actaeonellen sind neben etlichen anderen Gruppen Charakterfossilien der Gosau. Das Photo zeigt ein Massenvorkommen von *Trochactaeon gigantea* (SOWERBY) des Campan im „Schneckengartl“ in der Neuen Welt-Gosau von Dreistätten, Nd.-Ost.

außerdem schneidet sie durch einheitliche, durch nichts unterbrochene Schichtserien durch. Der Begriff Gosau aber kann gerade auf Grund des altersmäßig verschieden späten Einsetzens und verschieden frühen Erlöschens dieser Serie nur als ein Formationsname verstanden werden und nicht an willkürlichem zeitlichem Schnitt abgegrenzt werden.

Aber auch die Begriffsfassung für Gosau in dem oben erwähnten weiten Sinne als „Gesamtfüllung der Gosaubecken“, wie weit deren Schichtfolge auch immer im Tertiär aufsteigen möge, ist nicht sehr glücklich. Damit würde man hier und auch außerhalb der Kalkalpen oft enorm mächtige tertiäre Serien mit einbeziehen, die mit dem allgemein bekannten, auch durch seine Fauna mit Hippuriten, Actaeonellen, Nerineen, Cyclolithen usw. sehr gut charakterisierten Begriff „Gosau“ nicht übereinstimmen (Abb. 228).

Stützt man sich auf das fundamentale Prinzip der Formationsgliederung, so bleiben innerhalb der voll entfaltenen Serien der Gosaubecken vier Schichtkomplexe zu unterscheiden: Zutiefst die Gosau im engeren oder eigentlichen Sinne, die in Anlehnung an den ersten Bearbeiter der neueren Zeit, R. BRINKMANN, den Schichtstoß zwischen der in den Kalkalpen stets vorhandenen turonen Schichtlücke im Liegenden und in den Nierentaler Schichten im Hangenden umfaßt. Darüber stellen sich die Nierentaler Schichten ein, die mit ebenso schwankender stratigraphischer Begrenzung im Liegenden und Hangenden als jenes Schichtpaket von Mergeln mit untergeordneten andersartigen Einschaltungen aufzufassen sind, das durch seine reiche pelagische Mikrofauna und den Umschlag der Graufarben des Liegenden zur Rot- oder Buntfärbung gekennzeichnet wird: Dabei wird die Untergrenze beim ersten Erscheinen

der bunten Glieder gezogen, auch wenn sich nochmals graue Nierentaler Mergel partienweise weiter im Hangenden einstellen sollten. Der dritte Komplex wird durch die **Zwieselalmschichten** repräsentiert, die sich letztlich durch Übergang daraus entwickeln, weiterhin im Mergelanteil pelagische Faunen zeigen, aber durch Einschaltungen von detritischen Partien, Lagen von Brekzien mit reichlich Kristallin- und Phyllit-Komponenten, Lagen von Kalksandstein etc. ausgezeichnet sind. Auch sie schwanken altersmäßig, steigen aber nie über das Paleozän empor. Die jüngsten **eozänen** **Anteile** schließlich, wiederum eventuell durch eine Diskordanz getrennt, stellen das vierte Element dar.

Es zeigt sich bei dieser Gliederung bereits klar, daß der Inhalt des Begriffes „Gosau“, heute weit über die Alpen hinaus verbreitet, bis hinüber nach Kleinasien, aber auch noch in den Gebirgen der südlichen Sowjetunion verwendet, und daher im internationalen Sprachgebrauch gut eingeführt, für die stets faziell vielfältigen, lithologisch rasch wechselnden, durch eine Makrofauna ganz bestimmter Prägung ausgezeichneten Serien der höheren Oberkreide verwendet wird. Unter diesem Gesichtspunkt könnte man sich daher am ehesten der **BRINKMANNSCHE** Definition für Gosau zuneigen. Will man aber noch Nierentaler Schichten und Zwieselalmschichten einbeziehen, so könnte man von einer Gosau im weiteren Sinne sprechen.

Schließlich soll auch noch erwähnt werden, daß für die Verwendung der Begriffe Nierentaler- und Zwieselalmschichten keineswegs eine genaue Altersgleichheit dieser Schichtgruppen in bezug auf Unter- und Obergrenze nötig ist. Es läßt sich eine lange Liste von klassischen Schichtnamen wie Hallstätter Kalk, Dachsteinkalk, Reiflinger Kalk usw. anführen, die altersmäßig stets innerhalb eines bestimmten angegebenen Bereiches streuen können, was ja im Wesen der als Formationsnamen aufzufassenden Schichtbezeichnungen liegt. Es ist deshalb keineswegs notwendig, in unserem Fall jedesmal von „Schichten in Nierentaler Fazies“, „Schichten in Zwieselalmfazies“ etc. zu sprechen, wie es in neuester Zeit in Mode gekommen ist.

c) **Ausbildungsart**

Die Gosauablagerungen stellen demnach eine faziell und faunistisch überaus bezeichnende Schichtgruppe dar, gekennzeichnet durch ein Nebeneinander und Ineinandergreifen von verschiedenartigen Faziesausbildungen und verschiedensten Biotopen auf engem Raum, durch eine starke Gliederung und Verzahnung der überwiegend terrigenen Serien, in denen feste Kalkbänke bereits zurücktreten, ausgezeichnet durch örtlichen Fossilreichtum. Sie unterscheiden sich durch ihre regional rasch wechselnden individuellen Züge deutlich von den wesentlich konformerem ältermesozoischen Sedimenten. Grobklastika, teils küstennah, teils über weite Flächen aushaltend in mehreren Horizonten, unter Beteiligung von bezeichnendem exotischem Gesteinsmaterial in den Komponenten, Seichtwasserbildungen mit Hippuritenriffbauten, schlammreiche Ablagerungen mit artenreichen Korallenfaunen und Mollusken sowie selten auch noch Ammoniten aus nur mäßig tiefem Meeressmilieu eines warmen Klimas, sandige bis flyschoide Bildungen in den jüngeren Abteilungen, Süßwassereinfluß, der zur brackischen Ausbildung mit charakteristischen Characeenfloren führt, oft mit Actaeonellenbänken kombiniert, bzw. auch Kohlebildung ermöglicht, und schließlich eine in den einzelnen Becken keineswegs in allen Zügen gleichartige Bodenunruhe (ausgenommen etwa die Untercampan-Regres-

sion), die für die lokalen Trans- und Regressionen verantwortlich war, sind die bedeutendsten Eigenarten der Ablagerungen der Gosau, die in erster Linie durch sehr mobile Bodenverhältnisse verursacht sind. Die Seltenheit reiner Kalkablagerungen in der Gosau gegenüber älteren mesozoischen Serien wurde erwähnt, besonderer Seltenheitswert kommt Hornsteinknollenbildung in diesen Kalken zu, wie man sie etwa im Nordteil des Miesenbachtals antreffen kann.

d) Paläoklima und Flora

F. KERNER-MARILAUN (1934) hat eine eingehende Analyse der paläoklimatischen Verhältnisse der Gosau unternommen, die allerdings in mancher Beziehung auf schmaler Basis ruht, wie etwa der noch vollkommen unzureichend bekannten Flora der Gosau (F. KRASSER, 1906: Flora von Grünbach). KERNER kommt zur Auffassung von der Existenz eines mediterranen Klimas mit Winterregen, mit starken zyklonalen Winden, die in Trockenzeiten angeblich Windkrater geformt hätten, und von warmen und kalten Meeresströmungen auf Grund der von anderen Autoren abgestrittenen Glaukonitbildungen. O. KÜHN (1947, S. 198) hat sich nachdrücklich gegen diese Meinung gestellt und die herrschende Auffassung von einem gleichmäßigen Tropenklima während der Gosauzeit in den Nördlichen Kalkalpen auf Grund der Riffkorallen und auch der Grünbacher Flora wiederum bekräftigt.

e) Ausdehnung

Die heutige räumliche Erstreckung der Gosaubecken entspricht bei weitem nicht der einstigen Verbreitung dieser Sedimente. Die alte Auffassung eines fjordartigen Hineinreichens schmaler Rinnen zwischen Festlandsschwellen trifft deshalb nicht zu, da ja nur in tektonisch eingemuldeten und eingeschuppten Regionen die Gosau vor der Abtragung erhalten geblieben ist und daher heute gerade entlang von Deckengrenzen und anderen tektonischen Linien ins Auge springt. Trotzdem war die Meeresbedeckung der Kalkalpen in der Gosau selbst keineswegs vollkommen, sondern stets nur partiell, wie die lokalen Grobdetrituslieferungen in den verschiedenen Niveaus aus Festlandsauftragungen der näheren Nachbarschaft der Becken zeigt. In der tiefsten kalkalpinen Einheit, dem Tiefbajuvarikum (Allgäu-Ternberg-Frankenfelder Decke), fehlt Gosau deshalb generell, da die weite Überschiebung des Hochbajuvarikums über diese Randzone bereits vorgosauisch erfolgt ist und deshalb zur Zeit der Gosau bereits große, heute wieder freiliegende Abschnitte dieser untersten kalkalpinen Decke für eine Sedimentation nicht mehr zugänglich waren (R. OBERHAUSER, 1968, S. 126). Hinzu kommt in dieser randlichen Region seit der Zeit der älteren Gosau eine Heraushebung der kalkalpinen Randzone und des einstigen nördlich davor liegenden Ultrapienidischen Rückens, wie aus der Schüttungsrichtung und Lieferung der Exotika gefolgert werden kann (S. 409 f.).

f) Mächtigkeit

Die Mächtigkeit der Sedimente schwankt in Übereinstimmung mit den geschilderten Verhältnissen in den einzelnen Becken sehr. Für die westlichen Gosaubecken gibt P. SCHMIDT-THOMÉ (1964, S. 265) Mächtigkeiten für Gosau s. l. von 500 m bis 600 m einschließlich der Nierentaler Schichten an, aus dem klassischen Gosaubecken des Salz-

kammergutes werden seit R. BRINKMANN (1934, S. 470) Mächtigkeitswerte für Gosau s. l. von rund 3000 m gemeldet (vgl. W. DEL-NEGRO, 1970, S. 17). H. KLOIBER (1966, Taf. 6) erwähnt vom Ostteil dieses Beckens nach Neuaufnahme 2600 m Mächtigkeit, wobei auf die Gosau s. str. rund 2000 m entfallen. Im Becken von Gams erreicht die Gosau samt Alttertiär 2200 m (H. KOLLMANN, 1963, S. 191), in der Neuen Welt sind die Mächtigkeiten nach den Profilen von B. PLÖCHINGER (1961, Taf. 27) von gleicher Größenordnung.

g) Lagerungsverhältnisse, Schichtfolge, Konglomeratniveaus und Phasengliederung

Die Gosau stellt das bezeichnende Transgressionssediment nach der bedeutenden, zumindest in den voralpinen Decken der Kalkalpen für die Deckenbildung hauptverantwortlichen mediterranen Phase des Turon dar (A. TOLLMANN, 1964 a, S. 86; 1964 b, S. 239). Brack- und Süßwasserbildungen wahrscheinlich oberturonen Alters im Liegenden der Transgression (R. OBERHAUSER, 1963, S. 65), Bauxitbildungen vielerorts an ihrer Basis, wie z. B. die im Bergbau beschürften Bauxite im Gebiet der Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa NW St. Gallen (A. RUTTNER & G. WOLETZ, 1957, S. 224), oder jene von Dreistätten im Vorland der Hohen Wand, N.-Ö. (B. PLÖCHINGER, 1961, S. 405 ff.), vom Untersberg, von der Brandenberger Gosau in Tirol (O. SCHULZ, 1960, S. 347) etc., vor allem aber eine Abtragung, die oft bis auf die Trias, auch auf die Triasbasis aus Werfener Schichten an den Deckengrenzen hinabgreift (Weißbacher Gosau bei Aussee) kennzeichnet die Verhältnisse vor Einsetzen der Gosaubildungen (A. TOLLMANN, 1968 c, S. 230).

Während also nach dem Mittelturon und vor dem Coniac eine allgemeine kräftige Zäsur mit bedeutender tektonischer Umgestaltung durch die mediterrane Phase im gesamten Raum zu erkennen ist, standen sich für die intragosauische Zeit in der klassischen Ära der Forschung die Annahme von R. BRINKMANN (1934, S. 474), daß man bei genauerer Kenntnis der Gosaubecken zu einer durchgreifenden Phasengliederung und einer gut parallelisierbaren Schichtfolge des Gesamtraumes kommen werde, und die Auffassung von O. KÜHN (1947, S. 181) gegenüber, daß Bodenbewegungen oft lokalen Ausmaßes die Schichtfolgen in den einzelnen Teilregionen wesentlich beeinflusst und abgeändert habe, so daß man keine durchlaufende und für alle Becken gültige Seriengliederung aufstellen könne. Heute zeichnet sich bereits ab, daß in beiden diametral gelegenen Meinungen richtige Beobachtungskerne stecken: Einige Hauptniveaus, Konglomerathorizonte und dergleichen sowie manche phasenmäßige Bewegungen sind in zahlreichen, über den Gesamttraum verteilten Gosaubecken wiederzufinden, andererseits aber ist eine Individualität der Becken durch zusätzliche lokale Bewegungstendenzen abgesehen von den Hauptbewegungen erkennbar. Es muß allerdings betont werden, daß die Untersuchung aller Becken noch bei weitem nicht so fortgeschritten ist, um eine endgültige, jeweils feinstratigraphisch minutiös unterbaute Entscheidung fällen zu können.

Folgende *g e m e i n s a m e* Z ü g e der Gosau seien hervorgehoben:

a) Die Basaltransgression erfolgte in vielen Fällen im Coniac, im Anschluß an die Bewegungen der oben erwähnten mediterranen Phase des Oberturons. Das coniacische Basalkonglomerat, in vielen Becken einer der mächtigsten Konglomerathorizonte, sei in Anlehnung an O. WEIGEL (1937, S. 300) mit einem fürderhin regional gültigen

Namen als Kreuzgraben-Konglomerat bezeichnet. Eine genaue Einschränkung auf Unter- oder Oberconiac (theoretisch wäre sogar ein obersturoner Anteil möglich) ist derzeit nicht möglich, da eine feinere Gliederung des Coniac durch die in den auflagernden Mergeln stets reich vorhandenen Mikrofaunen derzeit noch aussteht.

b) Ausnahmsweise kann eine Ersttransgression auch im nächsthöheren Transgressionshorizont, jenem an der Wende Unter/Obersanton in Erscheinung treten, so z. B. im Becken von Grünbach-Neue Welt, wo man die Transgressionskonglomerate angeblich an der Basis des Obersanton antrifft. Ein solches Konglomerat vom Typus des Neue Welt-Konglomerates (E. ERKAN, 1970, S. 19; 1973, S. 44 ff.) ist in zahlreichen Becken an oder knapp unter der oberantonen Basis vorzufinden, so etwa in der Brandenberger Gosau, im Reichenhall-Salzburger Becken und in etwas tieferem Horizont (oberes Unteranton) am Ostrand des Beckens von Gosau. Die diese deutliche Transgressionsphase an oder unter der Basis des Obersanton bewirkenden Bewegungen lassen sich gut mit dem Bewegungsstoß der Ilseder Phase vergleichen, die im außeralpinen Bereich von H. STILLE (1924, S. 152) zwischen Ober- und Unteremscher erfaßt worden war, was etwa dem Grenzbereich Unter- bis Mittelsanton im alpinen Raum entspricht (H. HILTERMANN & W. KOCH, 1962, S. 306). Die Mergel im Liegenden der Transgressionsbrekzie führen im Brandenberger Becken z. B. *Inoceramus undulatoplicatus* ROEM., also die typische Unteranton-Form (O. SEITZ, 1961, S. 42; 1965, S. 134). In die Lücke bis zum Oberanton-Basiskonglomerat, wie es sich etwa im Salzburger Becken einstellt, könnten die Bewegungen fallen.

c) Einer oberantonen bis untercampanen Transgression mit Konglomeraten des Typus Eichberg-Konglomerat (Eichberg NE von Puchberg am Schneeberg) im Sinne von E. ERKAN (1970; 1973, S. 44 ff.) mit seinen eigenartigen authigenen Plagioklassen bei Puchberg (Ch. EXNER & E. ERKAN, 1971) kommt vorwiegend im Osten Bedeutung zu. Diesem Zeitraum entspricht gut die Wernigeröder Phase H. STILLE (1924, S. 152) im außeralpinen Raum. Auch im klassischen Gosaubecken ist die Wirksamkeit der Wernigeröder Phase zwischen Obersanton und Untercampan durch die dort vorhandene entsprechende Schichtlücke dokumentiert: Allerdings angeblich nicht in der von R. BRINKMANN (1934, S. 472, Abb. 2 a) hierfür vom Gschroßpalven dargestellten Art, die nach H. KLOIBER (1966, S. 52) auf spätere Tektonik zurückzuführen sei, wohl aber durch die von H. KLOIBER festgestellte Diskordanz in der Lokalität „Ressen“ im Ostteil des Beckens von Gosau, der ein solches Alter zukommen soll.

d) Die intragosauische Hauptphase aber stellen die Bewegungen im unteren Obercampan dar, am besten eingengt im Becken von Gams östlich des Ennsquertales in der Steiermark, wo im tieferen Mergelkomplex des Campan unteres bis basales Obercampan erfaßt wurde (H. KOLLMANN, 1964, S. 96) und im Liegenden des darüber folgenden obercampanen Konglomerates offenbar der Unterteil der *Bolivinoidea decoratus decoratus*-Zone fehlt (vgl. R. OBERHAUSER, 1968, S. 132; 1973, S. 103). Die tiefercampane Schichtlücke und die Transgression des obersten Campan in Form von Nierentaler Schichten wird auch aus der Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa gemeldet (R. OBERHAUSER, 1963, S. 42 ff.). Wohl in ähnliche Position zu liegen kommt die Rotkopfdiskordanz der Muttekopf-Gosau WNW Imst, in der im unteren Komplex Santon, im oberen Maastricht nachgewiesen ist. Die angeführten Diskordanzen entsprechen recht gut der von R. BRINKMANN (1934, S. 475) auf die Ressenphase zurückgeführten Dis-

kordanz zwischen seiner mittleren und oberen Gosau, die er (S. 471) zwischen Quadra-
ten- und Mucronatensenon, also an die Grenze von Unter- und Obercampan (R. HIL-
TERMANN & W. KOCH, 1962, S. 306) verlegte. Trotzdem sich nun gezeigt hat, daß eine
derartige Diskordanz am Ressen selbst nicht vorhanden ist, die Ressenschichten s. l. auch
noch tiefer, und zwar ins Untercampan hinabreichen (H. KLOIBER, 1966, S. 52), so soll
der Name „Ressenphase“ für den Bewegungsstoß im Grenzbereich Unter-Obercampan
auf Grund der Einbürgerung unter Berücksichtigung des hier Angegebenen weiter-
verwendet werden. Das zugehörige Konglomerat der Transgression im unteren Ober-
campan ist von E. ERKAN (1970; 1973, S. 44, 71 ff.) als Lili en f e l d e r K o n g l o-
m e r a t bezeichnet und im Ostteil der Kalkalpen weithin von Lilienfeld über den
Raum nördlich von Miesenbach bis SE Dreistätten in der Neuen Welt verfolgt wor-
den. Die Umstellung der Gosasedimentation im Campan ist bedeutend. In den meisten
Becken zeichnet sich im Untercampan bereits eine Regression, eine Verbrackung oder
Aussüßung der Schichten ab, durch Kohlenserien in Wechsel mit Actaeonellenkalken,
besonders aber auch durch Characeen-Horizonte markiert. Kohlenführende und
actaeonellenhältige Serien des Untercampan sind z. B. in dem hiermit abschließenden
Brandenberger Gosaubecken in Tirol, im Unterinntaler Gosaubecken, in der Windisch-
garstener Gosau, in jener der Grünbad-Neuen Welt-Mulde und auch in der Gieß-
hübler Mulde vorhanden – nicht aber im gleichen Niveau in den übrigen großen Gosau-
becken. Eine generelle Trockenlegung der gesamten nordalpinen Gosau während des



Abb. 229: Die mächtige Gosau-Grundbrekzie im Gießhübler Gemeindesteinbruch, Nd.-Öst.,
besteht vorwiegend aus Lokalschutt von eckigem Jura-Hornsteinkalk.

unteren Obercampan im Sinne von R. OBERHAUSER (1968, S. 133) anzunehmen, würde aber zu weit gehen, wie manche gut studierten Gosaubecken mit durchlaufender Campanschichtfolge zeigen (Reichenhall-Salzburg: D. HERM, 1962, S. 332). In diesen Zeitbereich der Ressenphase fällt auch der Hauptumschwung in der Schwermineralschüttung der Gosaubecken. Die zuvor herrschende chromitreiche Assoziation, die im Zusammenhang mit dem von Norden, vom Ultrapienidischen Rücken her gelieferten exotischen Material steht, schlägt in eine granatreiche Schwermineralzufuhr um, die auf die Lieferung des an Phyllit und Glimmerschiefer reichen zentralalpiner Schutttes zufolge der beginnenden Heraushebung der Zentralalpen zurückgeht (G. WOLETZ, 1963, S. 91 und Taf. 1; A. TOLLMANN, 1966 b, S. 82 f.; R. OBERHAUSER, 1968, S. 132).

e) Das Niveau des Krampener Konglomerates (E. ERKAN, 1970, S. 20; 1973, S. 44, 87 ff.), benannt nach Krampen bei Neuberg im Mürztal, zeigt im Osten der Kalkalpen eine hier noch deutlich faßbare letzte Marke innerhalb der Gosau, auf eine Nachbewegung im unteren Maastricht hinweisend. Mächtige Grobbrekzien und Konglomerate kennzeichnen dieses Niveau neben Krampen auch im Gießhübler Becken (Abb. 229). Niveaumäßig vergleichbare Konglomerat-Einschaltungen stellen sich in der Inoceramen-Orbitoiden-Schichtserie der Neuen Welt-Gosau ein. In den Gosaubecken der mittleren und westlichen Kalkalpen hingegen herrscht in dieser Zeit meist die Fazies der Nierentaler Schichten, ohne daß eine Transgression des Untermaastricht erkennbar wäre.

Exotische Gerölle: Im Zusammenhang mit der Erwähnung der verschiedenen Konglomeratniveaus in der Gosau muß noch der für diese Ablagerungen typischen und seit alters als exotisch empfundenen Fremdgeröllführung in den einzelnen Konglomeratetagen gedacht werden. Drei Hauptgruppen an exotischem Material lassen sich unterscheiden: quarzporphyrreiche Schüttungen, phyllit- und kristallinreiche Vergesellschaftungen und eine mehr lokal im Südostrand-Bereich der Kalkalpen auftretende, an Diabas und Mandelstein reiche Assoziation. Die Herkunft der so weit verbreiteten Quarzporphyrerschüttung war stets als besonders interessant empfunden worden, da kein zugehöriges Liefergebiet ersichtlich war. Verschiedene ältere Theorien suchten diese Gerölle aus der Grauwackenzone, aus dem kalkalpinen Untergrund, aus dem nördlichen Vorland der Kalkalpen, ja sogar aus den Südalpen abzuleiten (vgl. A. TOLLMANN, 1966 b, S. 71 ff.). Regionale Überlegungen brachten in neuerer Zeit wiederum eine Reihe von Gesichtspunkten zutage (A. TOLLMANN, 1963 a, S. 196), die der 1923 von O. AMPFERER (S. 132) und C. W. KOCKEL (S. 144) ausgesprochenen Meinung von der Herleitung auch der exotischen Gerölle der Gosau von einer einst im Norden der Kalkalpen vorgelagerten, heute in der Tiefe überschobenen und verschwundenen porphyrreichen Schwelle, dem Ultrapienidischen Rücken F. TRAUTHS (1934, S. 98), recht gaben. Aus den älteren Gosaugeröll-Untersuchungen, am eingehendsten von O. AMPFERER (1918) durchgeführt, war die Schüttungsrichtung auf Grund der Geröllanordnung selbst nicht zu erfassen gewesen. Eine sorgfältige Untersuchung der sedimentologischen Daten, Richtungsmerkmale und regionalen Verbreitung der Exotika im Ostabschnitt der kalkalpinen Gosau durch E. ERKAN (1970; 1973, S. 93 ff.) hat hingegen die Frage der Transportrichtung und der relativen Beh Heimatung der Gerölle klären können: Die quarzporphyrreichen Schüttungen kommen von Norden in die Kalkalpen, sie sind primäre Abtragungsprodukte einer Schwelle und nicht etwa umgelagerte Cenoman-

exotika – da im Cenoman stets Porphyre und basische Eruptiva zusammen vorkommen, während sie in der Gosau getrennt auftreten (S. 67, 126). Ihre Lieferung hält die ganze Gosau über bis zum Konglomeratniveau des Maastricht an. Die an Quarzphyllit, Phyllit und Grünschiefer reiche Geröllgesellschaft stammt aus dem Süden, sie ist ebenfalls die ganze Gosau über bis ins Konglomerat des Campan vertreten. Die Schüttung von Diabasmandelstein, Amphibolit und Grünschiefer hat ihr Zentrum im Gebiet Puchberg-Miesenbach, zeigt Schüttungsrichtungen aus SSW (E. ERKAN, 1970, Taf. 7; 1973, Taf. 1–2) und ist vom Grenzkonglomerat des Santon-Campan bis zum Konglomerat des Maastricht spürbar. Die absolute Beheimatung der Quarzporphyr liefernden Schwelle ist noch immer stark umstritten: Südultrahelvetisch (A. TOLLMANN, 1963 a, S. 141; 1966 b, S. 27 ff.), ostalpin (R. OBERHAUSER, 1964, S. 49), südpenninisch (R. OBERHAUSER, 1968, S. 128) oder innerpenninisch (E. CLAR, 1965, S. 30). Am Beispiel der Gosaubecken in den östlichen Nordkalkalpen hat E. ERKAN (1970, S. 134) gezeigt, daß die erwähnten drei verschiedenen Schüttungen gleichzeitig vor sich gehen, daß aber die Trogachse, die die Dominanz der jeweiligen Nord- oder Südschüttung in einem bestimmten Gebiet bestimmt, Zug um Zug während der Gosau nach Norden verlagert wurde. Ein Überblick über die Gesamtheit der kalkalpinen Gosaubecken zeigt die Zunahme der Schüttungen von Phyllit und Kristallin aus dem zentralalpinen Hinterland gegen Hangend, dem Schwermineralumschlag im unteren Obercampan etwas nachhinkend, aber in den Zwieselalmschichten der einzelnen Becken sehr auffällig in Erscheinung tretend.

Zur Frage der Dreigliederung in Untere, Mittlere und Obere Gosau: Die einst von R. BRINKMANN (1934, S. 475) vorgenommene Dreigliederung in Untere, Mittlere und Obere Gosau ist heute als Gliederungsprinzip auch in jenen Becken, wo die entsprechenden Schnitte durch Phasen und Transgressionen vorhanden sind, nur mehr von historischem Interesse. Heute müßte man ja als Untere Gosau das Paket zwischen mediterraner (oberturoner) Phase und Wernigeröder Phase, also Coniac-Santon zusammenfassen, als mittlere Gosau wäre der Abschnitt darüber bis zur Ressenphase, also Unter- bis basales Obercampan zu werten, die Obere Gosau, ursprünglich darüber bis zum Einsatz der Nierentaler Schichten definiert, entfiele in den meisten Becken, da die Nierentaler Schichten meist im Obercampan, gelegentlich auch schon im Untercampan ansetzen. Eine derartige Gliederung hat demnach keinen Wert mehr.

Die Eigenart der Gosaubecken liegt darin, daß sie eben nicht in allen Einzelheiten miteinander parallelisierbar sind, wohl aber doch bestimmte Grundzüge der Schichtfolgen sich in zahlreichen Becken wiedererkennen lassen. Wir haben gesehen, daß sich etliche Konglomeratniveaus in dem oder jenem Becken wiederfinden lassen. Ähnlich ist es mit den Hippuritenniveaus. Mehr noch bildet aber die Kohle und Actaeonellen führende Serie im Untercampan ein im gesamten Raum fast stets auffälliges Niveau. Allerdings existiert davon unabhängig in manchen Becken (Brandenberg, Gams) ein tieferes, untersantonnes, analoges Kohlen-Actaeonellen führendes Paket. Die unten erwähnten Nierentaler- und Zwieselalmschichten bilden weitere Beispiele für solche durchgreifend spürbare fazielle Sonderausbildungen, wenn auch mit schwankendem zeitlichem Umfang.

Daneben verdienen Schichtglieder und Niveaus Erwähnung, die benachbarten oder nahe gelegenen Becken gleich sind: So trifft man die campanan Ressen-schichten (E. SPENGLER, 1914, S. 286) des Beckens von Gosau mit ihrem bezeichnenden flyschoiden Sandstein

im Wörschacher Becken wieder, vielleicht in beiden Becken als eine fazielle Vertretung des tieferen Abschnittes der anderswo schon daneben einsetzenden Nierentaler Entwicklung. Man erkennt auch in der Mikrofauna in benachbarten Räumen Leitniveaus wieder, wie etwa den Sandschaler-Horizont im Dan von Gießhübl und analog an der Basis der Zweiersdorfer Schichten der Neuen Welt (R. OBERHAUSER, 1963, S. 51; B. PLÖCHINGER, 1961, S. 405; 1964, S. 485). Aber auch noch ganz weit entfernt im Westen, im Roten Ton von Kiefersfelden im Unterinntalbecken, ist noch der Sandschaler-Horizont des Tiefpaleozäns vertreten (H. HAGN, 1967, S. 276), wahrscheinlich dem östlichen vergleichbar.

h) Nierentaler Schichten, Zwieselalmschichten und flyschoide Fazies

Nierentaler Schichten: Im Hangenden der Gosau sensu str. folgen die Nierentaler Schichten (C. W. GÜMBEL, 1861, S. 538). In lithologischer Hinsicht stellen sie bunte, vorwiegend rote, untergeordnet auch noch graue Mergel mit reicher pelagischer Mikrofauna dar. Ihre weite Verbreitung im oberen Senon zeigt einen die Teilbecken gemeinsam erfassenden, ausgleichenden Zug an. Ihre Verbreitung erstreckt sich vom westlichsten Becken mit erhaltenen jüngeren Schichtanteilen, nämlich der Muttekopfmulde, bis zur Gießhübler Mulde am Ostrand der Alpen. Lokal können Sonderentwicklungen durch Einschaltungen detritischer Bänke (Muttekopfbecken) auftreten. Das genaue Alter der Nierentaler Schichten zeigt in bezug auf Einsatz und Ende in den einzelnen Becken nicht unbedeutende Schwankungen: Obgleich ihr Schwerpunkt im Maastricht liegt, ist Obercampan häufig, Untercampan lokal (gerade im Becken von Gosau) noch nachweisbar, gegen Hangend reicht diese Schichtgruppe gelegentlich hoch im Paleozän empor (Oberthanet im Gamser, Ilerd im Salzburger Becken).

Auch der nächstjüngere Komplex der sogenannten **Zwieselalmschichten** (O. KÜHN, 1930, S. 515 – vgl. hierzu O. KÜHN, 1962, S. 531) stellt ein in vielen Becken östlich des Beckens von Gosau großregional verbreitetes, die Schichtfolge im Hangenden abschließendes, an Sandstein und Brekzien reiches Niveau dar, im Gamser Becken als Brekzien-Sandstein-Komplex, im Grünbacher Becken als Zweiersdorfer Schichten, im Gießhübler Becken als Sandstein-Brekzien-Serie und hangende Gießhübler Schichten (non Th. FUCHS, 1899, sed sens. nov. B. PLÖCHINGER, 1964, S. 487) bezeichnet. Wiederrum schwankt der Einsatz und Abschluß beträchtlich: Die transgressive Basis liegt im Becken von Gosau an der Obermaastricht-Untergrenze, mit dem Oberrand reicht die detritische Serie mancherorts ins Ilerd hinein. Wiederrum stimmen nur die großen Züge, nicht die Einzelheiten miteinander überein.

Flyschoide Fazies in der Gosau und Beziehungen zwischen Gosau und Flyschzone:

Trotz aller faziellen Verschiedenheiten zwischen Gosau und gleichaltrigen Serien der Flyschzone ist auf Grund einer Reihe von Merkmalen – besonders von Forschern mit autochthonem Konzept – immer wieder auf das Schwinden der petrographischen Unterschiede zwischen Gosau und Flysch in der Vorzone der Kalkalpen und auf eine enge primäre genetische und räumliche Nachbarschaft dieser beiden Faziesarten hingewiesen worden. H. LEUCIUS (1947) gab zuletzt eine zusammenfassende Darstellung im Sinne dieser seit dem vorigen Jahrhundert wiederholt vertretenen Theorie sowie einen histo-

rischen Überblick über die früheren Vertreter dieser Meinung. Auch von manchen Anhängern der Deckenlehre, wie z. B. L. KOBFR (1955, S. 254 f.), wird die Auffassung einer sedimentären Bindung von Kalkalpen und Flyschzone in der Art gesehen, daß die heranwandernden Decken der Kalkalpen im Flysch stirnend einsedimentiert werden: „In die Oberkreide, aber auch ins Eozän werden kalkalpine Schollen und Kristallin in den Flysch eingeschüttet. Man denke auch, wie die Oberkreide der Frankenfelder Decke noch flyschartig ist.“

Die Ursachen für diese verfehlte Deutung des Übergangs der Gosausedimente in den Flysch sind mannigfaltig.

aa) Die heutige räumliche Nachbarschaft, am extremsten im Salzburger Becken, wo die Serie des Gosabeckens ohne kalkalpinen Rahmen unvermittelt an die Flyschzone stößt (E. FUGGER, 1900, S. 422 f.: Auflagerung der Nierentaler Schichten über dem Salzburger Muntigler Flysch). Heute ist allgemein bekannt, daß es sich um tektonische Grenzflächen ersten Ranges handelt.

bb) Scheinbar echter Flysch im Inneren von Gosabecken der Kalkalpen, wie jener des Windischgarstener Fensters wurde noch nach Klärung der Fenster-natur durch R. BRINKMANN (1936, S. 440) weiterhin als eine der Gosau zugehörige Entwicklung im Umschlag zur Flyschfazies gewertet (O. KÜHN, 1939, S. 260) und mit dem Sporn der Böhmisches Masse in Zusammenhang gebracht (O. KÜHN, 1947, S. 194). Erst durch die Arbeiten von S. PREY et al. (1959 und später) war diese Auffassung nochmals eindeutig widerlegt worden.

cc) Die flyschoidc Ausbildung der Mittelkreide in der Frankenfelder-Ternberger Decke, in den Weyerer Bögen in nachgosauischer Zeit tief ins Innere der Kalkalpen eingedreht und auch im Kartenbild der Vettlers-Karte (1937) von Österreich noch mit der Flyschsignatur versehen, hat viele Autoren bis in die jüngste Zeit bewogen, hier eine primäre Bindung von Flyschzone und Kalkalpen anzunehmen. Zumal in früherer Zeit, als die zeitliche Einstufung dieser Kreideserie noch nicht genau durchgeführt war, sind solche Parallelen leicht gezogen worden. Die Trennung aber ist klar. Weder die Tannheimer Schichten des Oberapt bis Oberalb noch die für die tiefbajuvarische Kreide bezeichnenden Losensteiner Schichten des Mittelalb bis Mitteluron mit ihren eigenartigen Konglomeraten, reich an Exotika und kalkalpinen Geröllen, lassen sich – von gelegentlichen flyschoiden Merkmalen abgesehen – mit den entsprechenden Altersäquivalenten der Flyschzone, also Gaultquarzit und cenomanem Mürb sandstein (S. PREY, 1951, Tab. S. 162) vergleichen. Besonders deutlich ist dies erst durch die genauen sedimentologischen Untersuchungen der bajuvarischen Mittelkreide durch H. KOLLMANN (1968 a) und J. LÖCSEI (1970) geworden.

dd) Der nächste, stets ins Treffen geführte Punkt ist die flyschähnliche Ausbildung der höheren Partien im Gießhübler Gosabecken in den Wiener Kalkvorlpen. So hat A. FUCHS (1899, S. 614) die dort von ihm bereits als „Gießhübler Sandstein“ bezeichnete, für Oberkreide gehaltene Bildung als Bestandteil der Flyschzone gewertet, den Südrand der Flyschzone also bis zum Nordfuß des Anningers verlegt. Noch bei K. LEUCIS (1947, S. 176) wird die Gießhübler Serie als sicherer Nachweis des Überganges der Gosau in den Flysch angeführt. Erst durch die Untersuchungen von R. OBERHAUSER (1963, S. 54) und B. PLÖCHINGER (1964, S. 485) ist das paleozäne Alter dieser flyschähnlichen Serien im Hangenden der Gießhübler Gosau erkannt

worden, die Serien sind wiederum – allerdings ohne bezug auf den schon für die Gesamtfolge einschließlich der Gosau verwendeten Namen „Gießhübler Sandsteine“ Th. FUCHS – als „Gießhübler Schichten“ bezeichnet worden. Die Serie ist tatsächlich in vielem flyschähnlich, in lithologischer Hinsicht aber unterscheidet sie sich vom Flysch der Flyschzone durch Feinbreckzienlagen mit kalkalpinen Komponenten. Das Detritusliefergebiet der Gießhübler Schichten hat andere Zusammensetzung aufgewiesen als jenes des Paleozäns des Wienerwaldflysches. Die heutige Erfahrung, daß das Material der Flyschzone nicht einfach aus dem jetzt südlich gelegenen alpinen Nachbarland stammt, hat bereits F. E. SUSS (1929, S. 185) klar formuliert, der die Gesteine der Flyschzone durch Abtragung von einer Zone südlichsten Böhmisches Kristallins mit nichtalpinem Habitus herleitete und demnach auch klar gegen einen faziellen Zusammenhang zwischen Flyschzone und Kalkalpen in der Oberkreide Stellung nimmt (l. c., S. 200).

ee) Nun bleibt nur noch ein Punkt der Anknüpfung, der gerade in neuerer Zeit wiederum mehr in den Vordergrund tritt: Die große Trennung zwischen kalkschaligen Foraminiferenfaunen in der Gosau und Sandschalerfaunen im Flysch wird gelegentlich unterbrochen, so z. B. durch Auftreten der „Flyschsandschalerfaunen“ in den Nierentaler Schichten der Weißwasser-Unterlaussa-Gosauzone oder der Grünbacher und Gießhübler Gosaumulde (R. OBERHAUSER, 1962, S. 46, 66) bzw. im Windischgarstener Gosaubecken (S. PREY et al., 1959, S. 206). Das Einwandern von Flyschsandschalerfaunen aus dem Flyschmeer in das Gosaumeer wird aber dann durchaus verständlich, wenn man, wie der Verfasser annimmt, bereits einen mittelkretazischen Herantransport der Kalkalpen über die tieferen tektonischen Einheiten der Ostalpen bis an die die Flyschzone offenbar im Süden begleitende Ultrapienidische Schwelle annimmt und die Schwelle lokal von Meeresarmen durchsetzt denkt, durch welche der Faunenaustausch dann zwischen den damals (und im Alttertiär) bereits in Nachbarschaft gekommenen Zonen leicht vonstatten hätte gehen können.

i) Fauna und Zonengliederung der Gosau

Von der Makrofauna sind gerade jene Gruppen, die die Hauptelemente stellen, wie Actaeonellen, Nerineen, andere Gastropodengruppen, auch Korallen, trotz der monographischen Bearbeitung sowie mancher neuen Untersuchungen der kalkalpinen Vertreter dieser Gruppen für eine Feinhorizontalisierung der Gosauschichten nicht geeignet. Folgende paläontologische Untersuchungen seien hervorgehoben: Gastropoden, namentlich Actaeonellen (Abb. 228) und Nerineen (Abb. 230) – F. ZEKELI (1852), A. E. REUSS (1853), F. STOLICZKA (1865), W. DIETRICH (1925), J. YEN (1958; 1965 b), L. TIED (1958), G. POKORNY (1959), L. BENKÖ (1964), H. KOLLMANN (1965; 1967), K. HRUBESCH (Landschnecken: 1965 a, b); Bivalven – K. v. ZITTEL (1864; 1866), Kritik bei O. KÜHN (1947, S. 184); Korallen – A. E. REUSS (1854), J. FELIX (1903; 1908), P. OPPENHEIM (1930), F. KLINGHARDT (1944, S. 190 ff.); Hydrozoen – E. FLÜGEL (1969). Stratigraphisch wertvoller, doch relativ selten sind Echinodermen (O. KÜHN, 1925) oder Brachiopoden (E. SUSS, 1866; O. KÜHN, 1947, S. 184). Wohl ebenfalls stratigraphisch gut verwertbar, aber trotz mancher Arbeiten von K. ZITTEL (1866), J. FELIX (1905; 1907; 1908; 1910), O. KÜHN (1932; 1933–1949; 1947, S. 185 ff., 191 f.; 1962, S. 164 ff.; 1965; 1967), H. ZAPFE (1937), F. KLINGHARDT (1939, S. 137 ff.; 1944, S. 197 ff.), U. WILLE (1963, S. 159; 1966, S. 153) und D. LUPU (1973) noch immer nicht genügend zuverlässig in

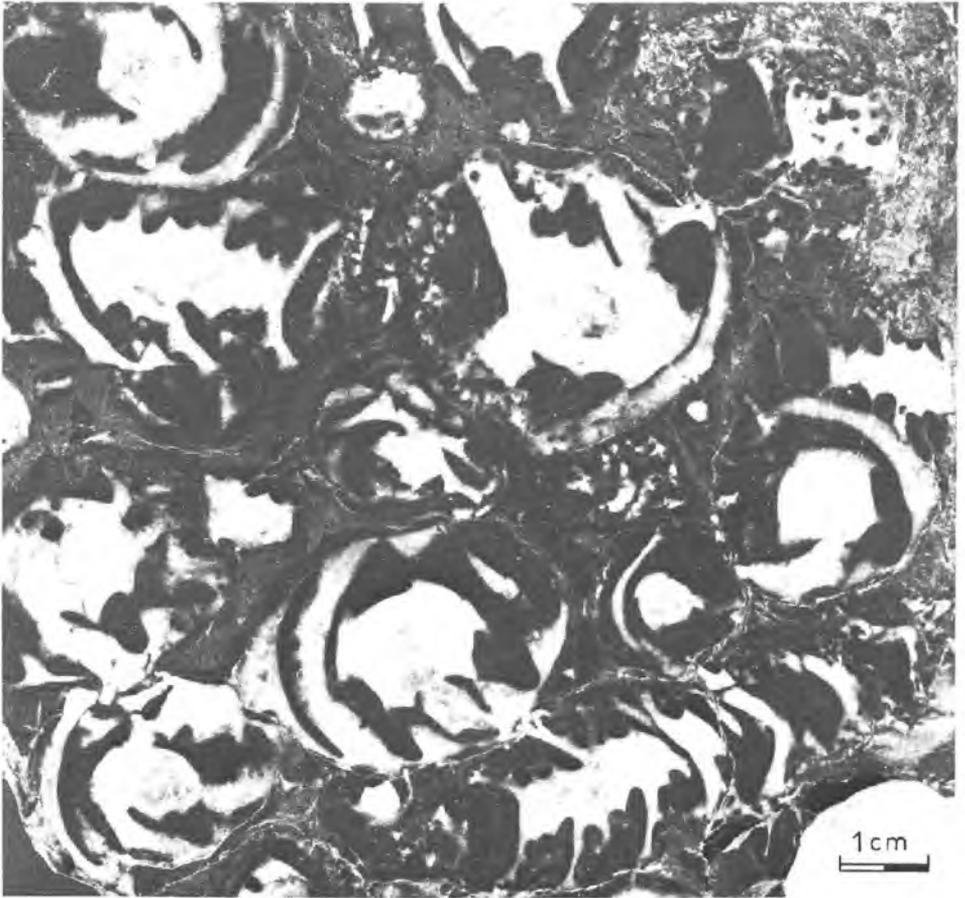


Abb. 230: Das Massenvorkommen von *Nerineen* im Campan der Gosau der Neuen Welt bei Dreistätten, Nd.-Öst.

bezug auf die Reichweite der Arten untersucht sind die in mehreren Niveaus, zum Teil riffbildend, auftretenden Hippuriten.

Wo sich Divergenzen in der Einstufung der durch Hippuriten datierten Schichten bezüglich der begleitenden Foraminiferenfauna ergaben, ist letzteren bei Anwesenheit leitender Arten der Vorzug zu geben (R. OBERHAUSER, 1963, S. 65). Die wertvollsten Elemente der Makrofauna aber liefern einerseits Inoceramen (K. ZITTEL, 1866; W. PETRASCHECK, 1906; O. KÜHN, 1947, S. 185), welche durch O. SEITZ (1959; 1961; 1965; 1970) auf ihren Leitwert überprüft sind, andererseits die bereits früh studierten Ammoniten (F. HAUER, 1858; 1866; A. REDTENBACHER, 1873), über deren Auftreten in der Gosau eine umfangreiche Bestandesaufnahme von R. BRINKMANN (1935) vorliegt und neue Daten von B. PLÖCHINGER (1955 b, inzwischen revidiert), R. REYMENT (1958) und H. GERTH (1957; 1961) beigebracht worden sind.

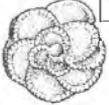
<p>65 Mio. J. OBERES MAASTRICHT</p>	<p>Mayaroensis-Z.</p>	<p>↓</p>	<p>Gl. mayaroensis BOLLI</p>			
<p>70 Mio. J. UNTERES MAASTRICHT</p>	<p>Contusa - Z.</p>	<p>↓</p>	<p>Gl. contusa (CUSHM)</p>			
<p>OBER- CAMPAN</p>	<p>Calca- rata-Z.</p>	<p>↓</p>	<p>Gl. calca- rata (CUSHM)</p>			
	<p>Ventricosa-Z.</p>	<p>Gl. elevata elevata (BROTZEN) Gl. ventricosa WHITE</p>	<p>↓</p>			
<p>76 Mio. J. UNTER- CAMPAN</p>	<p>Elevata-Zone</p>	<p>↓</p>	<p>Gl. elevata elevata (BROTZEN)</p>			
<p>82 Mio. J. SANTON</p>	<p>Concavata - Zone</p>	<p>↓</p>	<p>Gl. concavata (BROTZEN)</p>			
<p>88 Mio. J. CONIAC</p>	<p>Schneegansi-Zone</p>	<p>↓</p>	<p>Gl. schneegansi SIGAL</p>			

Abb. 231: Die Zonengliederung der Gosau nach Globotruncanen.

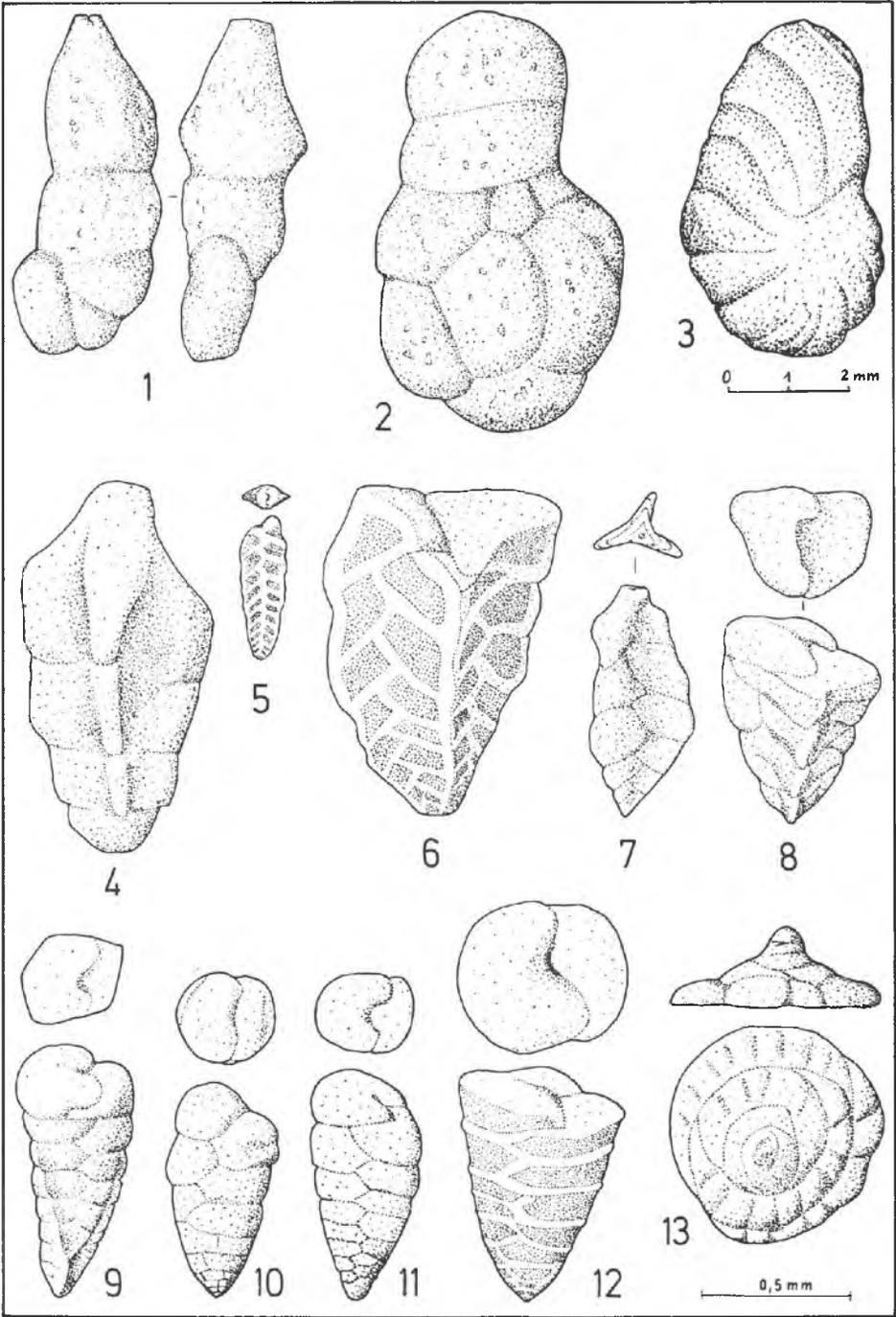
Die wichtigsten Elemente zur Zonierung aber stellen neben den beiden letztgenannten Makrofossilgruppen verschiedene Mikrofossil-Elemente dar: Da die Ostracoden der Gosau noch unzureichend bearbeitet sind, kommen in erster Linie Großforaminiferen, benthonische und vor allem planktonische Kleinforaminiferen zur Gliederung in Frage, wobei sich die Kenntnis des Leitwertes letzterer auf die gesamte Erfahrung im Bereich der Tethys und auch der Westfortsetzung des Mesogäischen Meeres stützen kann. Die Mikrofauna der Gosau der Ostalpen und der vergleichsweise wichtigen helvetischen Zone dieser Region wird namentlich in folgenden Arbeiten behandelt: D. HERM (1962 b), A. v. HILLEBRANDT (1962 b), J. v. HINTE (1963, 1965), F. KARRER (1870), I. de KLASZ (1953 a, b, 1956), I. de KLASZ & H. KNIPSCHER (1954), H. KOLLMANN (1964 a), K. KÜPPER (1956), R. OBERHAUSER (1963), W. OHMERT (1969), A. PAPP & K. KÜPPER (1953), R. NOTH (1951), A. E. REUSS (1854), A. TOLLMANN (1960 c), C. A. WICHER & F. BETTENSTAEDT (1956), U. WILLE-J. (1966, 1968), J. H. ZIEGLER (1959).

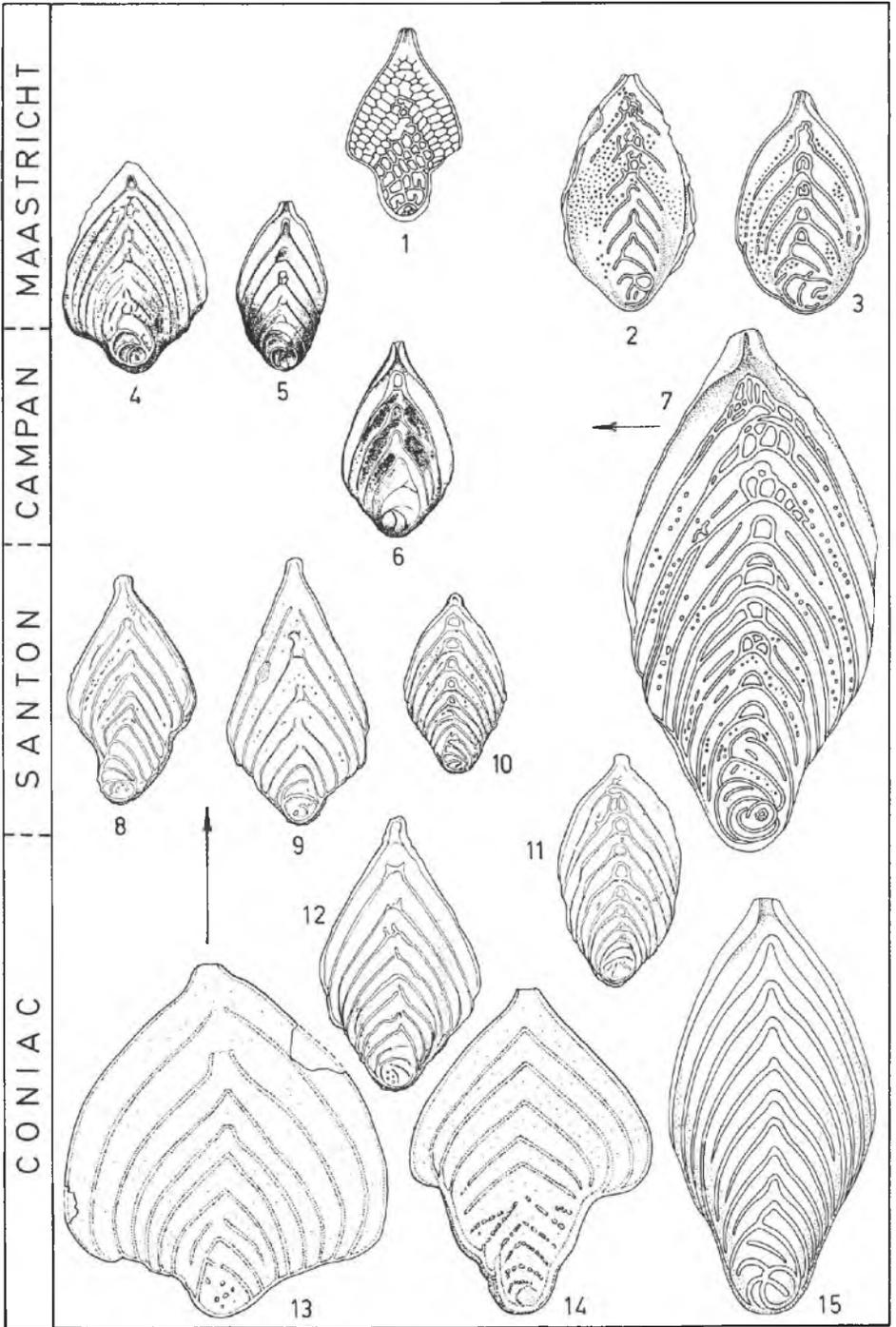
Da für die Gliederung der Schichtfolgen der Gosaubecken wesentlich, wird hier zunächst die Zonengliederung der Gosau mit Hilfe von Foraminiferen, besonders von Globotruncanen erläutert (Abb. 231–234).

Das Coniac kann man am besten durch *Globotruncana schneegansi* SIGAL, dem Zonenleitfossil dieser Stufe, charakterisieren, obgleich diese Art entgegen H. BOLLI (1966, Tab. 1) nicht ausschließlich auf das Coniac beschränkt ist, sondern noch weit ins Turon hinabsteigt (M. STURM, 1969, S. 109 f.; J. POSTUMA, 1971, Tab. S. 105 etc.). Während diese einkielige *Globotruncana*-Art an der Untergrenze des Santon ausstirbt, reichen etliche andere, zu Beginn des Coniac einsetzende Globotruncanen weiter empor, so *G. sigali* REICHEL, *G. renzi* GANDOLFI und *G. angusticarinata* GANDOLFI. Aber auch unter den benthonischen Foraminiferen finden sich Leitformen für das Coniac, so vor allem die ausschließlich aus kalkalpinem Oberconiac bekannte Art *Neoflabellina laterecompressa* TOLLMANN.

Besser als das Coniac allein läßt sich der Zeitraum Coniac-Santon mikropaläontologisch als Einheit erfassen: Das Massenaufreten von zweikieligen schachtelförmigen Globotruncanen vom Typus *Globotruncana lapparenti* BOLLI geben der Globotruncanen-Fauna dieser beiden Stufen in der Gosau das Gepräge (U. WILLE-J., 1966, S. 152), wenn diese Art auch noch untergeordnet bis Ende des Campan anhält. An bezeichnenden benthonischen Foraminiferen, namentlich der Zeitspanne Oberconiac bis tieferes Santon, sind folgende Arten hervorzuheben: *Neoflabellina suturalis* (CUSH-

Abb. 232: Charakteristische und häufige Sandschaler der Gosau-Kreide. Die stratigraphische Reichweite der meisten Arten erstreckt sich über einen großen Teil des Senon, etliche Formen setzen schon in der Unterkreide oder der tieferen Oberkreide ein, wenige steigen bis in das Dan empor. Nach A. TOLLMANN (1960 c, Taf. 6–10 p. p.): Coniac der Gosau von Weißenbach bei Aussee; Fig. 3 nach J. ZIEGLER (1959, Taf. 6, Fig. 8 b): Inoceramenmergel des Untermaastricht von Grünbach am Schneeberg. Vergrößerung aller Figuren im Sinne des unten beigefügten Maßstabes mit Ausnahme von Fig. 3 (mit eigener Größenangabe). — Fig. 1: *Ammobaculites subcretaceus* CUSHMAN & WATERS; Fig. 2: *Lituola irregularis* (ROEMER); Fig. 3: *L. grandis* (REUSS); Fig. 4: *Triplasia murchisoni* REUSS; Fig. 5: *Spiroplectammina praelonga* (REUSS); Fig. 6: *Verneuilina münsteri* REUSS; Fig. 7: *Tritaxia tricarinata* (REUSS); Fig. 8: *Gaudryina pyramidata* CUSHMAN; Fig. 9: *G. rugosa* d'ORB.; Fig. 10: *Dorothia conulus* (REUSS); Fig. 11: *D. pupoides* (d'ORB.); Fig. 12: *Marssonella oxycona* (REUSS); Fig. 13: *Textulariella humilis* TOLLMANN.



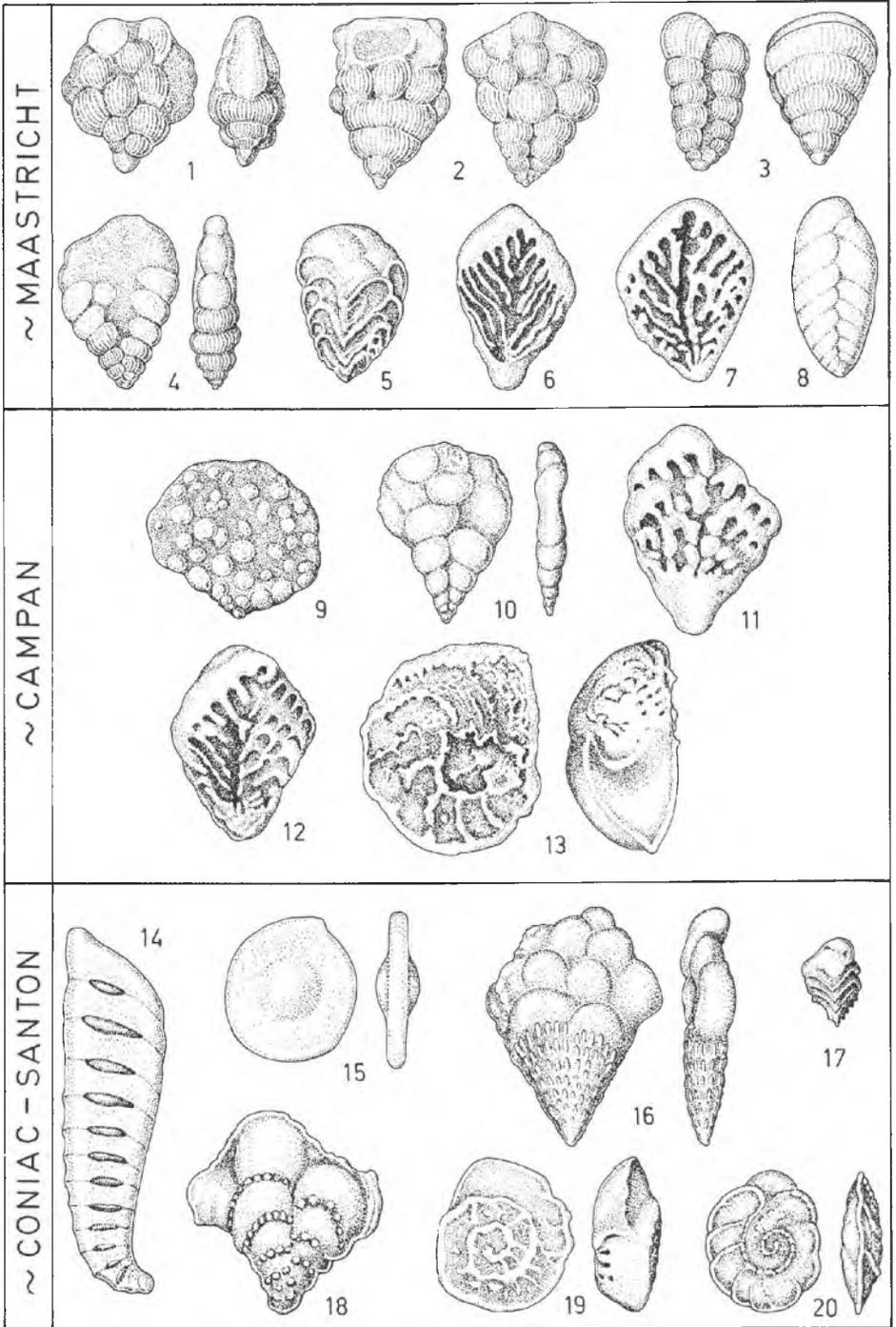


MANN), *N. praeugosa* HILTERMANN, *Spiroplectinata westfalica* OLBERTZ, auch *Stensiöina praeexsculpta* (KELLER) und *Vaginulina gosae* (REUSS), welche beide allerdings trotz ihres Schwerpunktes in diesem Zeitraum diese Spanne gegen unten und oben hin überschreiten.

Als Zonenleitform für Santon ist *Globotruncana concavata* (BROTZEN) gewählt worden, da sie mit Ende dieser Stufe ausstirbt, allerdings bereits im Coniac ansetzt. Unter den benthonischen, auf das Santon beschränkten Arten, seien *Sigalia deflaensis* (SIGAL) und *Vidalina hispanica* SCHLUMBERGER erwähnt. Ferner ist auf das Maximum der Entfaltung von *Stensiöina exsculpta* (REUSS) und *Reussella szajnochae praecursor* KLASZ & KNIP. in dieser Stufe hinzuweisen.

Die Campan-Basis läßt sich hingegen durch das erstmalige Erscheinen einkieliger Globotruncanen der Stuarti-Gruppe gut erfassen: *Globotruncana elevata elevata* (BROTZEN) setzt neu ein, ebenso *G. elevata stuartiformis* DALBIEZ (H. KOLLMANN, 1964, S. 94; M. STURM, 1969, Tab. 2; J. POSTUMA, 1971, Tab. S. 105), so daß für das Unter-campan vielfach der Name *G. elevata*-Zone verwendet wird. Im gesamten Faunenbild des Campan aber herrschen die zweikieligen *Globotruncana*-Arten vor. Die Basis des Obercampan kann durch das Neuauftreten von *Globotruncana ventricosa* WHITE und von der dorsal charakteristisch gewölbten zweikieligen Art *G. arca* (CUSHMAN) erfaßt werden, zugleich endet mit dem tieferen Campan *G. coronata* BOLLI-H. KOLLMANN (1964, S. 95). Der Hauptteil des Obercampan, tieferer Abschnitt, kann demnach der nach

Abb. 233: Einige häufige Neoflabellinen aus dem alpinen Senon. Abbildungen nach den Arbeiten von J. E. v. HINTE, 1963 (Krappfeld-Gosau), W. OHMERT, 1969 (Helvetikum), A. TOLLMANN, 1960 c (Gosau des Ausseer Weißenbachtals) und nach dem Material aus der Gamser Gosau in der Steiermark und dem Senon der Waschbergzone, Nd.-Öst. Maßstab etwas variabel. — Fig. 1: *Neoflabellina reticulata* (REUSS), Jugendform, Maastricht von Michelstetten, Waschbergzone; Fig. 2: *N. efferata* (WEDEKIND), Untermaastricht der Gamser Gosau; Fig. 3: *N. numismalis* (WEDEK.), Untermaastricht der Gamser Gosau; Fig. 4: *N. rugosa leptodisca* (WEDEK.) aus dem Obercampan-Untermaastricht des Krappfeldes (v. HINTE, Taf. 13, Fig. 3); Fig. 5: *N. rugosa caesata* (WEDEK.), gleiche Fundschicht (v. HINTE, Taf. 13, Fig. 1); Fig. 6: *N. rugosa sphenoidalis* (WEDEK.), Campan des Krappfeldes (v. HINTE, Taf. 13, Fig. 2); Fig. 7: *Neoflabellina hanzlikovae* E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN n. sp. aus dem obersten Campan des Gamser Gosaubeckens, im Graben N Kote 686 SW Hüttstein. Diese bei E. HANZLIKOVA, 1970, Taf. 17, Fig. 2, bereits aus dem Campan der Slowakei dargestellte, dort als *N. leptodisca* (WEDEK.) bezeichnete Form ist eine neue Art der Gattung *Neoflabellina* mit folgenden Besonderheiten: Ovale, gegen die Mündung zugespitzte Form mit größter Breite in mittlerer Region oder nahe darunter bzw. darüber; Gehäuse nicht vollkommen abgeflacht, sondern leicht gewölbt; deutliche Spira im Anfangsteil; unter den reitenden Kammern tragen nur wenige erste Kammern einfache Kappen; sehr bald werden die Kappen mehrfach unterteilt, die Suturen verdoppeln sich in einem ziemlich frühen Stadium — häufig unterbrochen — im oberen Kammernabschnitt und zeigen bei den jüngsten Kammern eine gitterartige Auflösung. Zwischen den Suturen ist eine gröbere Granulation bemerkbar. Höhe des Holotypus 2,1 mm; Fig. 8: *N. suturalis rostrata* (WEDEK.) aus dem Mittel- bis Obersanton des Helvetikums (OHMERT, Fig. 88); Fig. 9: *N. suturalis praecursor* (WEDEK.) aus dem Untersanton (OHMERT, Fig. 23); Fig. 10: *N. interpunctata* (v. d. MARCK) aus dem Untersanton des Helvetikums (OHMERT, Fig. 74 — non *N. pilleifera*!); Fig. 11: *N. gibbera pilleifera* OHMERT aus dem Grenzbereich Coniac/Santon des Helvetikums (OHMERT, Fig. 62); Fig. 12: *N. gibbera gibbera* (WEDEK.) aus dem Oberconiac des Helvetikums (OHMERT, Fig. 44); Fig. 13: *N. suturalis suturalis* (CUSHMAN) aus dem Oberconiac der Weißenbach-Gosau (TOLLMANN, Taf. 16, Fig. 3); Fig. 14: *N. laterecompressa* TOLLM. von ebenda (TOLLMANN, Taf. 17, Fig. 1); Fig. 15: *N. baudouiniana* (d'ORB.) aus der Gamser Gosau, umgelagert.



dem Einsetzen dieser Art bezeichneten *G. ventricosa*-Zone zugeordnet werden (M. STURM, 1969, S. 113). Im höheren Teil des Obercampan erscheinen erstmalig bereits *G. rosetta rosetta* (CARSEY) und *G. stuarti* (LAPP.) – H. KOLLMANN, 1964, S. 99 (die ja aus dem Becken von Gosau selbst erst als bezeichnende Maastricht-Arten angegeben worden waren – U. WILLE-J., 1966, S. 150 f.). Im obersten Obercampan schließlich tritt die so kurzlebige, an der Maastrichtgrenze aussterbende Art *G. calcarata* (CUSHMAN) auf, ebenfalls als Zonenfossil verwendet.

Die Maastricht-Untergrenze tritt durch das Einsetzen von *G. contusa* (CUSHMAN), *G. gansseri* BOLLI, *G. falsostuarti* SIGAL, *G. gagnebini* TILEV, durch *Pseudotextularia varians* RZEHAK, *Gublerina cuvillieri* KIKOINE, ferner der benthonischen Arten *Bolivinooides draco draco* (MARSSON), *Neoflabellina rugosa* (d'ORB.) und *Bolivina incrassata* REUSS klar in Erscheinung. Im Maastricht dominieren die einkieligen *Globotruncana*-Arten. Die meisten Vertreter der *G. lapparenti*-Gruppe sterben im tiefen Maastricht aus. Als Zonen-Indexfossilien wurden *G. contusa* (CUSHMAN) für Untermaastricht und *G. mayaroensis* BOLLI für Obermaastricht verwendet. Für das Obermaastricht ist neben einer Reihe von *Rugoglobigerina*-Arten ferner z. B. *Pseudotextularia aceruvinoides* (EGGER) bezeichnend.

Die Plankton-Gliederung des Alttertiärs, das häufig die Serien der Gosaubecken fortsetzt, ist auf Abb. 235 zusammengestellt.

Die Faziesgliederung, die O. KÜHN (1947, S. 192 f.) nach dem Alter der Hippuritenriffe, nach verschiedenem Alter der Basistransgression, nach inneren Regressionen und auch bestimmten lithofaziellen Merkmalen vornahm, indem er eine Salzach-, Traun-, Enns- und Piesting-Ausbildung unterschied, wird heute auf Grund der Altersrevision etlicher wesentlicher Hippuritenniveaus, der modifizierten Erkenntnis über die Verbreitung der Regressionsphasen etc. nicht mehr angewendet. Es erscheint günstiger, die regionalen Besonderheiten der Gosauausbildung durch die konkrete Typisierung der einzelnen Hauptgosaubecken zu geben, was im folgenden geschieht.

Abb. 234: Stratigraphisch wertvolle kalkschalige Kleinforaminiferen aus der Gosau, abgesehen von Globotruncanen und Neoflabellinen. Die Figuren sind in das Feld ihres Verbreitungsschwerpunktes eingezeichnet, reichen aber vielfach darüber hinaus. Abbildungen nach Arbeiten aus der Gosau und dem Helvetikum der Ostalpen, u. zw. nach J. v. HUNTE, 1963, Taf. 13—14; I. DE KLASZ, 1953 a—b, Taf. 4, 8; 1954 (Geol. Bav., 26), Tab. 1; I. DE KLASZ & KNIPSCHER, 1954, Tab. S. 605; A. PAPP, 1955 (Sber. Ak. Wiss. Wien, 164), Abb. 3, S. 326; A. TOLLMANN, 1960 c, Taf. 12; C. WICHER & F. BETTENSTAEDT, 1956, Abb. 3, S. 31; U. WILLE-J., 1966, Taf. 8. — Fig. 1: *Pseudotextularia aceruvinoides* (EGGER); Fig. 2: *P. varians* RZEHAK; Fig. 3: *P. elegans* (RZEHAK); Fig. 4: *Gublerina cuvillieri* KIKOINE; Fig. 5: *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI); Fig. 6: *Bolivinooides decorata gigantea* HILTERMANN & KOCH; Fig. 7: *B. draco draco* (MARSSON); Fig. 8: *Bolivina incrassata gigantea* WICHER; Fig. 9: *Ventilabrella eggeri* CUSHMAN; Fig. 10: *Gublerina acuta* DE KLASZ; Fig. 11: *Bolivinooides decorata decorata* (JONES); Fig. 12: *B. draco miliari* HILTERMANN & KOCH; Fig. 13: *Stensiöina pommerana* BROTZEN; Fig. 14: *Vaginulina gosae* (REUSS); Fig. 15: *Vidalina hispanica* SCHLUMBERGER; Fig. 16: *Ventilabrella decoratissima* DE KLASZ; Fig. 17: *Reussella szajnochae praecursor* DE KLASZ & KNIPSCHER; Fig. 18: *Sigalia deflaensis* (SIGAL); Fig. 19: *Stensiöina exsculpta* (REUSS); Fig. 20: *S. exsculpta gracilis* BROTZEN.

		PLANKTON-FORAMINIFEREN-ZONEN Bolli et al. 1974 etc.		STRATOTYPEN DER STUFEN Martini 1971	STUFEN Berggren	1972 MILL. JAHRE
OLIGOZÄN	OBER -	Globigerina cipericensis - Zone				22,5
	MITTEL -	G. opima - Zone		CHATT	CHATT	26
	UNTER -	G. ampliapertura - Z.		RUPEL	RUPEL	30
		G. sellii - Z. / Ps. barbadoensis - Z.				32
		G. tapuriensis - Z. / G. gortanii - Z.		LATT	LAT = TORF	38
EOZÄN	OBER -	Cribrohantkenina inflata - Z.	Glt. cerroazu = lensis - Z. / Globorotalia cocaensis - Z.	PRIABON	BARTON(PRIABON)	41
		Globigerapsis mexicana - Z.	Globigerapsis semiinvoluta - Z.			45
	MITTEL -	Truncorotaloides rohri - Z.				45
		Orbulinoides beckmanni - Z.				
		Globorotalia lehneri - Z.				
		Globigerapsis kugleri - Z.			BIARRITZ	48
		Hantkenina aragonensis - Z.				
	UNTER -	Glt. palmerae - Z.		ILERD YPRES LUTET		49
		Glt. aragonensis - Z.			CUIS	52
		Glt. formosa - Z.				
	Glt. subbotinae - Z. / Glt. rex - Z.			YPRES	53,5	
PALEOZÄN	OBER -	Glt. velascoensis - Z.		ILERD YPRES LUTET	THANET	56
		Glt. pseudomenardii - Z.				58
	MITTEL -	Glt. pusilla pusilla - Z.				60
		Glt. angulata - Z.				
		Glt. uncinata - Z.		MONT		
		Glt. trinidadensis - Z.				
		G. triloculinoides - Z.				
UNTER -	Glt. pseudobulloides - Z.			DAN	61,5	
	G. eugubina - Z.			DAN	65	

2. Regionale Gliederung der Gosau

a) Die Gosau vom Hohen Licht

Die Gosau vom Hohen Licht in der Hochalpmulde der Allgäuer Hauptkammschuppe der Lechtaldecke, 5 km NW Holzgau in Tirol, stellt das westlichste Gosaubecken der Kalkalpen dar. Sie ist von C. HANIEL (1908, S. 362) entdeckt und zuletzt durch B. HÜCKEL et al. (1960, S. 96 f.) beschrieben worden. Ihre etwa 80 m mächtige Folge baut einen einfachen Zyklus vom groben Basiskonglomerat über Sandkalke zu Tonmergeln des Obersanton bis Untercampan auf.

b) Die Muttekopf-Gosau

Die Muttekopf-Gosau, WNW von Imst in Tirol im Bereich der Inntaldecke erhalten, stellt die höchst gelegene, gut aufgeschlossene Gosau der Kalkalpen dar (Muttekopf, 2777 m). Sie ist berühmt durch den in ihr eingesedimentierten und eingegleiteten Riesenblockschutt mit Blöcken bis zu 200 000 m³ Inhalt. Sie wird aus einer insgesamt 670 m mächtigen, gefalteten Serie gebildet, die durch die Rotkopf-Diskordanz in eine basale, kalkfreie, ausschließlich grob- bis feinklastische, pyrit- und limonithältige Serie und in einen hangenden Komplex mit klastischen und biogenen Kalkanteilen gegliedert wird, wobei nur in dieser höheren Serie exotische Gerölle auftreten (H. WOPFNER, 1954, S. 11, 28 ff. und Prof.-Taf. bei S. 44).

Der untere Komplex, der flächenmäßig den Hauptteil des Vorkommens einnimmt (l. c., Abb. bei S. 72), setzt mit Basalbrekzien ein und besteht in der Hauptmasse aus Peliten und Sandsteinen sowie Konglomerat- bzw. Brekzienlagen. Rhythmite zwischen Tonschiefer und Sandstein im Millimeter- bis Zentimeter-Bereich sind im tieferen Teil nicht selten, kreuzgeschichtete Sande treten auf. Der berühmte Riesenblock-Psephithorizont erscheint nur in einem Niveau, und zwar in der Mitte des unteren Sedimentkomplexes am Nord- und Südrand im Mittelabschnitt der Muttekopfgosau-mulde (l. c., Abb. bei S. 72), gegen das Muldeninnere zu auskeilend. Er enthält bis hausgroße Blöcke, deren Transport durch Eingleitung erklärt werden kann. Der naturgemäß außerordentlich fossilarme untere Komplex wurde durch *Inoceramus undulatoaplicatus* ROEMER? belegt (O. AMPFERER, 1912, S. 292; H. WOPFNER, 1954, S. 78) – eine Art, die nach O. SEITZ (1959, S. 121) weltweit im tieferen Santon verbreitet ist.

Der obere Komplex, der nur auf einen kleinen Fleck mit unter 1 km Durchmesser nordöstlich des Rotkopfes beschränkt ist (H. WOPFNER, 1954, S. 38; Abb. bei S. 72), beginnt wiederum mit einer, hier 10 m bis 30 m mächtigen, grobsephitischen Ablagerung. Die Partie darüber ist noch reich an Brekzien- und Konglomeratlagen, leitet aber in die den oberen Komplex beherrschende Serie aus grünen bis graugrünen Peliten über, die in Abständen von etlichen Metern Bänke von Orbitoiden-Lithothamnien-Sandstein eingeschaltet enthalten. Diese Pelitfolge ist wiederholt mit den Nierentaler Schichten der östlichen Gosaubecken verglichen worden. Auf Grund der Lepidorbitoiden und

Abb. 235: Die Zonengliederung des Paläogens nach planktonischen Foraminiferen unter Berücksichtigung der Gliederung von H. BOLLI (1957, 1966, 1974), W. BLOW (1969), W. BERGGREN (1971, 1972), J. POSTUMA (1972) etc.

Kleinforaminiferen ist ein Alter von Maastricht und vielleicht Dan anzunehmen (R. OBERHAUSER, 1963, S. 26 f.).

Die altersmäßig noch nicht näher erfaßte, ebenfalls vormaastrichte R o t k o p f - D i s k o r d a n z wird am ehesten mit der intragosauischen Hauptphase, der Ressenphase, in Zusammenhang stehen (A. TOLLMANN, 1966 b, S. 84), die ins tiefe Obercampan zu liegen kommt.

Vermerkt sei ferner, daß Obermaastricht mit Großforaminiferen, wohl aus dieser Region stammend, in Form von Geröllen in der Molasse des Allgäu entdeckt worden ist (H. HAGN, 1971).

c) Die Brandenberger Gosau

Die Gosau von Brandenburg, nördlich von Rattenberg in Tirol, fast 100 km weit vom Muttekopfbecken ostwärts gelegen, stellt – abgesehen von lokalen Vorkommen wie etwa jenes der Pltzechalm auf der Ostseite des Sonnwendgebirges mit reicher Makrofauna (M. SCHLOSSER, 1895, S. 356 f.) – nach der Muttekopfgosau erst das nächste, zum Unterschied von dieser sehr fossilreiche Gosauvorkommen dar, das im Norden (Zöttbach) und Osten von kleineren Gosauresten begleitet wird.

B a s a l lagert diskordant über dem Hauptdolomit aufsetzend meist 3 m mächtiger Bauxit, gefolgt von einer 25 m mächtigen kohlenführenden Serie mit Actaeonellen und Nerineenbänken (O. SCHULZ, 1960, S. 347). Das Oberconiac wird als Zeitraum des Einsatzes des hochmarinen Milieus angegeben (D. HERM et al., 1973, S. 36). Oberconiac und Untersanton bestehen aus Konglomeraten, Kalksandsteinen und Mergeln. Das untersantonische Alter des höheren Teiles dieser Serie wird durch eine reiche Fauna im Kalksandstein erwiesen, der beiderseits der Brandenberger Ache (H. KATSCHTALER, zitiert bei O. SCHULZ, 1962, S. 8 ff.) *Nowakites draschei* (REDTENB.), *Eupachydiscus isculensis* (REDTENB.), *Parapuzosia* cf. *daubrèei* GROSS. etc. geliefert hat. Auch die noch zum Untersanton gehörigen grauen Mergel im Hangenden haben eine reiche Ammonitenfauna mit *Texanites texanum* (ROEMER) enthalten (l. c.). Neuerdings wurde dieser Schichtkomplex durch weitere Makrofossilien wie *Inoceramus undulatoPLICATUS* ROEMER, *Cossmaticeras düreri* (REDTENB.) etc. (R. OBERHAUSER, 1963, S. 27) und eine Foraminiferenfauna mit *Globotrucana concavata carinata* DALBIEZ, *Sigalia deflaensis* SIGAL und andere charakteristische Santon-Arten belegt (D. HERM, 1962, S. 45; P. FISCHER, 1964, S. 139 ff.). Ob das Auftreten von *Aragonia* sp. genügt, einen Campan-Anteil am Mühlbachgraben des Hauptbeckens wahrscheinlich zu machen, wird verschieden beurteilt (R. OBERHAUSER, 1963, S. 29; P. FISCHER, 1964, S. 142).

Die zweite Transgression im Obersanton (Wende Santon/Campan nach D. HERM et al., 1973, S. 36) verursachte eine Beckenerweiterung und die Bildung eines neuen Basalbrekzien- und Konglomerat-Horizontes. Noch ins Obersanton, das über dem Basalkonglomerat durch eine sandig-mergelige Folge vertreten wird, fällt die Bildung des 3,5 m mächtigen alpinen Haupt-Hippuritenriffes NE Brandenburg im Atzelgraben und bei der 10 km weiter ENE gelegenen Kegelalm, an dessen Aufbau *Hippurites tirolicus* DOUV., *H. boehmi* DOUV. etc. beteiligt sind. Seitlich geht es in eine Hippuriten-Korallenfazies über (O. SCHULZ, 1962, S. 23 ff.). Das Untercampan stellt eine Regressionsphase dar: Brackische, gastropodenführende, verschiedenartige klastische Sedimente

sowie Kohlenflöze charakterisieren diesen Abschnitt, der besonders in der nördlichen Gosaumulde an der Weißach, 7 km N Brandenburg, gut entwickelt ist. V. SCHENK (1972) hat dieser ja weithin in den Gosaubecken bekannten niveaugebundenen Regressionsphase eine eigene Studie gewidmet, die Art der Oszillation, der Zyklotemen, beschrieben und hat auch die ökologischen Verhältnisse und den tropischen Temperaturcharakter (22 Grad Celsius als Klimaoptimum der Oberkreide im Mittelsanton) analysiert. Mit dem Unter-campan schließt die Gosau im Brandenberger Raum. Es folgt eine mächtige, wahrscheinlich terrestrische Decke aus Hauptdolomitschutt. Aus den Faunenelementen des Ober-anton bis Unter-campan erfuhren die Nerineen - *Nerinea nobilis* (MÜNSTER) und *N. buchi* (KEFERST.) - durch L. TIEDT (1958, S. 510), die Actaeonellen durch H. KOLLMANN (1967) eine Neubearbeitung. Letztgenannte Gruppe ist durch *Trochactaeon lamarckii* (Sow.), *T. giganteus* (Sow.), *T. obtusus* (ZEKELI) etc. vertreten.

d) Die Unterinntal-Gosau

Die Unterinntal-Gosau liegt heute nur mehr in kleinere Teilbecken zersplittert an der Süd-(Südwest-) und Nordseite des Kaisergebirges zwischen Kirchbichel-Kiefersfelden-Oberaudorf-Kössen-Reith im Winkel vor. Die Gosauserie südlich des Kaisergebirges zeigt nach älteren Angaben einen unteren Zyklus mit Lokalbrekzien und darüber Sandsteinen mit exotischen Geröllen und eine obere Sedimentfolge mit neuerlich Brekzien, Mergeln mit Sandsteinlagen und roten bis grauen Zementmergeln (O. AMPFERER, 1922, S. 111; 1933, S. 28 ff.). Zementmergel treten in den sonst ähnlichen Schichtfolgen im Norden bzw. im NE des Gebirgsstockes zurück. Altersmäßig ist das Oberconiac in der Breitenau W Kiefersfelden in Form von Konglomeratlagen durch eine reiche Molluskenfauna mit acht Ammoniten-Arten, darunter *Gaudryiceras mite* (HAUER), *Scaphites lamberti* GROSS., *Mortonoceras zeilleri* GROSS. etc. eingestuft (M. SCHLOSSER, 1910, S. 531 ff.; R. BRINKMANN, 1935 a, S. 2). Untersantonies Alter weist die durch ihre Makrofauna berühmte Zementmergelserie von Eiberg auf, in welcher unter den Ammoniten *Texanites texanus* (ROEMER), *Turrilites plicatus* d'ORB., *Puzosia mengedensis* SCHLÜTER etc. charakteristisch sind (M. SCHLOSSER, 1910, S. 542; R. BRINKMANN, 1935 a, S. 2, 8). Pelagische Santon-Foraminiferen erwähnte daraus D. HERM (1962, S. 45). Als Santon bis Campan rangieren die lokal fossilreichen Actaeonellensande (M. SCHLOSSER, 1910, S. 534; W. WILMERS, 1962, S. 441). Das Obercampan ist im Eiberger Gebiet weiterhin vollmarin entwickelt. Durch starke Bodenbewegungen kam es hier zur Ausbildung großer submariner synsedimentärer Rutschungen. Im Kössener Gebiet tritt in dieser Zeit Wildfisch auf, im obersten Campan wird hier Fisch abgelagert, das Becken sinkt bis unter die Kompensationstiefe ab, wie die Kalkauflösung anzeigt (D. HERM et al., 1973, S. 36). Maastricht bis Palcozän wird im Kiefersfelder Becken in den roten und braunen Peliten der Nierentaler Schichten vermutet (W. WILMERS, 1962, S. 441; vgl. H. HAGN, 1967, S. 276). Das in analoger Form vorliegende bunte Tiefpalcozän (Danomont) bei Sebi östlich von Kufstein zeigt Foraminiferen der *Globigerina daubjergensis-G. compressa*-Zone und der *Globorotalia uncinata*-Zone (H. HAGN, 1961, S. 165; 1967, S. 276). Als jüngstes Glied, das noch zu diesem vorobereozänen Gosau-Alttertiär-Zyklus hinzuzurechnen ist, sind zufolge ihrer Makrofauna die im Jennbachgebiet bei Sebi isoliert auftretenden grauen Mergel und Mergelkalke des höheren Unter- bis tieferen Mittel-ozäns anzuführen (H. HAGN, 1967, S. 276).

e) Das Salzburg-Reichenhaller Gosaubecken

Position: Die kretazisch-alttertiäre Füllung dieses Beckens über kalkalpinem Untergrund stößt im Norden tektonisch an die Flyschzone an. Große Teile des Beckens sind durch Quartär verhüllt, die Gosau-Beckenfüllung läßt sich im Reichenhaller Gebiet auf der Südseite des Hochstaufens, in der Kugelbachfurche, im Lattengebirge beobachten und läßt sich im Untersberggebiet vom Nierental der Westseite über den Nordhang und Nordfuß des Bergstockes (Kühlgraben, Fürstenbrunn) und die aus dem Salzburger Becken ragenden Hügel von Glanegg, Morzg usw. zum Gaisberg östlich von Salzburg verfolgen. Die Gosauentwicklung dieses Beckens läßt drei Zyklen erkennen (Abb. 236).

Der unterste Zyklus setzt mit der Transgression des Coniac ein, hier durch den Hauptanteil der Glanegger Schichten mit der Lokalität Glanegg 6 km SSW Salzburg bezeichnet, repräsentiert. Die Basaltransgression kann mit einem sehr mächtigen Basalkonglomerat einsetzen (400 m am Gaisberg - W. DEL-NEGRO, 1970, S. 17), sie kann in Form von geringmächtigem Quarzsandstein mit kristallinen Komponenten

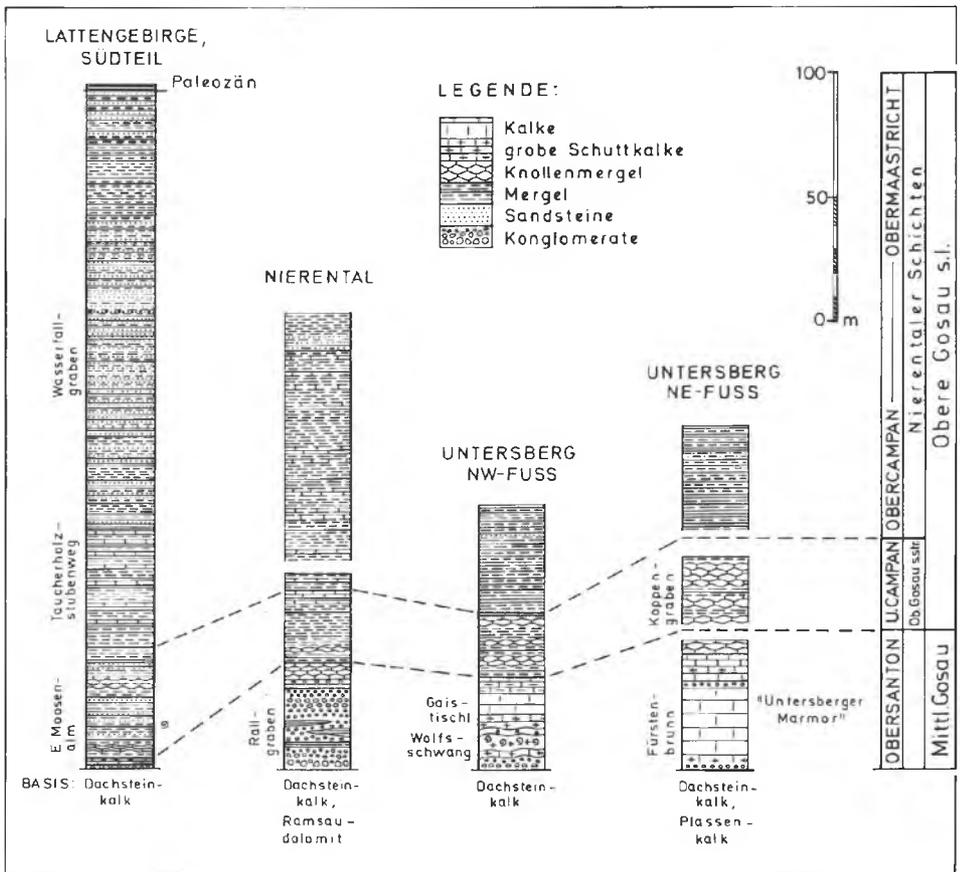


Abb. 236: Die Gosau des Beckens von Reichenhall nach D. HERM, 1962 a, S. 335.

vorliegen, wie im Bereich der Berchtesgadener Decke (D. HERM, 1962 b, S. 12), sie kann aber auch durch eine direkte Auflagerung von feinkörnigem Sandstein oder auch Mergeln über dem Dachsteinkalk in Erscheinung treten wie bei Glanegg selbst (D. HERM, 1962 a, S. 322). Das Unterconiac ist durch den Glanegger Mergelkalk mit einer reichen Ammonitenfauna von Glanegg mit *Gaudryiceras glaneggense* (REDTENB.), *Gauthiericeras margae* SCHLÜTER, *Mortoniceras serratomarginatum* (REDTENB.) etc. belegt (R. BRINKMANN, 1935, S. 2 f., 7; D. HERM, 1962 a, S. 322). Die Glanegger Mergel enthalten eine Foraminiferenfauna mit *Neoflabellina suturalis* (CUSHMAN), *Marginulina gosae* (REUSS), *Globotruncana concavata carinata* DALBIEZ, *Stensiöina exsculptata* (REUSS) etc., so daß Oberconiac bis Untersanton belegt wird (D. HERM, 1962 a, S. 322 f.; R. OBERHAUSER, 1963, S. 33). Sie sind nicht nur von Glanegg, sondern auch vom Morzger Hügel, vom Gaisberg und anderen Abschnitten fossilführend bekannt.

Der zweite Zyklus setzt im Salzburg-Reichenhaller Becken nach einer Zeit stärkerer lateritischer Verwitterung und Bauxitbildung mit dem Obersanton-Konglomerat ein, das z. B. auf der Südseite des Hochstaufen bis 100 m Mächtigkeit erreicht, am Untersberg lokal noch 40 m dick wird, andernorts aber, wie etwa im Lattengebirge, nur durch eine 0,1 m bis 1 m mächtige Basalbrekzie und Schuttkalke im Hangenden repräsentiert werden kann (D. HERM, 1962 b, S. 12 f.). Es greift an all den bekannten Punkten stets auf ältere kalkalpine Serien über. Eine direkte Auflagerung auf der älteren Gosau des ersten Zyklus ist noch nicht bekannt. Das kennzeichnendste Gestein dieses mittleren Zyklus bildet aber ein Riffschuttkalk und Riffkalk, als **Untersberger Marmor** bezeichnet, der altersmäßig ins Obersanton zu stellen ist und am Nordrand des Untersberges bei Fürstenbrunn rund 40 m Mächtigkeit aufweist. Eine eingehende Beschreibung der Geologie der Steinbruchgruppe im Untersberger Marmor am Nordfuß des Untersberges gab A. KIESLINGER (1964, S. 262 ff. und Beil.-Taf.). Die Hippuritenriffe dieses Komplexes, z. B. bei Wolfschwang am Untersberg-Nordfuß, im Lattengebirge (F. KLINGHARDT, 1939; 1944) mit *Hippurites atheniensis* KTENAS gehören nach D. HERM (1962 a, S. 328) dem Obersanton an (O. KÜHN, 1965, S. 252, hatte campanes Alter angenommen). Nach D. LUPU (1973, S. 51) liegt die Grenze Santon/Campan im Krönnerriff des Lattengebirges auf Grund der von ihr beschriebenen Rudistenfauna mit vier Arten von *Radiolites*, je einer Art von *Neoradiolarites* und *Biradiolarites*, zwei Arten von *Lapeirousia* und zehn Formen von *Hippurites* innerhalb des Riffbereiches. Der mittlere Sedimentationszyklus umfaßt neben diesen Kalken des Riffkomplexes Inoceramenmergel, Sandsteine etc. des höheren Santon bis unteren Campan. Unter den seltenen Faunenelementen ist jüngst ein Brachiopode, *Erymnia rauschi* H. HAGN et al. (1968) aus dem Obersanton neu beschrieben worden.

Ab Untercampan tritt, von lokalen schwachen Sedimentationsunterbrechungen abgesehen, nun statt der karbonatreichen Serie als **dritte Sedimentationseinheit** eine tonig-mergelig-sandige Folge mit reicher pelagischer Mikrofauna auf. D. HERM (1962 b, S. 29) hat darin basal noch Untercampan mit typischen Knollenmergeln (seine Zone A) erfaßt, der Hauptteil der mergeligen Folge kann nach den ab unterem Obercampan einsetzenden roten Farbtönen bei Zurücktreten des Sandgehaltes als Nierentaler Schichten bezeichnet werden, die an der Typlokalität im Nierental auf der Westseite des Untersberges demnach eine stratigraphische Reichweite vom basalen Obercampan bis zum Ende des Maastricht aufweisen (B. PLÖCHINGER & R. OBERHAUSER,

1957, S. 72 ff.; Zone B-F bei D. HERM, 1962 b, S. 29 ff., S. 47). Obercampan ist in mikrofaunistischer Hinsicht hier durch das Einsetzen von cinkieligen Globotruncanen, z. B. *G. stuarti* (LAPP.) gesichert, in seinem Oberteil durch *G. calcarata* CUSHMAN; das Maastricht wird bis zu seiner Obergrenze innerhalb der Nierentaler Schichten in ihrer besterhaltenen, insgesamt rund 175 m mächtigen Folge im Lattengebirge durch eine Reihe von *Rugoglobigerina*-Arten belegt (D. HERM, 1962 a, S. 335; 1962 b, S. 31).

Die Sedimentation läuft im Salzburg-Reichenhaller Gosaubecken ohne Störung und ohne Schichtlücke konkordant über die Kreide-Tertiär-Grenze weiter, wie D. HERM (1962 a, S. 335) und A. v. HILLEBRANDT (1962 a, S. 340, 344; 1962 b, S. 13) gezeigt haben. In lithologischer Hinsicht setzt die paleozäne Serie die Nierentaler Schichten fort. Die Gesamtmächtigkeit des kalkalpinen Alttertiärs dieses Beckens beträgt über 1400 m, der Eozänanteil schwankt zwischen 250 m und 1200 m. Die Fazies des Paläogens zeigt im Westen durch Hervortreten von Kalksandsteinen, Lithothamnienkalken, Nummulitenschichten und Geröllagen seichteren, küstennäheren Charakter, während im Osten des Beckens Mergel und Sandsteine dominieren. Der paleozäne Anteil ist auf Grund des tektonisch allerdings sehr stark gestörten Profiles des Eitelgrabens 3 km E Gr. Gmain und jenes des Kühlgrabens SW Fürstenbrunn, beide am Untersberg-Nordfuß gelegen, von A. v. HILLEBRANDT (1962 a, S. 340 ff.; 1962 b, S. 147 ff.) mit Hilfe der planktonischen Foraminiferen in sieben Zonen, Zone A (Danien) mit *Globigerinoides daubjergensis* (BRONN.) bis Zone G (Ilerdien) mit *Globorotalia aequa simulatilis* (SCHWAGER) und reichlich Acarininen gegliedert worden. Diese Zonen-gliederung hat allerdings hinsichtlich des gegenseitigen Verhältnisses der Zone C und D noch eine Umstellung erfahren (H. KOLLMANN, 1963, S. 207; 1964 a, S. 112; A. v. HILLEBRANDT, 1965, S. 47 f. und Tab. 5).

Im Eozän-Anteil dieses Beckens konnte A. v. HILLEBRANDT (1962 a, S. 345 und Abb. 5) in dem am mächtigsten entwickelten Profil am Nordostfuß des Untersberges zwischen dem Kühlgraben und dem Wartberg im hier über 1200 m mächtigen Eozän eine zusammenhängende, überwiegend mergelige, nur untergeordnet sandsteinlagenhaltige Folge vom Untereozän (Cuis) bis ins untere Obereozän (Led bzw. Tiefpriabon) erfassen. Mittels der planktonischen Foraminiferen, der Globorotalien und Hantkeninen, ist die Aufgliederung in sechs Zonen möglich gewesen. Das Eozän liegt nach einer das oberste Paleozän (höheres Ilerd) und das untere Untereozän (unteres Cuis) umfassenden Schichtlücke mit einer Transgressionsbrekzienbank auf, die eine untereozäne Großforaminiferenfauna mit Arten von *Nummulites*, *Discocyclus*, *Asterocyclus*, *Alveolina* etc. führt (A. PAPP, 1959, S. 178). Die Eozäntransgression liegt sonst im Gesamttraum des Beckens höher, über einer entsprechend größeren Schichtlücke: So im Reichenhaller Gebiet im tieferen Mitteleozän (Lutet) mit Konglomeratlagen, auf der Westseite des Untersberges im höheren Mitteleozän (höheres Biarritz). Am Oberrand der Serie stellen sich im tieferen Obereozän, im Led, häufig Sandsteine ein, aus denen Nummulitenfaunen mit *Nummulites variolarius* LAM., *N. chavannesi* DE LA HARPE, *N. fabianii* (PREVER) etc. bestimmt wurden (A. PAPP, 1958, S. 254; A. v. HILLEBRANDT, 1962 a, S. 350). Bei der Beschreibung einer riesenwüchsigen sessilen sandschaligen Foraminifere, *Haddonia heissigi* HAGN (1968, S. 11) aus dem Obereozänkalk des Raumes Hallthurm 5 km ESE Bad Reichenhall, hat H. HAGN (1968, S. 40 ff.) zugleich eingehend das ökologische Milieu, das zur Zeit der Bildung dieses Obereozänkalkes geherrscht hat, analysiert.

f) Das Wolfgangsee-Gosaubecken

Lage: in der Längsrichtung des Wolfgangsees erstreckt sich vom Raum St. Gilgen im Westen über St. Wolfgang und den Abschnitt südlich von Strobl bis in den Raum von Bad Ischl ein vielfach verdeckter und unterbrochener Streifen von Gosausedimenten. Ein Südwestausläufer von Gosaresten leitet gleichsam als Verbindung über das Strobler Weißenbachtal und den Nordwestrand der Gamsfeldgruppe zu einem südlicheren Gosauzug, der das Becken von Gosau erfüllt. Während noch in älteren Darstellungen bis herauf zu W. LEISCHNER (1961, Taf. 1) der Gosau dieses Raumes zu große Bedeutung zugeschrieben worden ist, wurde durch B. PLÖCHINGER (1961, S. 65 f.; 1964, Taf. 1; 1973, Taf. 1) durch Entdeckung einer Anzahl von Fenstern mit Flysch und helvetischer Buntmergelserie südlich des Wolfgangsees eine klare Trennung von Gosau und jenen gleichaltrigen, aber andersartig ausgebildeten Sedimenten vorgenommen.

Die Schichtfolge des Ischl-Wolfgangsee-Beckens umfaßt folgende Schichtglieder: Ein durchschnittlich 200 m, lokal bis 500 m (?) mächtiges Gosagrundkonglomerat mit etliche m³ großen Komponenten am Fahrenberg SE Strobl mit wahrscheinlich tiefconiacischem Alter leitet die Serie ein. Die folgenden 90 m mächtigen grauen fossilreichen Mergel und Sandsteine des Fahrenberges sind paläontologisch als Coniac eingestuft (B. PLÖCHINGER, 1949, S. 15 f.). Die Mergel des Coniac des Wolfgangseebeckens führen vielfach reiche Mikro- und Makrofaunen: Die Mikrofaunen in den grauen, seltener auch roten Mergeln werden etwa im Bereich östlich des Strobler Weißenbachtals und westlich von Weißenbach durch *Globotruncana schneegansi* SIGAL gekennzeichnet (B. PLÖCHINGER, 1964, S. 25 f.; 1973, S. 39). In der Makrofauna sind Ammoniten nicht selten. So stufte bereits R. BRINKMANN (1935, S. 3 f.) die Fauna mit *Scaphites auritus* FRITSCH & SCHL., *Gauthiericeras margae* (SCHLÜTER) etc. vom Nussenseebach SW Ischl ins Unterconiac, zahlreiche Ammonitensuiten im Bereich des Strobler Weißenbaches mit *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER), *Tissotia ewaldi* (BUCH) etc. sprechen für Oberconiac (E. SPENGLER, 1912, S. 1060; R. BRINKMANN, 1935, S. 3; B. PLÖCHINGER, 1949, S. 17; 1955 b, S. 203 f.; 1964 a, S. 26; 1973, S. 38 f.).

In dem neuerdings revidierten Originalmaterial von REDTENBACH aus der Gosau von Strobl-Weißenbach scheinen nach R. REYMENT (1958, S. 38 ff.) außer den oben genannten Arten folgende für das Coniac bezeichnende Ammoniten auf: *Peroniceras czoernigi* (REDT.), *Gauthiericeras propoetidum* (REDT.), *G. bajuvaricum* (REDT.), *Protexanites eugnamtus* (REDT.), *Tissotioides haplophyllus* (REDT.) und *Barroisiceras haberfellneri paeon* (REDT.).

Bei St. Wolfgang weist eine Ammonitenfauna mit *Texanites texanus* (ROEMER) auf Untersanton (R. BRINKMANN, 1935, S. 3).

Die Hippuritenriffe SE von St. Wolfgang und SE vom Plombergstein N St. Gilgen mit *Hippurites oppeli* DOUVILLE gehören dem Coniac bis Santon an (B. PLÖCHINGER, 1973, S. 37 f.). Obersantonales Alter kommt den Hippuritenriffen mit *Hippurites gosaviensis* DOUVILLE S Weißenbach, Häuslwand und benachbarter Stellen am Strobler Weißenbachtalausgang und am Sparber zu (B. PLÖCHINGER, 1949, S. 16; 1964 a, S. 24). In der Mergelfazies ist höheres Campan-Maastricht im Moosbachgraben westlich von Weißenbach mit *Globotruncana stuarti* (LAPP.), *G. arca*

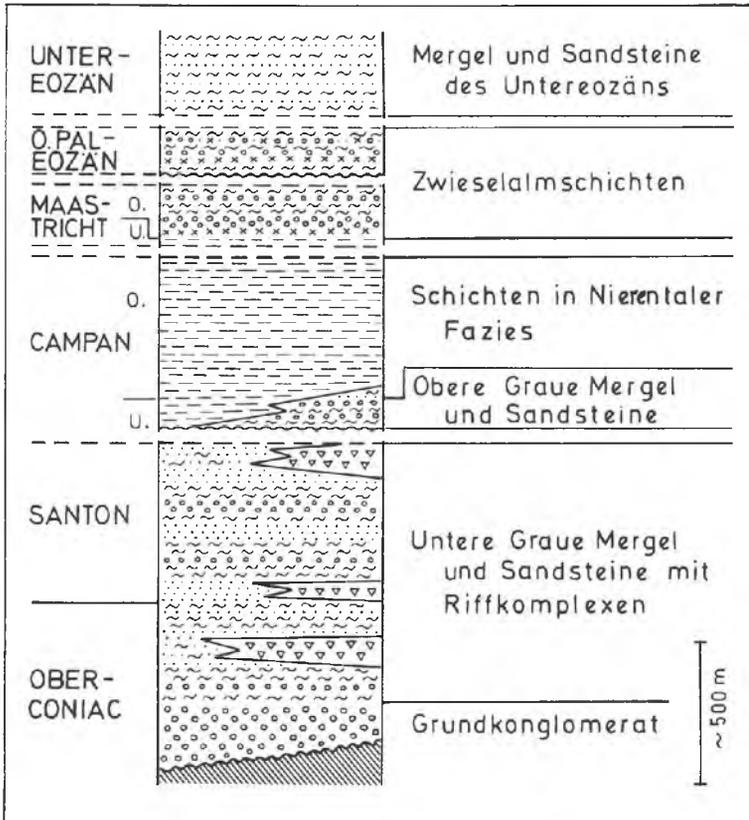


Abb. 237: Die Gosau des Beckens von Gosau und Schorn nach U. WILLE-J., 1966, S. 153, Abb. 2.

(CUSHMAN) etc. vertreten, im Maastricht stellen sich vielfach bunte Mergel mit Sandsteinlagen, die Nierentaler Schichten mit *Globotruncana contusa* (CUSHMAN) ein (B. PLÖCHINGER, 1949, S. 16; 1964 a, S. 25; 1973, S. 39).

g) Das Becken von Gosau-Abtenau

Beckengliederung: Die Schichtfolge der Gosau und des Alttertiärs tritt in der langgestreckten Niederung von Abtenau-Gosau in drei, mehr oder weniger miteinander zusammenhängenden Teilbecken auf (U. WILLE-J., 1966, S. 159, Abb. 3). Das westlichste, langgestreckte Becken von Rigaus streicht WSW-ENE-ziehend am Südostrand der Osterhorngruppe dahin (B. PLÖCHINGER, 1953, Taf. 15) und verbindet sich über kleinere Vorkommen der Rigausbach-Strober Weißenbach-Senke zum Wolfgangsee-Ischler Becken (B. PLÖCHINGER, 1949, Taf. 1). Das südöstlich davon gelegene Becken von Schorn hängt gegen Osten unmittelbar mit dem klassischen Becken von Gosau zusammen, das in seinem Salzburger Anteil durch U. WILLE-J. (1966; 1968) und in seinem östlichen, oberösterreichischen Anteil durch H. G. KLOIBER (1966) eine Neubearbeitung erfahren

hat (Abb. 237). Die Sedimente dieser letztgenannten Gosaubecken transgredieren über die demnach vorgosauischen Deckengrenzen von Dachstein- und Hallstätter Decke hinweggreifend.

Die Gesamtmächtigkeit der Gosauablagerungen im Becken von Gosau überschreitet 2600 m (H. KLOIBER, 1966, Taf. 6) – vgl. S. 406.

Die Schichtfolge setzt (1.) mit dem am Nordrand des Beckens südlich vom Rußberg besonders mächtigen, lokal 400 m Stärke umfassenden Basalkonglomerat der Gosau ein (Kreuzgrabenschichten, O. WEIGEL, 1937, S. 13). Der tiefere, größere Anteil („Basalkonglomerat“) mit rotem tonigem Bindemittel führt gelegentlich Riffblöcke, im höheren Teil mit Karbonatgrus-Bindemittel herrschen geringere Korngrößen vor. Die überwiegend gut gerundeten Komponenten setzen sich aus nahen kalkalpinen Gesteinen zusammen. Als Alter wird allgemein ohne Fossilbeleg Oberconiac vermutet. Man müßte aber ein Unterconiacalter annehmen, wenn die im Hangenden folgenden Mergel bereits einen Unterconiac-Anteil führen, wie H. GERTH (1961, S. 134) nach Ammonitenfunden im Neffgraben SE Rußbach angegeben hat.

Durch Übergang verbunden folgt darüber (2.) der Hauptkomplex der grauen Gosau mergel, der folgende, bei den einzelnen Autoren verschieden bezeichnete, aber gleichzusetzende Glieder umfaßt: Streiteck- bis Stöcklschichten O. WEIGEL, 1937, S. 14–22, bzw. Untere graue Mergel und Sandsteine U. WILLE-J., 1966, S. 129, bzw. Tiefer Mergelkomplex, Hippuritenriffkalk und Hoher Mergelkomplex der Verarmungszone des Obersanton bei H. KLOIBER, 1966, S. 30 ff. Dieser Gosau-Hauptmergelkomplex beinhaltet eine rund 1000 m mächtige Schichtfolge aus Mergeln und Sandsteinen mit untergeordneten Einschaltungen von Konglomeratlagen und von Hippuritenriffen oder Riffansätzen in mindestens drei Niveaus. Er ist ins Unter- oder Oberconiac bis Obersanton einzustufen. Im einzelnen gliedert er sich folgendermaßen: Der über 300 m mächtige Coniac-Anteil der Mergelserie ist durch eine Mikrofauna mit *Marginulina gosae* (REUSS), *Neoflabellina suturalis* (CUSHMAN), *N. laterecompressa* TOLLMANN, *Globotruncana marginata* (REUSS) etc., ferner aber durch das Fehlen von *Globotruncana concavata* (BROTZEN) gekennzeichnet (K. KÜPPER, 1956, Taf. 11; H. KLOIBER, 1966, S. 32 f.). Der Makrofossilreichtum dieser Zone ist z. B. aus dem Edlbachgraben bekannt. Einen Unterconiac-Anteil gibt H. GERTH (1961, S. 134) auf Grund des Fundes von *Muniericeras gosauicum* (HAUER) im Neffgraben an – das allerdings bei R. BRINKMANN (1935, S. 7) noch in der Oberconiac-Fauna von Gams aufscheint. Andererseits führt R. BRINKMANN (1934, S. 471) *Gauthiericeras margae* (SCHLÜTER) an, das ebenfalls für tieferes Coniac spräche. Mittleres Coniac wird durch *Scaphites cf. meslei* GROSS. wahrscheinlich gemacht (H. GERTH, 1957, S. 436), Oberconiac durch eine Reihe von Ammoniten wie *Gaudryiceras cf. mite* (HAUER), *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER), *Eupachydiscus isculensis* (REDTENB.) etc. belegt. In das Oberconiac fällt ferner der tiefste Hippuritenriff-Horizont mit *Hippurites exaratus* ZITTEL, *H. oppeli felix* KÜHN und *H. aff. gosaviensis* DOUVILLE, der z. B. bei der Traunwandalm, 2 km NNE Rußbach, gegen Südwesten herabzieht (U. WILLE-J., 1966, S. 130), am Einberg beim Riegausbach auftritt (U. WILLE-J., 1963, S. 159) und auch östlich vom Rondograben vorkommt (O. KÜHN, 1947, S. 186; 1965, S. 249).

Der bis 200 m mächtige, an Makrofossilien arme Mergel- und Sandkalkabschnitt im Hangenden dieser fossilreichen basalen Mergel enthält eine an *Globotruncana conca-*

vata (BROTZEN) reichere Mikrofauna und ist in das oberste Coniac bis Santon einzureihen (H. KLOIBER, 1966, S. 34 f.) – Abb. 238. Untersanton ist in der Mergelserie mehrfach durch Ammoniten wie etwa *Baculites incurvatus* DUJARD., *Texanites quinque-nodosus* (REDTENB.) etc. belegt (R. BRINKMANN, 1935, S. 4; H. GERTH, 1961, S. 134). Als Faziesvertretung der Mergel tritt im Santon östlich des Gosautales Untersberger Marmor, also ein heller feinkreidiger Kalk in allerdings geringer Mächtigkeit (maximal 30 m) unmittelbar über dem Dachsteinkalk transgressiv auf.

In das Obersanton ist nach H. KLOIBER (1966, S. 40) die als „Verarmungszone“ zusammengefaßte Mergelgruppe mit Sandkalk und mit Konglomeratbänken zu stellen, welche mit basal noch mikrofossilreichen, hangend mikrofossilarmen Schichten 500 m Mächtigkeit besitzt. Im Ostteil des Gosaubeckens ist Obersanton im Hofergraben SE des Ortes Gosau durch *Placenticeras incisum* HYATT belegt (R. BRINKMANN, 1935, S. 8). In das obere Obersanton ist das Haupthippuritenriff zu stellen (U. WILLE-J., 1966, S. 153), da darin NE vom Paß Gschütt *Hippurites collicatus* WOODW., *H. inaequicostatus* MÜNSTER, *H. carinthiacus* REDTENB. auftreten (H. KLOIBER, 1966, S. 39), im allgemeinen aber *H. gosaviensis* DOUV. hervorsticht und am Einbergzug *Durania* cf. *austiniensis* (RÖMER) aufscheint (U. WILLE, 1963, S. 159).

Der nächste Komplex des Gosaubeckens (2.) folgt hierüber nach einer allgemein an die Basis des Campan gestellten Schichtlücke (H. GERTH, 1961, S. 139; U. WILLE-J.,

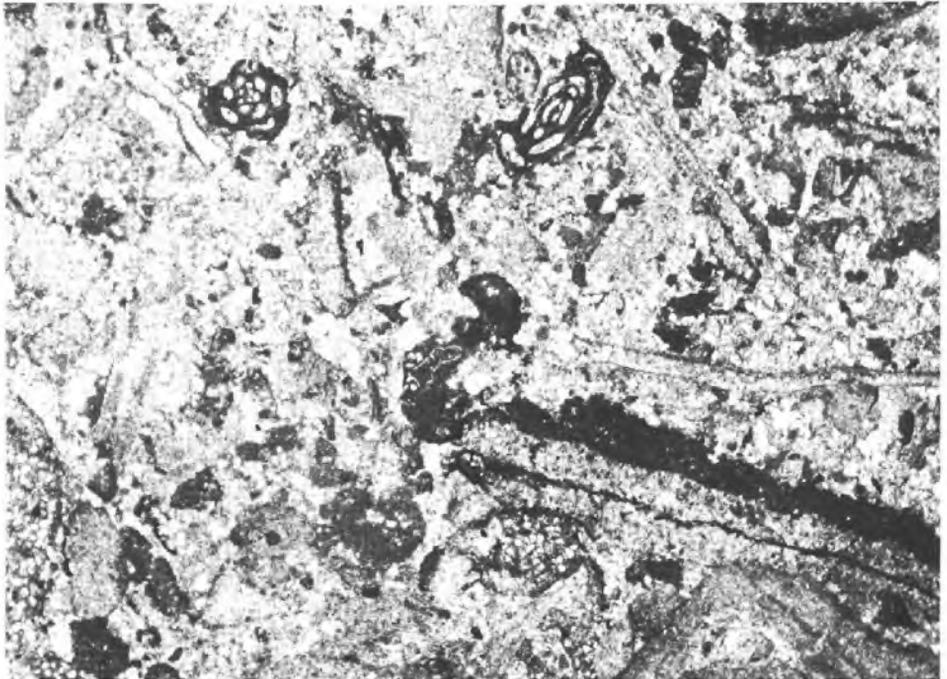


Abb. 238: Im sandigen Untersantonkalk sind unter den Foraminiferen besonders Milioliden (Quinqueloculinen) häufig. Beispiel anhand eines Schliffes aus dem Kalk des Grabenbachgrabens bei Gosau.

1966, S. 153), die demnach der Wernigeröder Phase entspräche, während die von R. BRINKMANN (1934, Abb. 1, S. 471; 475) ins mittlere Campan gelegte Ressenphase im Gosaubecken nicht vorhanden ist. Die Diskordanz an der Typlokalität „Ressen“ liegt ja auch an der Santon/Campan-Grenze (H. KLOIBER, 1966, S. 52).

Über dieser Diskordanz bzw. Lücke folgen (3.) die bis 250 m mächtigen R a n d o s c h i c h t e n O. WEIGELS (1937, S. 22) bzw. „Fossilmergel des Untercampan“ bei H. KLOIBER (1966, S. 47), die eine Mikrofauna mit *Globotruncana elevata elevata* (BROTZEN), *Reussella szajnochae praecursor* KLASZ etc. führen. Sie reichen wohl noch bis in das obere Campan empor.

In der Hauptmasse darüber (Obercampan), aber daneben auch bereits als Faziesvertretung seit dem Untercampan, stellen sich (4.) die R e s s e n s c h i c h t e n s. l. ein (= „Obere graue Mergel und Sandsteine“ U. WILLE-J., 1966, S. 131). Sie repräsentieren einen bis 500 m mächtigen Komplex von glimmerreichen Mergeln, Sandsteinen und Feinkonglomeraten, der durch eine flyschoiden Fazies der Sandsteine (gradierte Schichtung, Wickelschichtung, Flutkolke, Kriechspuren, Wurmbauten etc.), durch Gehalt an Kohlenhäcksel in den Sandsteinen, durch das Auftreten von Phyllit- und Quarzkomponenten, durch einen Umschlag vom chromitreichen zum granatreichen Spektrum der Schwerminerale (G. WOLETZ, 1963, S. 97) und durch eine arme, kleinvüchsiges Globotruncanen-Fauna gekennzeichnet ist (H. KLOIBER, 1966, S. 48).

Ebenfalls rund 500 m Mächtigkeit erreicht das nächsthöhere Schichtglied (5.), die N i e r e n t a l e r S c h i c h t e n, also bunte, rote, grünliche, auch weißliche kalkige Mergel mit Bänken aus Kalksandstein oder Kalk und einer charakteristischen, reichen, pelagischen Foraminiferenfauna. Sie greifen dank einer einstigen Beckenerweiterung über die ältere Gosau bis auf den Triasrahmen transgressiv vor, dort mit nur ganz geringmächtigen Aufarbeitungshorizonten einsetzend, entwickeln sich aber im zentralen Teil des Beckens lückenlos aus den liegenden Ressen-schichten. Über das Alter der Nierentaler Schichten im Gosaubecken hat sich eine intensive Diskussion entwickelt (O. GANSS & H. KNIPSCHER, 1954; 1956; H. HAGN, 1955; 1957; K. KÜPPER, 1956; I. de KLASZ, 1957). Heute ist klargestellt, daß sie keineswegs auf das Maastricht beschränkt sind, sondern auch noch tiefer als an der Typlokalität, wo sie noch Obercampan umfassen – hinabreichen, da Untercampan durch *Globotruncana elevata elevata* (BROTZEN) bei Mangel der gewölbten zweikieligen Globotruncanen belegt ist (U. WILLE, 1966, S. 135). Gegen oben hin endet diese Fazies mit dem Untermaastricht.

Der darüber folgende, einige hundert Meter mächtige Komplex (6.) der Z w i e s e l a l m s c h i c h t e n O. KÜHN, 1930, S. 515 (jüngeres Synonym: Liesenschichten) entwickelt sich aus den Nierentaler Mergeln durch Hinzutreten von groben Konglomeratlagen, besonders an der Basis, die in charakteristischer Weise Quarz, Phyllit und andere exotische Komponenten führen, sowie durch Einschaltung von gradierten Bänken. Die Ablagerung von bunten Mergeln mit hochpelagischer Mikrofauna aber hält innerhalb dieses neuen Schichtstoßes weiterhin an. Der Obermaastricht-Anteil ist durch eine Mikrofauna mit *Pseudotextularia varians* RZEHAČ, *Globotruncana mayaroensis* BOLLI etc. belegt, das Tiefpaleozän (Dan und Mont) war im Zwieselalmgebiet selbst nicht faßbar, es kann tektonisch oder durch primären Ausfall zufolge Regression fehlen. Erst höheres Paleozän (Thanet, Ilerd) ist durch reiche planktonische Mikrofaunen mit *Globorotalia pseudomenardii* BOLLI, *G. velascoensis velascoensis* (CUSHMAN) etc. zu erweisen

(U. WILLE-J., 1966, S. 139). Noch im oberen Paleozän endet die Füllung des Gosaubeckens.

Im westlich anschließenden Becken von Schorn hingegen stellt sich im nördlichen Teil neben diesen oberpaleozänen Zwieselalmschichten, tektonisch begrenzt, noch (7.) eine untereozäne Mergel-Sandstein-Folge ein, die aus einer dünn-schichtigen Wechsellagerung von glimmerreichen, weichen, braun anwitternden Mergeln und Sandsteinen besteht. Das Alter ergibt sich aus der planktonischen Mikrofauna mit *Globorotalia aragonensis aragonensis* NUTTAL, *G. aragonensis caucasica* GLAESSNER (U. WILLE-J., 1966, S. 141), die jüngst eine monographische Darstellung erfahren hat (U. WILLE, 1968).

h) Das Windischgarstener Gosaubecken

Position: Östlich der großen Gosaubecken des Salzkammergutes stellen sich zunächst kleinere Gosauvorkommen ein, so jenes östlich vom Traunsee, über das zuletzt F. WEBER (1960, S. 304 ff.) und R. OBERHAUSER (1963, S. 38) berichtet haben und jenes des Ausseer Weißenbachtals ESE von Bad Aussee, von wo der Verfasser die reiche Foraminiferenfauna des Oberconiac beschrieben hat (1960 c). Ausgedehnte Gosaubedeckungen haben sich hingegen nördlich und südlich vom Warscheneckstock im Becken von Windischgarsten und in der Zone von Wörschach erhalten.

Das Windischgarstener Gosaubecken reicht, von kleineren Resten im hintersten Stodertal bis zum Salzsteigjoch (E. ANIWANDTER, 1954, S. 75) abgesehen, von Hinterstoder über Windischgarsten und die Rosenau zur Hengstpaßlinie und sendet einen Ausläufer über Spital am Pyhrn nach Süden. Eine zusammenfassende Neubearbeitung fehlt noch, obgleich durch die Untersuchungen im Zusammenhang mit dem Windischgarstener Flyschfenster auch viele Einzelheiten über die Gosau des Beckens bekannt geworden sind.

Überblick über die Beckenfüllung: Im großen gesehen treten die ältesten Gosauablagerungen im Nordwesten und Süden des Beckens auf, und zwar am Ostfuß des Tamberges, 6 km WNW Windischgarsten, auf den Nordhängen des Bosruck südlich von Spital am Pyhrn und sind auch noch im unteren Abschnitt der 903 m tiefen Salinen-Bohrung Windischgarsten 1 – 1,1 km SW Windischgarsten – angefahren worden (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968, S. 183, 186, Taf. 1, Prof. 3). Der Hauptteil der Beckenfüllung ist ins Coniac und Santon einzustufen, nur im Norden zieht ein West-Ost-Streifen von jüngeren Ablagerungen, und zwar von Nierentaler Schichten und Resten von Untereozän dahin, alles tektonisch stark gestört. Nach Mikrofauna und Schwermineralführung der Sedimente ergeben sich enge Beziehungen zur östlicher gelegenen Gosau von Unterlaussa (S. PREY et al., 1959, S. 205).

Schichtfolge: Im einzelnen ergibt sich das folgende Bild. Als Basisbildung des Coniac setzt vielfach eine lokal gelegentlich auch monomikte, meist aber aus verschiedenen Komponenten des nahen kalkalpinen Materials zusammengesetzte Basalbrekzie ein. Gegen oben folgen bunte Konglomerate, ebenfalls noch vorwiegend aus Lokalschutt zusammengesetzt, aber bereits unter Beteiligung von exotischen Geröllen (G. GEYER, 1916, S. 48; E. ANIWANDTER, 1954, S. 65 f.). Beim Gehöft Kleiner, 2 km ENE Windischgarsten, folgt über diesem Basalkonglomerat nach O. KÜHN (1947, S. 186; 1960, S. 49) ein ins Oberconiac gestellter Rudistenhorizont mit *Hippu-*

rites exaratus ZITTEL, *H. felixi* KÜHN und *Radiolites styriacus* ZITTEL. Im hangenden Mergel fand sich NW der Panholzmauer *Texanites quinquenodosus* (REDTENB.) als Hinweis auf das Untersanton-Alter (O. KÜHN, l. c.).

Diese Mergel-Sandsteinfolge reicht unter Einschaltung von sandigen Kalken kontinuierlich bis ins Untercampan. Die Concavata-Zone des Santon ist durch eine Mikrofauna mit *Globotruncana concavata* (BROTZEN) und *Stensiöina exsculpta* (REUSS) gekennzeichnet, der (Unter-)Campan-Anteil ist durch *Globotruncana elevata elevata* (BROTZEN) belegt (S. PREY et al., 1959, S. 206). An Actaeonellen reiche Makrofaunen aus dieser Serie stammen z. B. vom Wuhrberg nördlich von Spital am Pyhrn, aus der Kaixen 4,5 km westlich Windischgarsten (Fauna bei G. GEYER, 1913, S. 280) und aus dem Freitgraben östlich dieses Ortes, von wo jüngst H. KOLLMANN (1967, S. 235 f.) *Trochactaeon projectiliformis* und *T. kuebni* neu beschrieben hat.

Nach einer im höheren Campan gelegenen Lücke (R. OBERHAUSER, 1963, S. 39) repräsentieren die nur im Becken-Nordteil vorhandenen, nördlich der Windischgarstener Störungszone auftretenden, sich aber gegen Westen auch noch südlich der Störungszone jenseits der Teichl fortsetzenden Nierentaler Schichten den jüngeren Gosauanteil (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968, S. 188). Die bunten, seltener grauen Mergel mit feinkörnigen Sandsteineinschaltungen und Feinbrekzienlagen in Basisnähe zeigen kleinwüchsige Kalkschalerfaunen des Maastricht sowie auch dürftige Sandschalerfaunen. Die Stellung des roten paleozänen bis tiefmitteleozänen Mergels am Nordostrand des Flyschfensters vom Wuhrbauerkogel ist unsicher, wahrscheinlich aber ist diese Mergelgruppe nicht als helvetischer Schürfling aufzufassen, sondern doch zur kalkalpinen Beckenfüllung zu rechnen. Das oberpaleozäne Alter wird durch *Globorotalia velascoensis* (CUSHMAN), jenes des Eozänanteils durch *Hantkenina mexicana aragonensis* NUTTAL erwiesen (S. PREY et al., 1959, S. 206).

i) Die Wörschacher Gosau („Gosau von Liezen“)

Position: Über den Pyhrnpaß hängt das Windischgarstener Gosaubecken fast mit der Wörschacher Gosau-Zone zusammen, die die südliche Vorzone des Warschenecks zwischen Pyhrnpaß und Klachau, nördlich von Weißenbach-Wörschach-Steinach, einnimmt. Nach der geologischen Aufnahme durch G. GEYER (1913, S. 306 f.; 1916, S. 48 ff.) hat erst W. JANOSCHEK (1968) diese Zone neu studiert. Danach ist die Wörschacher Gosau besonders durch den Reichtum an Grobklastika gekennzeichnet, Mergel treten zurück, Riffkalle fehlen.

Serienabfolge: Das dickbankige Grundkonglomerat besteht nur aus Lokalschutt, Exotika fehlen (das kristallinführende Konglomerat am Grimming-Südstoß gehört zum nichtmarinen Ennstalertiär). Das Alter des Grundkonglomerates ist nicht gesichert, Coniac ist wahrscheinlich. In der folgenden Serie von grauen Mergeln und Sandsteinen mit gelegentlich kohligem Lagen und Konglomerateinschaltungen unter der Bärenfeuchter Alm 3 km NNW Wörschach ist durch eine Makrofauna mit *Protexanites bourgeoisi* (GROSS.) bereits Oberconiac nachgewiesen (W. JANOSCHEK, 1948, S. 140). Die gesamte Folge ist tektonisch stark zerstückelt, so daß nicht alle Stufen erfaßt werden können. Die bunten Nierentaler Schichten, die vermutlich schon im Untercampan einsetzen, haben im unteren Obercampan reiche Mikrofaunen mit *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *G. fornicata* PLUMMER, *G. coronata*

BOLLI, *G. elevata elevata* (BROTZEN) etc. geliefert. Die nächstjüngere Ablagerung stellt die flyschähnliche Gosau in Form einer Mergel-Sandstein-Folge dar, die in charakteristischer Weise reich an Brekzien mit bis kopfgroßen Kristallin- und Grauwackengeröllen und wiederaufgearbeiteten Gosaubrocken ist. Die Kleinforaminiferenfauna der Mergel weist auf Obercampan. Die Großforaminiferenfauna mit *Siderolites calcitrapoides* LAM., *Orbitoides tissoti tissoti* SCHLUMBERGER etc. (A. PAPP, 1955, S. 314; W. JANOSCHEK, 1968, S. 145) ergibt gleiches Alter. Die Oberkreideserie endet im Anstehenden mit diesem Schichtglied, wird aber durch Gerölle aus roten Mergeln mit reicher Mikrofauna des Obermaastricht ergänzt.

Auch in diesem Becken konnten noch Schichtglieder des Alttertiärs, allerdings in eigenartiger muhrschuttähnlicher Durchmischung angetroffen werden. Rötliche und grünliche sandige Mergel NE Wörschach mit *Globorotalia aequa* CUSHMAN & RENZ, *G. velascoensis* CUSHMAN etc. stammen aus dem Oberpaleozän (Ilerd), grünliche Mergel mit *Globorotalia aragonensis aragonensis* NUTTAL aus dem Untereozän.

Das seit C. W. GÜMBEL (1889, Verh. GBA., S. 231 f.) bekannte Alttertiär von Lobenau bei Radstadt ist in Fazies und Mikrofauna dem eben erwähnten Alttertiär von Wörschach nach W. JANOSCHEK (1968, S. 152) ganz analog. Dieses marine Alttertiär aus dem Bereich des Ennstales bei Radstadt ist ja nur in Form von Geröllen aus fossilreichem Kalk innerhalb des fluviatilen Ennstal-tertiär-Schotter, im Mandlingzug tektonisch eingeklemmt, bekannt und wurde von F. TRAUTH (1918, S. 173 ff.) monographisch bearbeitet, der damals allerdings zur Auffassung eines mittelozeänen Alters der Nummuliten führenden Kalke kam. Nach W. JANOSCHEK (l. c.) jedoch sprechen die Mikrofaunen der Gerölle teils für tieferes Paleozän, teils für Ilerd (oberstes Paleozän). Hinzu kommt, daß seit H. HAGN (vgl. A. TOLLMANN, 1966 b, S. 43) auch Gosau-Gerölle im Radstädter Tertiär-Schotter bekannt sind, so daß die Analogie zum Wörschacher Kreide-Alttertiär-Becken vollkommen wird.

j) Die Gosau der Weyerer Bögen

Durch die Untersuchung von A. RUTTNER & G. WOLETZ (1957) und R. OBERHAUSER (1962) ist die Gliederung der Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa im Gebiet der Reichraminger Decke 10 km NW St. Gallen als Typus jener Gosau bekannt geworden, die im langen, NS-streichenden Streifen der Weyerer Bögen den nachgosauisch eingedrehten Querschenkel der Frankenfesler Decke zwischen Großraming und St. Gallen im Westen begleitet. Diese Gosau von Weißwasser, die vermittelt eines Bauxites streckenweise dem Sockel auflagert, gliedert sich in die Folge Liegendserie, Hippuritenkalk, Inoceramenschichten und Nierentaler Schichten.

Serienentwicklung: Der Bauxit ist gegenüber F. HABERFELNER (1951, S. 64), der ihn als Bestandteil einer vorgosauischen, als fragliches Cenoman betrachteten Oberkreideserie sah, eher im Sinne von A. RUTTNER & G. WOLETZ (1956, S. 225) als Basalbildung des Gosauzyklus anzusehen und seine Entstehung demnach in die Zeit des Turon bis Coniac (R. OBERHAUSER, 1963, S. 41) zu verlegen.

Die 100 m bis 300 m mächtige Liegendserie der Weißwasser-Gosau besteht aus einer tieferen Etage mit einer Wechselfolge von Mergeln, mergeligen Sandsteinen mit Kohleflözchen, zum Teil bituminösen Kalklagen, basal noch brackisch-limnisch, und einer höheren Partie aus kalkigem Sandstein mit Konglomeratbänken, in denen neben

Lokalmaterial auch exotische Gerölle auftreten. Die obersten Partien der Liegendserie führen eine Mikrofauna mit *Marginulina gosae* (REUSS), wohl des Oberconiac.

Der darüber nur abschnittsweise ausgebildete Hippuritenkalk erreicht maximal 50 m, enthält angeblich *Hippurites cornuvaccinum* BRONN (O. KÜHN, 1960, S. 49), ist aber trotzdem nach dem Alter der hangenden Mergel noch ins Oberconiac zu stellen (O. KÜHN, 1947, S. 186; R. OBERHAUSER, 1963, S. 41). Fazielle Vertretung der Hippuritenkalke bilden im Süden blaugraue harte Sandsteine.

Die im Hangenden folgenden Inoceramenschichten bestehen aus grauen, basal etwas sandigen Mergeln. Oberconiac ist darin durch eine Mikrofauna mit *Marginulina gosae* (REUSS), *Neoflabellina „deltoidea“* (WEDEKIND) [= *N. suturalis* (CUSHMAN)] belegt, Untersanton ebenfalls mikrofaunistisch (R. OBERHAUSER, 1963, S. 42, 45) und durch eine Ammonitenfaunula mit *Texanites texanus* (ROEMER) - H. LOEGTERS (1937 b, S. 388) erfassbar. In die Position dieses Untersanton kommt auch das Inoceramen-Niveau zu liegen. Auch höheres Santon ist noch vertreten. Die Serie wird im Hangenden von einer Verwitterungsschicht begrenzt.

Unter primärem Ausfall des Untercampan und tieferen Obercampan lagern diskordant die oberstes Campan bis höheres Maastricht umfassenden Nierentaler Schichten. Diese bestehen aus einer Wechselfolge von bunten Mergeln mit sand-schaligen Foraminiferenfaunen, grauen Mergeln mit Globotruncanen und *Bolivinoidea draco miliaris* HILTERMANN & KOCH etc. sowie Sandstein- und Feinbrekzienlagen mit *Orbitoides* und *Siderolites*. Das Danién ist in diesem Gosastreifen erst 10 km weiter nördlich im Anzenbachgraben durch *Aragonia ouezzanensis* REY von C. A. WICHER & F. BETTENSTÄDT (1957, S. 37) nachgewiesen worden.

k) Das Gamser Gosaubecken

Lage: Das Gosaubecken von Gams erstreckt sich mit 15 km Länge zwischen Ennsquertal und Wildalpen NE von Hieflau in der Steiermark. Die insgesamt 2200 m mächtige Schichtfolge umfaßt im Westteil des Beckens die älteren, etwa santonen Schichtglieder, die höheren Anteile liegen im Ostabschnitt. Die letzte umfassende Neuaufnahme durch H. KOLLMANN (1963; 1964 a) hat die vom Coniac? bzw. Santon bis ins Oberpalcozän reichende Serie im Detail erfaßt. Die folgende Darstellung beruht weitgehend auf dieser neuen Bearbeitung.

Schichtfolge: Die oberconiacischen (?) bis santonen Basisbildungen bestehen im Westteil des Beckens aus Grundkonglomeraten und hangenden kreuzgeschichteten Sandsteinen mit exotischen Geröllern, mit einem bis 25 cm mächtigen Kohlenflöz abgeschlossen. Die insgesamt etwa 1400 m mächtige Mergel-Sandsteinfolge im Hangenden wird nach dem Gehalt an *Globotruncana concavata* (BROTZEN) von H. KOLLMANN (1963, S. 192; 1964 a, S. 83) zur *Concavata-Zone* zusammengefaßt und ins Santon gestellt. Sie umfaßt drei Niveaus: A. Zutiefst die kohlenführenden Mergel, die neben Foraminiferen Makrofaunen mit *Chlamys exilis* (REUSS), *Glaucania kefersteini* (MÜNSTER), *G. renauxiana* (d'ORB.) etc. geliefert haben, darüber (B) eine Zone dunkelgrauer Sandsteine mit exotischen Geröllern und einer reichen, wiederholt beschriebenen Makrofauna (Literatur bei H. KOLLMANN, 1964 a, S. 87) sowie die Tonmergel und Sandsteine des höchsten Abschnittes der *Concavata-Zone*. Das instruktive Profil östlich der „Noth“ ESE von Gams läßt in der mittleren Abteilung der Conca-

vata-Zone einen dreimaligen Wechsel von Schichten höherer und geringerer Salinität erkennen, da vollmarine Entwicklung mit Hippuritenbänken (*Hippurites sulcatus* DEFR., *H. gosaviensis* DOUVILLE) und Nerineen (*Nerinea pailletteana* d'ORB.) mit Sandsteinen eines schwächer halinen Milieus mit Actaeonellen [*Trochactaeon lamarcki* (Sow.)] abwechseln. Die genannten Hippuriten sowie *Hippurites inaequicostatus* MÜNSTER von 1 km SSE der „Noth“ sind bezeichnend für das Obersanton-Riff (O. KÜHN, 1947, S. 186), die Nerineen wurden zuletzt von L. TIEDT (1958, S. 496 ff.), die Actaeonellen – sieben Arten von *Trochactaeon* aus dem Gamser Santon – von H. KOLLMANN (1967) untersucht. Den obersten Abschnitt (C) der Concavata-Zone bilden die oben erwähnten sandigen Tonmergel, die stellenweise reiche Faunen führen. Die Einstufung dieser Faunen, die unter anderem zehn Ammonitenarten (R. BRINKMANN, 1935, S. 7 f.) mit der angebblichen Leitform des Oberconiac *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER) enthalten, andererseits *Inoceramus cordiformis* SOW. und *I. mülleri* PETR. des mittleren bis oberen Santon führen, schwankt zwischen Oberconiac und Obersanton, für welches letzteres H. KOLLMANN (1964, S. 93) plädiert. Aber auch die Nachbestimmung eines alten Ammonitenfundes von der Gamser Gosau als *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER) durch R. REYMENT (1958, S. 45) weist erneut auf Coniac hin.

Über der Concavata-Zone folgt der „Tiefere Mergelkomplex“, bestehend aus sandigen oder mit Sandsteinlagen durchsetzten grauen Mergeln mit vereinzelten exotischen Geröllen. Die Mikrofauna des tieferen Anteils mit *Globotruncana elevata* (BROTZEN) und *G. coronata* (BOLLI) belegt Untercampan, Faunen mit *G. bollii* GANDOLFI, *G. caliciformis* (LAPP.), *G. flexuosa* SLUIS, aber ohne *G. stuarti* (LAPP.) bzw. *G. rosetta* (CARSEY) lassen das untere Obercampan erfassen. Im unteren Obercampan liegt zufolge des Ausfalles der Zone von *Bolivinoidea decoratus decoratus* (JONES) ohne Begleitung durch *B. draco miliaris* HILTERMANN & KOCH eine Schichtlücke vor (vgl. C. WICHER et al., 1956, S. 121; H. HILTERMANN, 1963, Tab. 2; R. OBERHAUSER, 1968, S. 132).

Am Beckensüdrand wird dieser tiefere Mergelkomplex von Konglomeraten des Obercampan überlagert. Darüber setzen die bunten Mergel der Nierentaler Schichten auf, die altersmäßig oberes Obercampan bis hohes Mittelpaleozän umfassen, deren Obercampan-Anteil im Beckensüdteil lokal durch Mergelkalke vertreten wird. Die Mikrofauna der Nierentaler Schichten zeigt im Obercampananteil z. B. *Globotruncana stuarti* (d'ORB.), *G. rosetta* (CARSEY), *G. calcarata* CUSHMAN etc. Über dem Maastricht-Anteil mit *G. contusa* (CUSHMAN) ist vom Paleozän in gleicher Fazies noch das Dan mit *Globigerina compressa* PLUMMER, das Mont mit *Globorotalia uncinata* BOLLI, das Thanet mit *Globorotalia angulata* (WHITE) und *Globorotalia pseudomenardii* BOLLI gesichert (H. KOLLMANN, 1963, Tab. 3).

Hangend der Nierentaler Schichten folgen die maximal 470 m mächtigen Zwieselalmschichten („Breccien-Sandsteinkomplex“). Die Brekzien mit Komponenten bis zu 70 cm Durchmesser enthalten vorwiegend Phyllite, Quarze, Kalke und Lithothamnienreste, die Mergellagen zeigen viel ungelagertes Maastrichtmaterial. Fluviatiler Herantransport des Phyllites und Quarzes aus dem Süden ist anzunehmen. Als Alter der Zwieselalmschichten wurde hier höheres Paleozän erkannt, sie umfassen den Oberteil der Pseudomenardi-Zone und den Großteil der Velascoensis-Zone. Die hierin enthaltenen autochthonen Großforaminiferen, wie *Discocyclus seunesi* DOUV., *Nummulites*

solitarius HARPE, *N. subplanulatus* HANTK. & M., *N. globulus* LEYM. und *N. exilis* DOUV., weisen auf ein gleiches Niveau, etwa Unterilerd, hin (A. PAPP in H. KOLLMANN, 1964, S. 124). Die über den Zwieselalmschichten folgenden glimmerreichen Tonmergel des obersten Paleozäns (Ilerd) schließen die Schichtfolge des Gamser Gosaubeckens ab. Sie enthalten in den oberen Partien noch *Globorotalia rex* MARTIN, ein Zonenfossil des untersten Eozäns.

1) Gosau zwischen Lilienfeld und Mürztal

Im Bereich der Mürztaler Alpen sind Gosaureste, allerdings stratigraphisch noch nicht näher untersucht, im Raum von Mariazell und beiderseits der von hier in der Streichrichtung fortsetzenden Muldenzone bekannt. Die Krampener Gosau bei Neuberg an der Mürz, nahe dem Südrand der Kalkalpen, ist durch Ammoniten (R. BRINKMANN, 1935, S. 5) und durch *Orbitoides apiculata grünbachensis* PAPP (1955, S. 308) im Maastricht belegt. Eine ausgedehntere Gosau in diesem Meridianstreifen der östlichen Kalkalpen trifft man nur im Norden, und zwar südöstlich von Lilienfeld östlich vom Traisenfluß sowie im Bereich von Kleinzell-Ramsau östlich davon, an.

Die Lilienfelder Gosau, die sich in zwei flache Teilmulden, jene der Vordereben im Norden und jene der Hintereben im Süden, gliedert, zeigt nach der Neuuntersuchung durch E. ERKAN (1970, S. 62 ff.) in der besser entwickelten Nordmulde basal 2 m Grundbrekzie aus Hauptdolomit, darüber 1 m rotbraune und braune Mergel mit *Globotruncana fornicata* PLUMMER, *G. lapparenti coronata* BOLLI etc. des unteren Obercampan, hierauf 80 m bis 100 m porphyngeröllhaltige Konglomerate (Konglomerat III = Lilienfelder Konglomerat ERKAN, 1970, S. 20), dann eine 5 m mächtige Brekzienlage und schließlich 40 m bunte Nierentaler Schichten des Obercampan, die im hangendsten Abschnitt mit grobsandigen und brekziösen Schichten wechsellagern. Das für die nierentalerartigen Schichten von R. OBERHAUSER (1963, S. 48) vermutete höher-santonne bis tiefcampane Alter wird demnach nicht bestätigt. Proben aus den Nierentaler Schichten-artigen, aber meist grauen Mergeln der Hintereben im Süden der Lilienfelder Gosau haben ebenfalls obercampane Faunen mit *Globotruncana elevata stuartiformis* DALBIEZ, *G. arca* (CUSHMAN), *G. fornicata* PLUMMER etc. geliefert, bei denen im hangendsten Teil durch Hinzutreten von *Pseudotextularia varians* RZEHAk ein Hinweis auf eventuelles Emporreichen in das Maastricht vorliegt (E. ERKAN, 1970, S. 69). Hangend der Nierentaler Schichten s. l. setzt ein neuer Zyklus mit Konglomerat IV (= Krampener Konglomerat, E. ERKAN, 1970, S. 20) ein, wahrscheinlich Maastricht, mit 5 m Porphyngeröll führendem konglomeratischem Anteil im Liegenden und mächtigeren, die Schichtfolge schließenden Brekzien aus Lokalmaterial im Hangenden (= Hangendbrekzie, bzw. -serie bei E. SPENGLER, 1931, S. 71; W. NEUBAUER, 1949, S. 27; E. PAYCI, 1966, Beil. 5). Gegen Süden hin wird diese Hangendbrekzie durch eine Mergel-Sandstein-Hangendserie ersetzt.

Erwähnung finden soll hier ferner die in neuerer Zeit fast in Vergessenheit geratene Lunzer Gosau, also jenes Gosauvorkommen auf der „Länd“ zwischen Lärchenstein und Bärenkogel auf der linken Flanke des Seebachtales 3,5 km SE Lunz, das in der Stirnzone der Unterbergdecke eingeklemmt erhalten ist. Zuletzt wird diese Gosau noch im Zusammenhang mit der Beobachtung von Bohrschwamm Spuren von *Cliona vastifica* HANCOCK an Gehäusen von *Trochactaeon lamarcki* (SOW.) von F. SCHREMMER (1954)

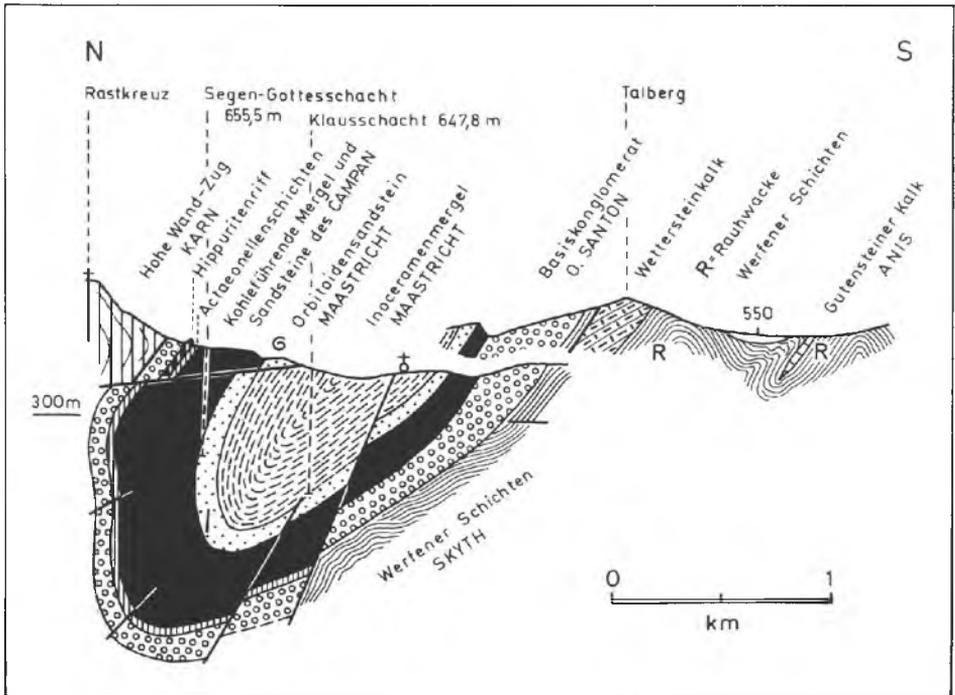


Abb. 239: Die Schichtfolge in der Gosaumulde von Grünbach nach B. PLÖCHINGER, 1961, Taf. 27, Fig. 10.

erwähnt. Durch tektonischen Zuschnitt ist von dieser Lunzer Gosau im wesentlichen nur der Kohlenschiefer führende Sandstein-Mergel-Komplex erhalten, dessen Fauna eine gute Übereinstimmung mit den meist in das Campan gestellten kohlenführenden Serien anderer Gosabecken zeigt. Die vom Verfasser dort aufgesammelte kleine Fauna enthält nach freundlicher Bestimmung durch Dr. H. KOLLMANN: *Trochactaeon (Tr.) lamarcki lamarcki* (SOWERBY), *Simploptyxis pailletteana* (d'ORBIGNY), *Ampullinopsis immersa* (MUNSTER), *Amaurellina acuminata* (REUSS), *Neritopsis (Neriptoptyx) goldfussi* (KEFERSTEIN) sowie je eine Art der Gattungen *Procerithium (Rhabdocolpus)* und *Teinostoma*.

m) Die Grünbacher Gosau

Unter den Gosauvorkommen am Ostrand der Kalkhochalpen hat die mächtige, tief eingefaltete Neue Welt-Grünbach-Gosaumulde durch Fossilführung, Kohlenflözgehalt und die Vielfalt der Sedimentausbildung seit den Zeiten von A. BOUÉ (1824; 1829–1832), CH. KEFERSTEIN (1828) und A. SEDGWICK & R. MURCHISON (1832) besondere Beachtung gefunden. In neuerer Zeit wurde sie durch B. PLÖCHINGER (1961) monographisch bearbeitet. Als Bildung im Liegenden der Gosaufolge ist zunächst der Bauxit 1,5 km östlich von Dreistätten hervorzuheben, der in Spalten des liegenden Wettersteinkalkes eindringt und von der hier obercampanes Alter aufweisenden basalen

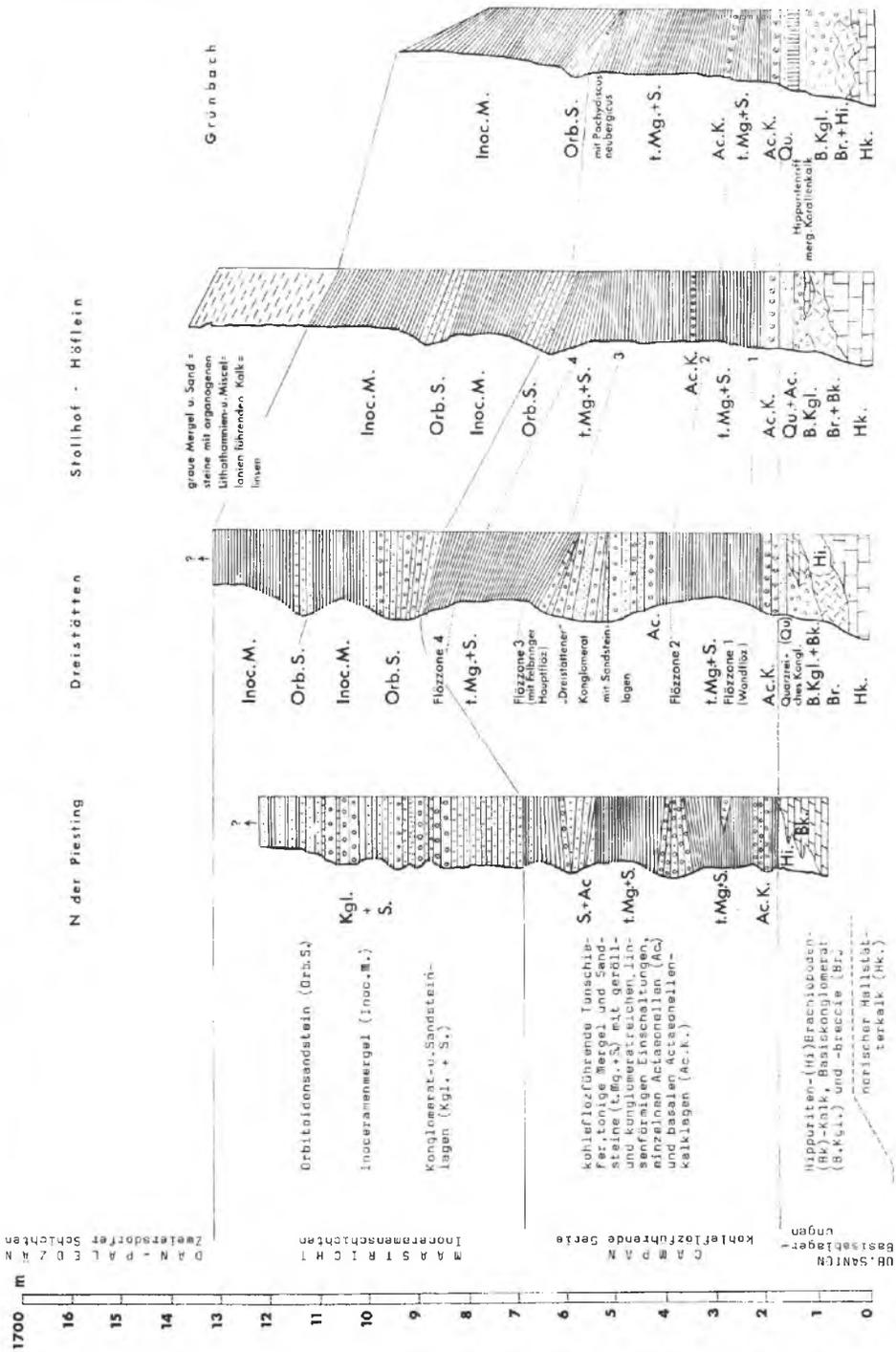


Abb. 240: Mächtigkeitprofile des Nordflügels der Gosau von Grünbach, Nd.-Öst., nach B. Plöschinger, 1967, S. 40, Abb. 7.

Brekzie überlagert wird. Die Zusammensetzung des Bauxites hat jüngst G. BARDOSSY (in B. PLÖCHINGER, 1961, S. 405 ff.) analysiert. Als Alter wird Turon vermutet (B. PLÖCHINGER, 1967, S. 38).

Die ältesten Ablagerungen der Grünbach-Neue Welt-Gosäumulde sind nach R. BRINKMANN (1935, S. 5) durch die Ammonitenfauna mit *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER) aus dem Scharrergraben NE Piesting als *Oberconiac* einzustufen. Die Vertretung von Coniac in dieser Mulde ist allerdings von B. PLÖCHINGER (1967, S. 44) in Frage gestellt worden. Aber auch die Revision des REDTENBACHSCHEN Ammoniten-Materials durch R. REYMENT (1958, S. 34) hat anhand von *Pseudokossmaticeras brandti* (REDT.) wiederum auf das Coniac in der Grünbacher Gosau verwiesen.

Nach B. PLÖCHINGER setzt die zusammenhängende Serie (Abb. 239, 240) weiter im Süden mit faziell differenzierten, als *Obersanton* betrachteten Basalbildungen ein. So trifft man als Transgressionsbildung am Südostrand der Hohen Wand etliche Zehnermeter mächtige Basalbrekzien mit Hippuriten, die seitlich durch sandige Brachiopodenkalke vertreten werden können. Über den Basisbrekzien lagert das Basalkonglomerat mit Mächtigkeiten bei 50 m (E. KRISTAN, 1958, S. 268; B. PLÖCHINGER, 1961, S. 370; 1967, S. 39). Dieses Konglomerat zusammen mit seinen wahrscheinlichen altersmäßigen Äquivalenten bis hinüber nach Mariazzell, das sogenannte Neue Welt-Konglomerat (bzw. Konglomerat I) bei E. ERKAN (1970, S. 19) enthält am Ostrand der Hohen Wand neben Lokalmaterial bereits exotische Komponenten aus nördlichem Liefergebiet, wie Porphyr, Quarz, Quarzit etc. (E. ERKAN, 1970, S. 22).

Unmittelbar über dieser Brekzien-Konglomeratserie folgt 1 km nördlich von Grünbach in überkippter Serie nach korallenreichen Mergeln ein 800 m langes und 5 m mächtiges Hippuritenriff mit *Hippurites gosaviensis* DOUVILLE, *H. oppeli santoniensis* KÜHN, *H. cf. sulcatus* DEFANCE, *Radiolites cf. angeoides* LAPEIROUSE, *Plagioptychus anguilloni* ORBIGNY etc. des *Obersanton* (B. PLÖCHINGER, 1961, S. 371; 1967, S. 41).

Hangend vom Hippuritenriff reiht sich die bis etwa 650 m mächtige Kohlenserie des Campanan, ein Paket mit Tonen, Tonmergeln, Sandsteinen und Konglomeraten, in die wiederholt Actaeonellen- und Nerineenkalke – Abb. 228, 230 – sowie in tieferer Position noch ein Hippuritenniveau eingeschaltet sind, in welchen sich aber außerdem in einer Reihe von Flözzonen (vier in der Neuen Welt, zwei im Grünbacher Becken) wirtschaftlich genutzte Kohlenflöze fanden (W. PETRASCHECK, 1941, S. 15). In dem erst 1965 geschlossenen, seit Beginn des 19. Jahrhunderts beschürften Grünbacher Kohlenrevier finden sich acht bis zehn abbauwürdige, 0,5 m bis 2,5 m mächtige Kohlenflöze (Heizwert der Kohle 5500–6800 Kalorien), die bis in 1100 m Tiefe verfolgt worden waren. Die Basis der Kohlenserie hat bei Dreistätten ebenso wie die dem tieferen Abschnitt dieser Serie angehörige Kohlenflöz führende Zone bei Grünbach Characeen geliefert (B. PLÖCHINGER, 1961, S. 380, 391; 1967, S. 45), was auf den brackisch-limnischen Charakter des einstigen Bildungsmilieus dieser Anteile der Kohlenserie hinweist. Auch die Makrofauna der damit vergesellschafteten Actaeonellenkalke mit etlichen Arten von *Cerithium* und den z. B. im „Schneckengartl“ 1 km SW Dreistätten artenreich vertretenen Actaeonellen (G. POKORNY, 1959; B. PLÖCHINGER, 1961, S. 379; 1967, S. 45; H. KOLLMANN, 1967) weist auf einst brackische Bedingungen – Abb. 228. Das innerhalb der Kalkserie eingeschaltete höhere Hippuritenniveau sowie die von hier

bekannten Nerineen (L. TIEDT, 1958, S. 490) zeigen einen episodischen marinen Charakter an, der sich in der Kohlenserie gegen Hangend hin verstärkt.

Die reiche Flora aus den Schiefertönen der campanen Kohlenserie ist bisher nicht bearbeitet. Sie enthält Farne, Coniferen (*Geinitzia*), Angiospermen (*Pandanus*), auch Palmen (*Flabellaria*). Zusammen mit den Reptilfunden von Muthmannsdorf (*Megalosaurus*, *Struthiosaurus*, *Ornithocheirus*, Krokodile und Wasserschildkröten) ergibt sich der Charakter von Ästuarsedimenten in tropischem Klima (E. THENIUS, 1974, S. 135 f.).

Im höheren Teil dieser Serie treten Mikrofaunen mit *Globotruncana fornicata* PLUMMER, *G. cf. elevata* (BROTZEN), *G. cf. arca* (CUSHMAN), *Stensiöina exsculpta* (REUSS) etc. auf, die am ehesten auf Campan schließen lassen (B. PLÖCHINGER, 1961, S. 377 f.; 1967, S. 45).

Hangend der Kohlenserie folgen mit maximaler Mächtigkeit von rund 400 m die Inoceramenschichten, bestehend aus grauen, häufig sandigen, Inoceramen führenden Mergeln und kalkreichen zwischengeschalteten Orbitoiden führenden Sandsteinen mit vereinzelt Konglomeratbänken. Als Alter der Inoceramenmergel wurde Obercampan-Maastricht ermittelt: teils auf Grund der relativ reichen Globotruncanenfaunen des Obercampan und Faunen mit *Bolivinoidea draco draco* (MARSSON) des Maastricht (B. PLÖCHINGER, 1961, S. 395 ff.; 1967, S. 51), teils durch Ammoniten des Maastricht von Muthmannsdorf und Grünbach, wie etwa *Parapachydiscus neubergicus* (HAUER), *P. colligatus* (BINKH.), *Hamites cylindraceus* DEFRANCE, *Kosmaticeras brandti*



Abb. 241: Orbitoidensandstein aus der Gosau der Gahns-Südseite NE Payerbach, Nd.-Öst., mit Querschnitten von Orbitoiden. Bildlänge 11 mm.

(REDTENB.) etc. – R. BRINKMANN (1935, S. 6), ferner durch Nannofloren des Campan-Maastricht (H. KÜPPER et al., 1963, S. 11), schließlich aber auch durch die in zwei Niveaus in Sandsteinen auftretenden Orbitoiden, wobei aus dem am Muldensüdflügel aushebenden tieferen Niveau des Obercampan *Orbitoides media planiformis* PAPP und *O. tissoti minima* (VREDENBURG) stammen, während das höhere Niveau des Nordflügels mit *O. apiculata grünbachensis* PAPP ins Untermaastricht gehört (A. PAPP, 1955, S. 304 ff.; B. PLÖCHINGER, 1967, S. 48 f.) – Abb. 241. Die im Dreistättener Raum den Inoceramenschichten eingeschalteten Konglomerate gehören dem Gosaukonglomeratniveau III der östlichen Kalkalpen an (Lilienfelder Konglomerat) und führen an exotischen Komponenten Quarzphyllite, Phyllite, Quarze, Quarzite, Lydite etc., die aus einem südlichen Heimatgebiet stammen (E. ERKAN, 1970, S. 89).

Gegen oben hin werden die Inoceramenmergel durch bunte, den Nierentaler Schichten vergleichbare sandige Mergel des Obermaastricht mit *Globotruncana mayaroensis* BOLLI, *Pseudotextularia varians* RZEHAK etc. abgelöst.

Als jüngstes Glied der zusammenhängenden Beckenfüllung schließlich wurde neuerdings das Paleozän in Form der den Überbegriff „Zwieselalmschichten“ unterzuordnenden Zweiersdorfer Schichten (Begriff von B. PLÖCHINGER, 1956, Verh. Geol. B.-A., S. 75) erfaßt. Diese etwa 200 m mächtigen Zweiersdorfer Schichten bestehen aus sandigen Mergeln mit Sandsteinschichten und Lithothamniengrus. Aufgearbeitete oberkretazische Sedimente und Fossilien sind darin umgelagert reichlich anzutreffen. Unter den Makrofossilien hat ein Gastropode seine dreiteilige Fährte („Subphylochora“ = *Scolicia*) auf den Schichtflächen hinterlassen. Dan bis Tiefthanet sind gleichermaßen durch eine Nannoflora wie durch eine Foraminiferenfauna belegt. An der Basis der Zweiersdorfer Schichten stellt sich ein charakteristischer Sandschalerhorizont ein. Die darüber auftretende Foraminiferengemeinschaft mit *Globigerina trinidadensis* (BOLLI), *Globorotalia compressa* (PLUMMER) etc. spricht für Dan, *Globorotalia uncinata* (BOLLI) für Mont und *Truncorotalia angulata* (WHITE) für Thanet – Faunen bei R. OBERHAUSER (1963, S. 51), B. PLÖCHINGER (1961, S. 402 f.; 1967, S. 54), H. KÜPPER et al. (1963, S. 13 f.). Als wohl altersgleiche paleozäne Vertretung wurde jüngst der korallenreiche weiße Kambühel-Riffkalk südlich außerhalb der Gosaumulde am Kambühel 3,5 km N Ternitz und beim Wernhardt 1,3 km N Priggwitz erkannt (B. PLÖCHINGER, 1967, S. 55), der bereits den Typus der zentralkarpatischen paleozänen Korallen-Algenkalke repräsentiert (siehe S. 449) – Abb. 244, 245.

n) Die Gießhübler Gosaumulde

Im Nordteil des östlichsten Kalkvoralpen-Abschnittes zieht – jenseits der Kitzberger Gosau und der Einöde-Gosau bei Pfaffstätten – ein unterbrochener Gosaustreifen von Furth über die Triesting, über den Raum zwischen Alland und Heiligenkreuz und über Sittendorf nach Gießhübl NW Mödling. Die eigenartige, durch flyschähnliche oberkretazisch-paleozäne Ablagerungen gekennzeichnete Nordrandzone soll anhand des jüngst von B. PLÖCHINGER (1964) neu untersuchten Ostabschnittes im Raum der Gießhübler Mulde aus dem Abschnitt zwischen Sittendorf und Gießhübl vor Augen geführt werden – Abb. 242.

Das tiefste Schichtglied bildet WNW Sittendorf ein hellgrüngrauer weicher sandiger Mergel mit *Globotruncana* cf. *schneegansi* BOLLI, *Stensiöina exsculpta* (REUSS) etc., der

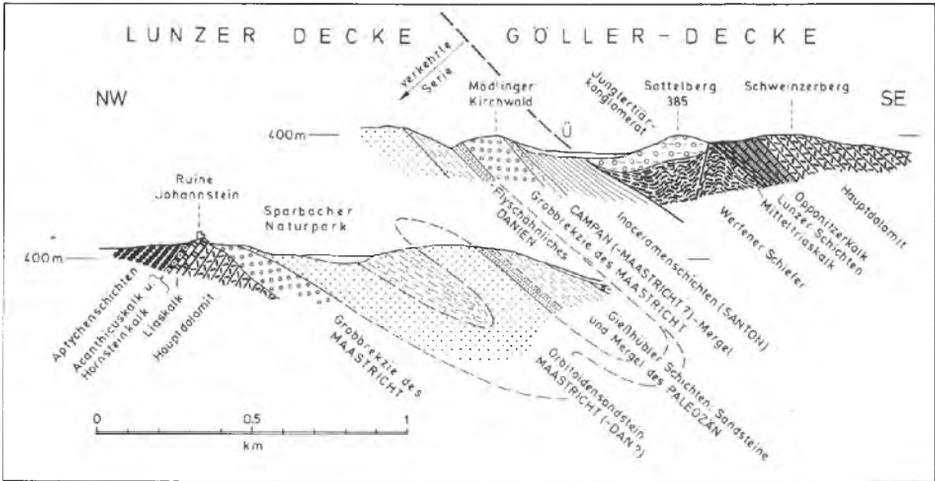


Abb. 242: Die Gosauserie in der Gießhübler Gosaumulde am Kirchwald westlich von Weissenbach bei Mödling nach B. PLÖCHINGER, 1964, Taf. 1, Prof. 6 und 7; Leitlinien ergänzt.

als Coniac bis Santon einzustufen ist. Dunkelblaugraue kieselige Sandsteine mit Hornstein führen *Inoceramus undulatopectatus* (ROEMER), was Untersanton belegt. Altersgleich scheinen die etwa 40 m mächtigen Gosaukalke mit Hornsteingeröllen zu sein. Hangend der Inoceramensandsteine folgen grünlichgraue Mergel und darüber rote Mergel des Santon, letztere mit *Globotruncana concavata carinata* DALBIEZ. Der geringmächtige dunkle Bitumenkalk NE Sittendorf gilt als Obersanton bis Unter campan. Bis 50 m mächtige Actaeonellen- und Nerineen führende Sandsteine und Konglomerate sind mit altersmäßig ähnlicher Stellung wohl hangend anzuschließen. Höheres Campan repräsentieren bis maximal 150 m mächtige bunte Globotruncanen führende Mergel mit Sandsteinlagen.

Mit Mächtigkeiten bis 110 m setzen darüber Grobbrekzien und Grobkonglomerate mit Blockschutt, auch über den Rahmen hinweg transgredierend, auf (Kramper Konglomerat im Sinne von R. ERKAN). Im Hangenden folgt ein maximal 300 m mächtiges, nach der bunten, zum Teil ziegelroten Färbung der Mergel und der sehr reichen Mikrofauna des Obermaastricht, wohl zu Recht mit Nierentaler Mergel vergleichenes Paket – nur die Einschaltungen eines glimmerreichen und Kohlenhäcksel führenden Sandsteins geben ein eigenes Gepräge. Außer bezeichnenden Globotruncanen und *Pseudotextularia varians* RZEHAk weist darin auch die Großforaminifere *Siderolites calcitrapoides* LAM. auf Obermaastricht. Ebenfalls noch ins obere Maastricht bis Paleozän ist die gegen oben daraus durch Wechsellagerung hervorgehende, rund 150 m mächtige, Orbitoiden führende Sandstein-Brekzien-Serie einzureihen, aus der *Kosmaticeras brandti* (REDTENBACHER) vom Eichberg SW Gießhübl das Maastricht belegt (R. BRINKMANN, 1935, S. 6).

In der Hangendteil verweisen *Globigerina pseudobulloides* PLUMMER und *G. trilocolinoides* PLUMMER in Mergellagen auf Paleozän (Dan). In diesem Anteil zeigt der Sandstein bereits flyschartiges Gepräge. Zufolge der sandschalenreichen Foraminiferen-

fauna wurde dieser Sandschalerhorizont mit dem in ganz analoger Position auftretenden Niveau an der Basis der Zweiersdorfer Schichten der Neuen Welt-Grünbacher Mulde verglichen. Die Schichtfolge steigt noch in das höhere Paleozän, von B. PLÖCHINGER als „Gießhübler Schichten“ bezeichnet, auf. Hierzu gehört die seit alters als „Wiener Sandstein“ (A. BOUÉ, 1830, Sep. S. 13) oder später als „flyschähnliche Gosau“ bezeichnete Serie dieses Raumes, da rote und grüngraue harte Mergel mit exotikareichen Feinbrekzienlagen und metermächtigen flyschähnlichen Sandsteinen wechsellagern. Die an Glimmer und Kohlenhäcksel reichen Sandsteine weisen neben Strömungsmarken und Rippelmarken auch charakteristische Lebensspuren wie Helminthoiden, Fährtenausgüsse etc. auf. Der nicht umgelagerte Anteil der Mikrofauna weist durch Beteiligung von *Globigerina pseudobulloides* PLUMMER, *G. triloculinoides* PLUMMER, *Globorotalia compressa* (PLUMMER), *Truncorotalia uncinata* (BOLLI) und *T. angulata* (WHITE) auf das mindestens bis ins Thanet aufsteigende paleozäne Alter.

Interessant ist ein Vergleich dieser höheren bis alttertiären, bezeichnenden, an Brekzien und Sandsteinen reichen, im höheren Teil flyschähnlichen Entwicklung mit den heute aus den Bohrungen im kalkalpinen Anteil des Wiener Becken-Untergrounds bekannt gewordenen Gosau-Tertiär-Ablagerungen der Nordzone der Kalkalpen. R. OBERHAUSER (1962, S. 55) hat schon auf den häufig flyschartigen Charakter der Mikrofaunen dieser Gosauproben verwiesen, bei Aderklaa, 2 km SW von Deutsch-Wagram, offensichtlich aus der Fortsetzung der Gießhübler Gosaumulde stammend. Die genaue Kenntnis der weiteren nordöstlichen Fortsetzung dieser Zone im Untergrund des Wiener Beckens durch die Tiefbohrungen bei Schönkirchen 3 km NW Gänserndorf (J. KAPOUNEK & S. HORWATH, 1968, S. 397 f.; A. KRÖLL & G. WESSELY, 1973, S. 403 f.; Abb. 2) hat gezeigt, daß dort in der Fortsetzung der Lunzer Decke die sehr gut vergleichbare Gosau-Paleozän-Serie mit ihrem Tertiäranteil (Dan-Thanet) bereits zu einer bis 1300 m großen Mächtigkeit angeschwollen ist. Diese Serie wird ihrerseits stratigraphisch mit der karpatischen Brezová-Serie parallelisiert, ohne daß heute allerdings ein Zusammenhang gegen NE gegeben wäre, sondern die Brezová-Serie liegt auf und nicht unter der Göllerdecke. Die Liefergebiete für diese mächtige detritische Serie hatten allerdings im Westen und Osten verschiedene Zusammensetzung, da von der Gießhübler Mulde bis Aderklaa im Schwermineralbestand Granat dominiert, während ab Schönkirchen gegen Osten Zirkon und Chromit herrschen und Granat eine untergeordnete Rolle spielt (J. KAPOUNEK & S. HORWATH, 1968, S. 400).

VI. DAS TERTIÄR

A. Allgemeine Anmerkungen

Ablagerungstypen: An tertiären Ablagerungen, die primär im Bereich der Kalkalpen beheimatet und nicht eingeschuppt oder an Fenstern tektonisch eingeschaltet sind, lassen sich drei Gruppen unterscheiden. Zunächst reicht (1.) in vielen Gosausecken eine zusammenhängende, an der Kreide-Tertiär-Grenze nicht gestörte marine Sedimentation in das Alttertiär empor (Taf. 3). Sodann erscheint lokal im Unterinntal (2.) oberes Eozän und vor allem Oligozän als Ablagerung eines vom Molassemeer nach Süden ausgreifenden Ausläufers, transgressiv verschiedenem Untergrund auflagernd. Zuletzt schließlich sind auch noch das nichtmarine Eozän (3.), das gegen Norden auf die Kalkalpen übergreift, sowie die zugehörigen Augensteinschotter als Rest einer fluviatil-lakustrischen Bildung Bestandteil der nur mehr sehr untergeordnet erhaltenen tertiären Relikte im Bereich der Kalkalpen.

Die primäre Bedeutung des Tertiärs dieses Raumes mag in bezug auf durchschnittliche Mächtigkeit und auf regionale Verbreitung relativ gering gewesen sein, auch wenn vielfach Alttertiär aus dem kalkalpinen Raum heute nur mehr in umgelagerter Form als Gerölle jüngerer Schichten erfaßt werden kann. Mit solchem umgelagerten Paläogen, das auf die einst größere Verbreitung in den Kalkalpen hinweist, hat sich am eingehendsten H. HAGN (1960, S. 143, 168, Anm.; 1967, S. 276, 292; 1968, S. 36 ff.) beschäftigt. Eine eozäne Sedimenthülle im Gesamtraum der Kalkalpen aber im Sinne von F. TRAUB (1948, S. 166) ist nicht anzunehmen. Über die verschiedenen Meinungen zu diesem Thema berichtete kritisch H. HAGN (1960, S. 169).

In paläogeographischer Hinsicht sei berichtet, daß die Lieferung des exotischen Schuttmaterials vom Ultrapienidischen Rücken nicht, wie vom Autor (1966 b, S. 33) auf Grund des Schwermineralumschlags im Campan der Gosausecken angenommen worden war, in der mittleren Gosau endet und der Rücken unter dem Meeresspiegel abtauchte – eine Überschiebung durch vorwandernde ostalpine Decken war durch die unbedeutenden Transversalbewegungen in gosauischer und nachgosauischer Zeit bis zu Ende des Eozäns ausgeschlossen worden. Die Exotikalieferung tritt nun hier zwar gegenüber jener aus dem zentralalpinen Raum stark zurück bzw. ist nach Norden abgedrängt, ist aber auch noch im Maastricht zu registrieren (E. ERKAN, 1970, S. 134). Daß dieser Rücken kraft seiner überaus bezeichnenden Gerölllieferung auch noch im Alttertiär, im Abschnitt Oberpaleozän bis Unterpaleozän wirksam bleibt, zeigen die analogen Exotika der Konglomeratlagen der allerdings nicht mehr kalkalpinen, sondern tektonisch im Liegenden der Cenoman-Randschuppe auftretenden Tratenbacherie in Bayern (vgl. S. 409), die offenbar durch Nordschüttung von diesem Rücken her beliefert worden ist.

B. Regionale Ausbildung

1. Das marine Alttertiär im Bereich der Gosaubecken

Übersicht über die Hauptvorkommen des marinen Alttertiärs in den Gosaubecken gibt Taf. 3. Eine ungestörte, die Kreide-Tertiär-Grenze passierende Schichtfolge kann in jenen Gosaubecken, die eine zureichend aufgeschlossene, tektonisch nicht allzu zerrissene Schichtfolge bieten, bis ins mittlere oder höhere Paleozän verfolgt werden: So etwa im Becken von Salzburg, von Gosau (Abb. 243), von Gams bis ins Illerd, im Becken von Grünbach und von Gießhübl bis ins Thanet. Die Einzelheiten dieser Serienentwicklung sind bereits im Zusammenhang mit der Gosau besprochen worden (siehe oben). Eozän ist in diesen Becken noch seltener vertreten. In jenen Mulden, wo die Grenzverhältnisse am besten studiert werden können, nämlich im Becken von Reichenhall-Salzburg, zeigt sich das Eozän stets transgressiv, setzt in den verschiedenen Teilbereichen des Beckens nach verschieden großer Schichtlücke teils mit dem unteren Cuis (Untersberg-Nordostvorland), teils mit Lutet (Reichenhaller Becken) bzw. mit basalem Biarritz (Untersberg-Westseite) ein – A. v. HILLEBRANDT (1962, S. 339, 349, Abb. 5). Dieses Eozän schwankt sehr in seiner Mächtigkeit, erreicht aber mit dem Maximum von 1200 m am Untersberg-Nordostfuß lokal noch beträchtliches Ausmaß. Obgleich in dem letztgenannten Bereich die Schichtlücke zum oberen Paleozän klein und der Aufarbeitungshorizont an der Cuis-Basis gering ist, kann doch auch hier eine Unterbrechung

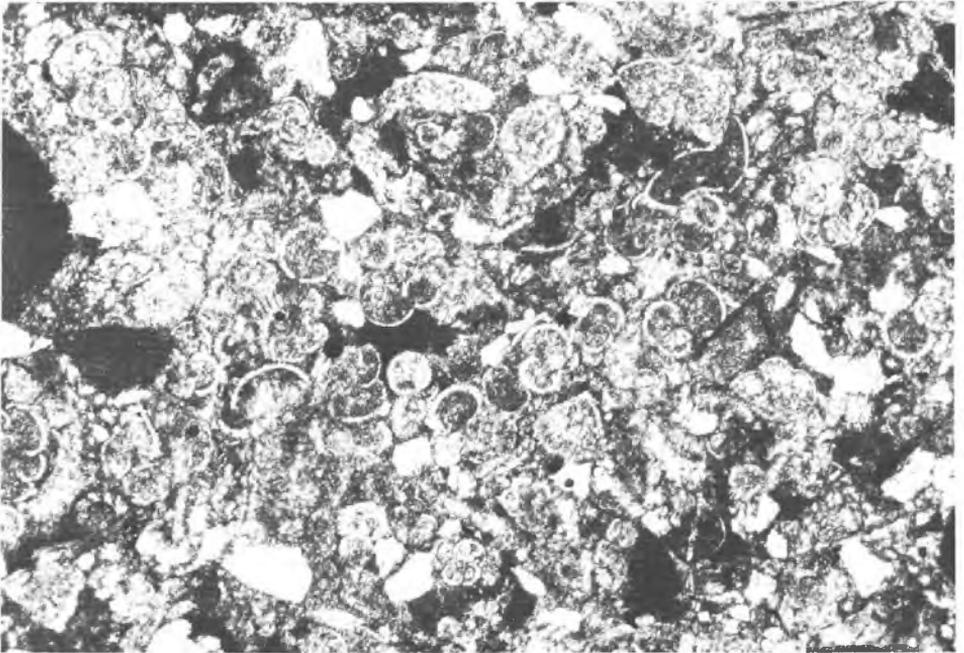


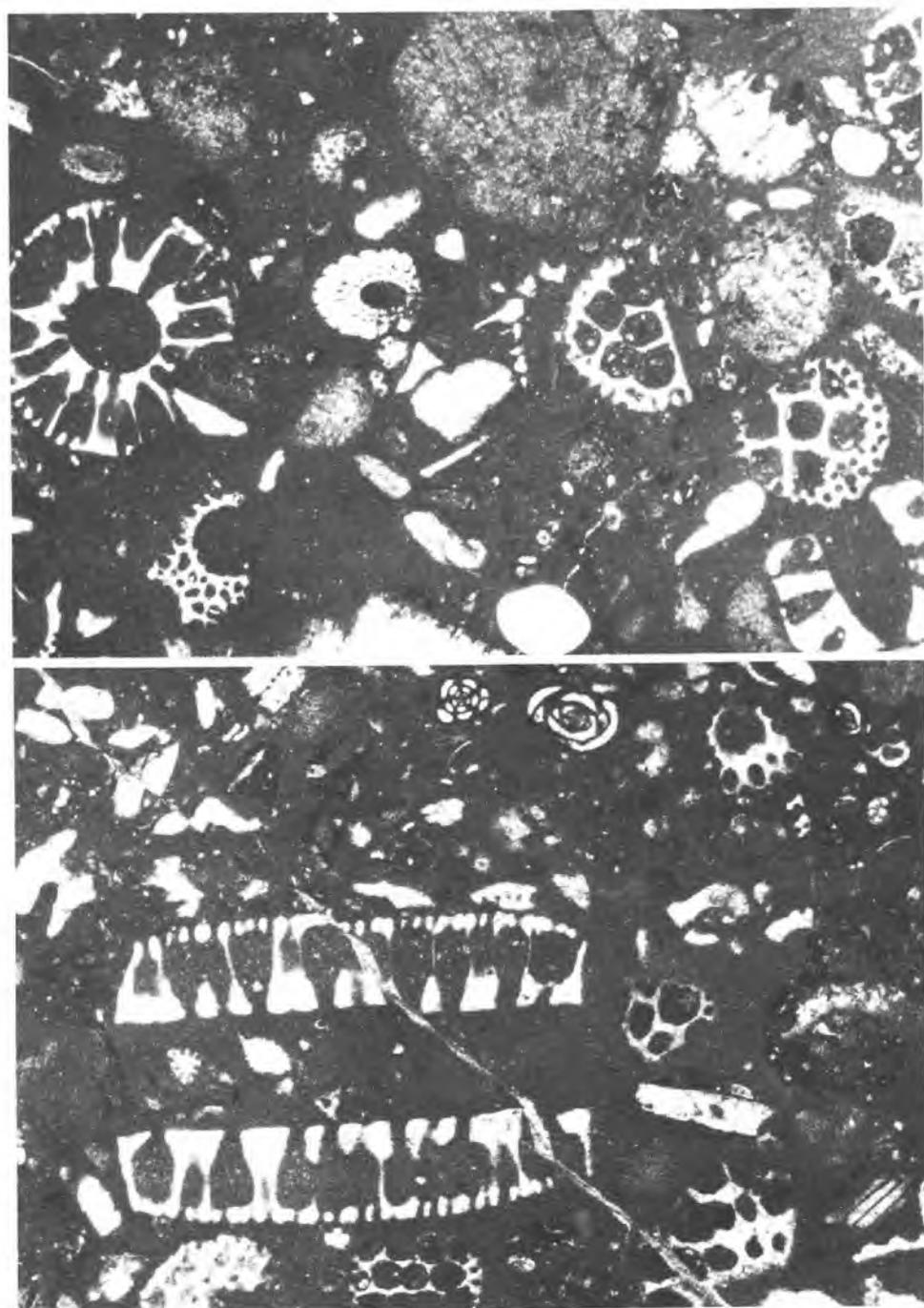
Abb. 243: Roter Paleozänkalk aus dem Becken von Schorn W des Gosaubeckens, Salzburg, mit reichlich *Globigerina* und *Globorotalia*. Schliffbild-Ausschnitt 4 mm lang.

der Kontinuität nachgewiesen werden. Die eozäne Serie reicht im Gesamttraum des Beckens generell bis ins Obereozän, ins Priabon, empor.

Die übrigen Eozän-Vorkommen im Bereich der Gosaubecken, die ebenfalls schon anhangsweise oben besprochen worden sind, seien nur noch zusammenfassend in Erinnerung gebracht: Im Unterinntal ist, von der übrigen Folge isoliert, Unter- bis Mitteleozän in Form von grauen Mergeln und Mergelkalken von Jennbach bei Sebi, 4,5 km E Oberaudorf, bekannt (H. HAGN, 1961, S. 166; 1967, S. 290). Im Zentrum des Beckens von Rigaus westlich der klassischen Gosau ist ein an Brüchen isoliertes mergelig-sandiges Cuis, im Raum E Radstadt umgelagertes marines Paleozän, aus dem Wörschacher Becken eine murartig aussehende Mergelmasse des Ilerd bis Cuis und aus dem Windischgarstener Becken tektonisch isoliert ein roter Mergel des Ilerd bis Tiefmitteleozän bekannt geworden, wobei letzterer allerdings theoretisch auch als aufgeschürfter Lappen der Buntmergelserie des Untergrundes gedeutet werden könnte.

Zu streichen hingegen ist in dieser Reihe von isolierten Eozänresten im Bereich der Kalkalpen das ursprünglich als Obereozän eingestufte Vorkommen der von B. PLÖCHINGER (1967, S. 55) als „Willendorfer Mergel“ bezeichneten Serie 5 km östlich von Grünbach in Niederösterreich. Diese Mergelzone grenzt unmittelbar an die Inoceramenmergel des benachbarten Gosaubeckens an. Die Makrofauna dieser „Willendorfer Mergel“ war durch O. KÜHN (1957, S. 71 ff.) durch acht, allerdings sämtliche mit Vorbehalt bestimmte Arten als Obereozän eingestuft worden, Schlußfolgerungen über Paläogeographie des Obereozäns am Alpenostrand sowie über die Auswirkung der illyrischen Phase sind im Anschluß daran von etlichen Autoren gezogen worden. Nun aber hat sich durch Nachuntersuchung der Foraminiferenfauna gezeigt, daß es sich um ein Obercampan bzw. Untermaastricht handelt (B. PLÖCHINGER, 1967, S. 56) und die Bestimmung der Makrofauna zu revidieren ist. Demnach kann auch der Lokalname „Willendorfer Mergel“ wiederum fallen, da es sich um Gosaumergel des Campan bis Maastricht handelt.

Hingegen ist nahe SW davon am Kalkalpen-Südrand eine aus dem gesamten übrigen Gebiet der Kalkalpen unbekannte, wohl aber aus den Zentralkarpaten beschriebene eigenartige Korallenriffkalk-Ausbildung des (?) Dan-Paleozän in Form des *Kambühelkalkes* (nov. nom.) am Kambühel nördlich von Ternitz und im Raum nördlich von Priggwitz erhalten. Der Kambühelkalk liegt an der Typlokalität, dem Kambühel, 3,7 km nördlich von Ternitz in N.-Ö., dem Gosau-Orbitoidensandstein des Maastricht auf. Eine stratigraphische Überlagerung fehlt. Dieser weiße Riffkalk eigener Art, der keinem kretazisch-tertiären Gestein der Nördlichen Kalkalpen ähnelt, wird zum guten Teil aus Lithothamniiden, weiteren Algenarten, Korallen, Bryozoen und Spongien aufgebaut (Abb. 244–245) und enthält reichlich Foraminiferen, darunter pfeilertragende Rotaliiden, die Gattungen *Miscellanea*, *Operculina*, *Rhapydionina?* etc. Die Fauna wird bei B. PLÖCHINGER (1967, S. 54 f.), der diese Kalke als erster erfaßt hat, näher erörtert. Eine eigene Bezeichnung für diesen sehr charakteristischen Typus ist deshalb gerechtfertigt, da er in den Zentralkarpaten weit verbreitet ist (M. MIŠTÍK, 1966, S. 204 ff., Taf. 80 ff.).



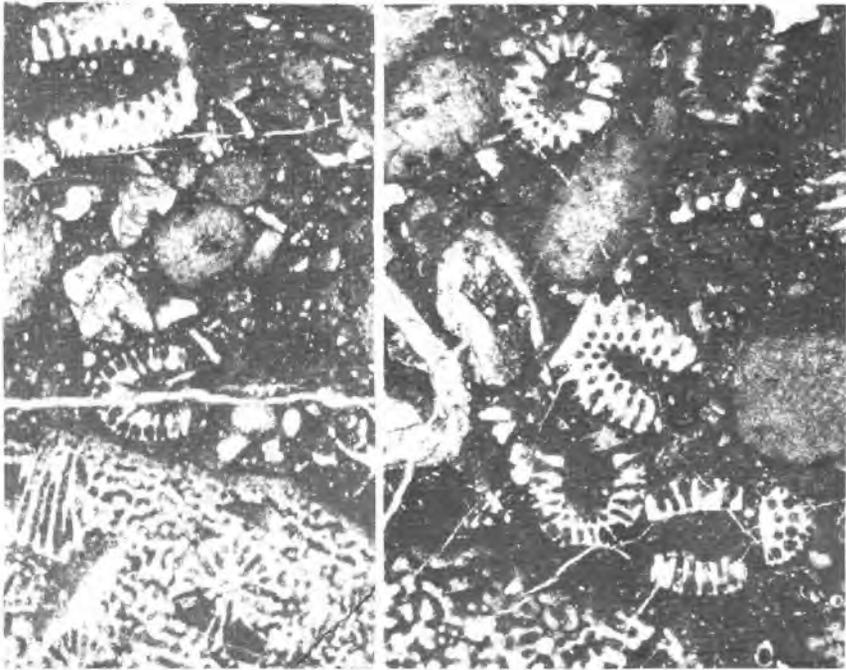


Abb. 245: Kambühelkalk der gleichen Lokalität wie Abb. 244 mit tonnenförmigen Algenresten von *Broeckella* sp. und Korallen. Maßstab: Der Thallusrest links oben ist 2 mm lang.

2. Das Unterinntal-Tertiär (Abb. 246)

Allgemeines

Position: Im Bereich des Unterinntales sind in einer durch spätere Tektonik stark beanspruchten WSW-ENE streichenden Zone zwischen Völdöpp N Rattenberg im Westen und Reith im Winkel im Becken von Kössen im Osten eine Reihe von Alttertiär-Ablagerungen erhalten geblieben, in einzelne Teilabschnitte gegliedert: Oberangerberger und Unterangerberger Tertiär im Westen, dann Häring-Kirchbichler Vorkommen, Zeller Tertiär bei Kufstein, Tertiär von Oberaudorf westlich vom Innquertal und das Jungpaläogen des Walchsee-Kössener Beckens, das vom Innquertal gegen Osten hin streicht (Übersicht auf Taf. 1 bei W. HEISSEL, 1957 und Abb. 1 bei H. LINDENBERG, 1966, S. 69).

Die Reste dieses Alttertiärs, das in der Hauptmasse dem Oligozän angehört und nur mit den Oberaudorfer Schichten noch in das untere Obereozän zu liegen kommt, sind nicht Relikte einer einheitlichen alttertiären Hülle der Kalkalpen, sondern stellen, wie die von lokalen Gegebenheiten stark abhängige Faziesdifferenzierung in limnische,

Abb. 244: Schlibbild des paleozänen Kambühelkalkes vom Kambübel N Ternitz, Nd.-Öst., mit Quer- und Längsschrägschnitten der Alge *Broeckella* cf. *belgica* MORELLET & MORELLET, det. E. OTT. Thallus-Längsschnitt 4 mm.

limnofluviatile, brackische und marine Fazies zeigen, lokale, zur Zeit der Meeressingression tektonisch aktive Quereinsenkungszonen im Unterinntalgebiet dar, so daß ein fjordartiges Eindringen des Meeres von Norden her und eine weitere Verbindung der marinen Beckenfüllung durch die Quersenkung des unteren Inn zur randalpinen Restgeosynklinale der Molassezone anzunehmen ist (M. SCHLOSSER, 1923, S. 294; O. AMPFERER, 1922, S. 107, 118; H. HAGN, 1960, S. 169 f.).

a) Die Oberaudorfer Schichten

Die Oberaudorfer Schichten (Begriff: H. HAGN, 1960, S. 150) stellen die ältesten, unteres Obereozän repräsentierenden Ablagerungen in der Nordwestecke des gesamten Unterinntal-Tertiärs im Raume Oberaudorf und nördlich vom Miesberg westlich Walchsee dar, hiedurch das einstige Vordringen des Meeres von Norden nach Süden verdeutlichend. Sie setzen mit einem marinen Basalkonglomerat mit angebohrten Geröllen ein (H. HAGN, 1961, S. 165; 1967, S. 291) und bestehen in der Hauptmasse aus einer Wechselfolge von Konglomeraten und kalkig oder mergelig gebundenen Sandsteinen (W. HEISSEL, 1957, S. 58). In der gesamten Serie wechseln mehrfach marine und nicht-marine Ablagerungen. Nachweise für limnischen und limnofluviatilen Charakter eines ersten tieferen Mergelbandes und eines zweiten höhergelegenen detritischen Süßwasserhorizontes, der in die limnofluviatilen Hangendkonglomerate überleitet, bilden Gehäuse und Deckel von Landschneckenarten, Wurzelröhrchen („Osteokollen“) und die

		OBERAUDORF	REITH i. W.	HÄRING i. T.
U- MIOZ.	AQUITAN			
	CHATT		Angerberg-Schichten	Angerberg-Schichten
OLIGOZÄN	RUPEL		Häring Sch. Knollenmergel	Häring Sch. Zementmergel-Serie
	"LATTORF"		Fischschiefer	im tieferen Teil m. Lithothamnien-Kalk
	PRIABON	Oberaudorfer Sch.?	Sand. Mergel	Bitumenmergel + Häring Körne
E O Z Ä N		Transgression auf Mesozoikum	Transgression auf Hauptdolomit	Transgression auf Buntsandstein
			Basis-Serie	Basis-Serie

Abb. 246: Das Unterinntaltertiär nach H. HAGN, 1967.

Süßwasseralge *Limnocodium* (H. HAGN, 1960, S. 146 f.; 1967, S. 291). Der marine Anteil ist durch eine durch M. SCHLOSSER (1925) monographisch bearbeitete reiche Evertabratenfauna belegt sowie durch die Nummulitenfauna mit *Nummulites fabianii* (PREVER), *N. striatus* (BRUGU.) und *N. garnieri* HARPE, die Priabon anzeigen, eingestuft (H. HAGN, 1960, S. 149; 1967, S. 291).

b) Häringer Schichten (Unter- bis Mitteloligozän)

Begriff: „Häringer Steinkohlengebirge“ M. FLURL, 1813, S. 148; „Häringer Schichten“ C. W. GÜMBEL, 1861, S. 608.

Zur verschiedenartigen Verwendung des Begriffes vgl. H. HAGN (1960, S. 152) und H. LINDENBERG (1965, S. 70).

Synonyme: Reiter Schichten, Häringer Zementmergel, Häringer Bitumenmergel, Häringer Knollenmergel, Unterangerbergschichten.

Verbreitung: Durch das Fortschreiten der Transgression im Unterinntalbereich wurde mit dem Beginn des Oligozäns die marine Bedeckung von Oberaudorf weg gegen Süden und Osten hin erweitert, so daß der Raum im Inntal SW des heutigen Kaisergebirges sowie – in Form einer größeren Seitenbucht – das Becken von Kössen und Reith im Winkel einbezogen wurden. Gegenüber W. HEISSEL (1957, S. 64), der in diesen Vorkommen keine primär zusammenhängenden Sedimentationsräume, sondern zwei voneinander getrennte Becken sah, vertreten H. HAGN (1960, S. 156; 1967, S. 304) und H. LINDENBERG (1966, S. 70) die auf einer Neubearbeitung basierende Auffassung vom ursprünglichen Zusammenhang der heute tektonisch zerlegten Ablagerungen. Die oligozäne Beckenfüllung des weiteren Raumes des Unterinntales durch Häringer- (tiefer) und Angerbergschichten (höher), erfolgte nach neuer Transgression unabhängig von den obereozänen Oberaudorfer Schichten. Oligozän und Obereozän sind hier auf verschiedene Decken verteilt: Die oligozäne Füllung liegt nur südlich der tirolischen Frontaufschichtung, die obereozänen Audorfer Schichten sind nur im Norden der tirolischen Front zu finden (H. LINDENBERG, 1966, S. 86).

Gliederung: Über den Gesamttraum hin lassen sich zwei Zyklen im Oligozän unterscheiden: Der tiefere, im wesentlichen unter- bis mitteloligozäne Komplex der Häringer Schichten und der oberoligozäne Zyklus der Angerbergschichten. Die Häringer Schichten zeigen in den beiden Teilstücken des Gesamtbeckens fazielle Differenzierung. Im Becken von Reith im Winkel gliedern sie sich in die marine Basis-transgressionsserie, oft durch Hauptdolomitbrekzien vertreten, in die auflagernden Sandmergel mit der reichen, von M. SCHLOSSER (1923) bearbeiteten Makrofauna, in die gegen oben folgenden Fischschiefer und zuletzt in die Knollenmergel.

Während die gesamte Serie in diesem Abschnitt marin ausgebildet ist, setzen die Häringer Schichten im Südteil des Gesamtbeckens, also im Häringer Raum, zunächst mit limnofluviatiler Basisserie ein, behalten im auflagernden Bitumenmergel samt der Häringer Kohle (W. HEISSEL, 1957, S. 51) mit der berühmten Flora von Häring mit *Sequoia sternbergi* (GÖPP.) – vgl. C. v. ETTINGSHAUSEN (1853) und M. SCHLOSSER (1925 a, S. 59) – weiterhin nichtmarinen, limnischen bis brackischen Charakter. Erst die in ihrer Stellung früher stark umstrittenen, sehr mächtigen Häringer Zementmergel mit reicher Makrofauna mit *Gryphaea brogniarti* BRONN, *Pholadomya subalpina* GÜMBEL, *Natica crassatina* LAM. etc. (O. M. REIS, 1889; J. DREGER, 1892;

1904; K. DENINGER, 1901; M. SCHLOSSER, 1923; P. SCHACHL, 1941) und einer ebenso reich entwickelten Mikrofauna mit *Clavulinoides szabo* (HANTKEN) – H. HAGN (1960, S. 154 f.; 1961, S. 168) – und mit reichlich stratigraphisch wertvollen Bolivinenarten (H. LINDENBERG, 1966) sowie mit Nannoplankton (CICHA et al., 1971, S. 287) sind zunächst vollmarin und zeigen nur im hangenden, lithologisch durch größere Kalkarmut und Einsetzen von Sandschüttungen ausgezeichneten Abschnitt, der von W. HEISSEL als „Unterangerberger Schichten“ bezeichnet worden ist – H. HAGN et al., 1962, S. 428 –, eine Verarmung der Fauna.

Alter: Durch die Untersuchung von H. LÜHR, 1962 (zitiert in H. HAGN, 1967, S. 307) und H. LINDENBERG (1966, S. 83 f.) ist tief- bis mitteloligozänes Alter der Zementmergel erwiesen und ist auch entgegen älterer Auffassung die Häringer Basisserie nicht ins Obereozän, sondern innerhalb des oligozänen Zyklus einzureihen.

Die Mächtigkeit: Die älteren Mächtigkeitsangaben von 1000 m und mehr (F. SPENGLER, 1951, S. 328; P. SCHMIDT-TIOMÉ, 1954, S. 133 etc.) waren wesentlich zu hoch gegriffen. H. LINDENBERG (1965, S. 71) meldet aus dem Nordflügel der Muldenfüllung mit Häringer Schichten Mächtigkeiten von 240 m bis 260 m, vom limno-fluviatilen Südflügel nur bis zu 150 m.

c) Angerbergsschichten (Oberoligozän)

Begriffsprägung: M. SCHLOSSER, 1885, S. 360.

Synonym: Oberangerbergsschichten.

Serienentwicklung: Mit basaler Diskordanz (A. WINKLER, 1928, S. 210) an den Beckenrändern, aber konkordanter Auflagerung im Inneren (H. LINDENBERG, 1966, S. 85), lagert über den älteren paläogenen Bildungen des Unterinntal-Kössener Beckensystems ein jüngerer Zyklus, bestehend aus einer Folge von Konglomeraten, Sandsteinen und Mergeln, die von M. SCHLOSSER als Angerbergsschichten bezeichnet worden sind. Gegen oben hin nimmt der Reichtum an Schottern zu (A. WINKLER, 1928, S. 212).

Während im Übergangsbereich im Raum von Angerberg grobklastische Bildungen bereits in marinem Milieu einsetzen (H. HAGN, 1960, S. 157; G. KÖVECS, 1964 in H. LINDENBERG, 1966, S. 85), ist der geschlossene Komplex der Angerbergsschichten limno-fluviatiler Entstehung (M. SCHLOSSER, 1895, S. 360; A. WINKLER, 1928, S. 211; H. LINDENBERG, 1966, S. 85 f.; H. HAGN, 1967, S. 306). Bedeutende Mengen fluviatiler Schotter wurden damals in das Angerberg-Kössener Becken eingeschüttet.

Mächtigkeit: Ähnlich wie bei den Häringer Schichten wurde die Mächtigkeit der Angerberger Schichten früher mit rund 1000 m (O. AMPFERER, 1922, S. 120; E. SPENGLER, 1951, S. 329) beträchtlich überschätzt. Die Neuuntersuchung bei Kössen erbrachte dort eine Mächtigkeit von rund 250 m (H. LINDENBERG, 1965, S. 71).

Alter: In der Vorstellung über das Alter der Angerbergsschichten hat sich analog zu jenen der damit wohl in genetischem Zusammenhang stehenden Augensteinschotterdecke (siehe S. 456) jüngst eine Verschiebung gegen unten hin vollzogen. Die ursprüngliche Einstufung durch M. SCHLOSSER (1910, S. 554) erfolgte auf Grund zweier Floren und des Fundes von *Rhonzotherium cadibonense* ROGER ins Aquitan, eine Auffassung, der man sich allgemein anschloß (A. PAPP & E. THENIUS, lex. strat., 1962, S. 18). Schon W. HEISSEL (1957, S. 52) aber konnte zeigen, daß der genannte Rhinocerotidenrest eher

auf Chatt hinweist, eine Einstufung, die heute nach den Ergebnissen von H. LINDENBERG (1966, S. 86) zu bevorzugen ist.

Gene se: Über die Herkunft der Schotter, über die Richtung der fluviatilen Schotterzufuhr in die Angerbergsschichten, ist viel diskutiert worden. Der Geröllbestand dieser Schichten umfaßt neben kalkalpinem Material vor allem Gerölle vom Gesteinsbestand der Grauwackenzone, dann dunkle Dolomite, ferner Quarz, auch poliert erscheinende Quarze, granatführende Schiefer, Muskovitgranitgneise etc. (A. WINKLER, 1928, S. 215 f.; W. HEISSEL, 1957, S. 56 f.). Hinzu kommen Kalke des marinen Paläogens. Über die Schüttungsrichtung von NE oder von SW stehen sich auch heute noch die Meinungen trotz neuer Untersuchungen diametral gegenüber (H. HAGN, 1967, S. 307). Aus der Geröllzusammensetzung ist wohl eher zu schließen, daß das Liefergebiet im Süden lag, Grauwackenzone und auch Teile der Zentralalpen umschließend.

Mit den Angerberg-Schichten endet die seit dem Perm mehr oder weniger zusammenhängend fortlaufende Sedimentation im Raum der Nördlichen Kalkalpen. Es ist beachtlich, daß auch dieses jüngste Glied noch in die Überschiebungstektonik am Nordrand der Kaisergebirgs-Schubmasse einbezogen worden ist, wie O. AMPFERER wiederholt ausgeführt hat.

3. Die Augensteinschotter und ihre Beziehung zu Ennstaltertär und Angerbergsschichten

Seit F. SIMONY (1851, S. 159 f.) nach Entdeckung der von ihm als „Augensteine“ bezeichneten Gerölle aus nichtkalkalpinem Material im Raum des Dachsteinplateaus erkannt hatte, daß es sich hierbei um zentralalpine Flußgeschiebe handle, sind zahllose Beobachtungen und Theorien zur Frage des primären Transportes, der sekundären Umlagerung derartiger Schotter und des Alters dieser Vorgänge beigebracht worden. Augensteinvorkommen als Zeugen einer einst wohl flächenhaften, heute nur mehr an geschützten Stellen umgelagert erhaltenen Überschotterung der Kalkalpen sind namentlich von den Plateaustöcken im Ostabschnitt (vgl. Abb. 102 bei A. WINKLER-HERMADEN, 1957) und im Mittelabschnitt der Kalkalpen (z. B. Hochkönig: M. SCHLAGER, 1935, S. 69 ff.) bekannt, wurden aber jüngst auch in den Tiroler Kalkalpen, z. B. im Karwendel, im Mieminger- und Wettersteingebirge, aufgefunden (H. PICHLER, 1962, S. 388), so daß das Phänomen der einstigen Überschotterung auch die westlichen Kalkalpen betroffen hat. Einen wesentlichen Schritt vorwärts bei der Erklärung der Augensteine brachten die Arbeiten von G. GÖTZINGER (1913 a, S. 52; 1913 b, S. 61; 1915, S. 272), in denen die Herkunft der Gerölle auf den Hochflächen der Kalkalpen auf den Transport durch Flüsse aus den Zentralalpen zurückgeführt worden ist und durch Kombination der Erscheinung mit dem schotterreichen Ennstal-Tertiär, damals ins Altmiozän gestellt, ein altmiozänes Alter dieser Aufschotterung abgeleitet worden war.

Der nächste wichtige Fortschritt in der Analyse der Frage ist durch die Untersuchung von A. WINKLER (1928, S. 217 f.) gegeben, der die Beziehungen zwischen Augensteinen, also heute fast stets nur ungelagert erhaltenen Resten der einstigen Flußschotterfächer über den Kalkalpen und den durch tertiäre Einklemmung an vielen Stellen im Bereich des Ennstales und in Form der Angerbergsschichten im Unterinntal erhaltenen fluviatilen tertiären Ablagerungen im einzelnen analysiert hat. WINKLER

kam zum Ergebnis, daß einst „eine zwar nicht geschlossene, aber doch sehr ausgedehnte und weit verbreitete Schotterdecke die Kalkalpen überzogen habe.“

Bezüglich des Alters dieser Bildung, die durch frühe Pflanzenfunde im Ennstal-tertiär (Zusammenstellung bei A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLM., 1962, S., 338) und auch durch Pollen-Bestimmung neueren Datums aus den tonigen Zwischenschichten (W. KLAUS, 1958, S. 299) stets als wahrscheinlich (Alt-)Miozän angegeben worden war, hatte A. WINKLER auch die Bildung der Augensteinfelder und des vorausgehenden alten Flachreliefs der Augensteinlandschaft in das Miozän gestellt. Dabei machte sich ein Wandel zu immer jüngerer Datierung der Augensteinfläche in seinen Arbeiten bemerkbar: Vom Aquitan (1928, S. 219) über Burdigal (1950, S. 265) und Burdigal oder Helvet (1957, S. 688) bis zum Unterhelvet (1957, S. 573), so daß jüngst bereits unterhelvetisches Alter der Augensteindecke als gegeben genommen wurde (H. RIEDL, 1966, S. 106).

Neue Gesichtspunkte zur altersmäßigen Einstufung der Augenstein-schotter brachte erst wieder die Einbeziehung der nun ja altersmäßig genau datierten Konglomerate der subalpinen südrandnahen Molassezone durch den Verfasser (1964 b, S. 242; 1966 b, S. 113), da ja die flächenmäßige fluviatile Überschotterung der Kalkalpen durch gegen Norden hin entwässernde zentralalpine Flüsse zwingend die Einschüttung des restlichen transportierten Materials in das diese Flüsse empfangende Molassemeer erfordert. Das Eintreffen der Fernschotter aber neben kalkalpinem Geröll und Flyschmaterial im Südrandbereich der bayrisch-oberösterreichischen Molasse ist erstmalig ab oberstem Unteroligozän zu registrieren, hat seinen Schwerpunkt im Chatt und endet in Bayern noch innerhalb des Aquitan, in Oberösterreich im mittleren Oberaquitan (A. TOLLMANN, 1966 b, S. 113; 1968 c, S. 234). Das bedeutet aber, daß die Bildung der Augenstein-schotterdecke im wesentlichen ins Chatt fällt und nur noch im tieferen Aquitan anhält, während im obersten Aquitan durch die Teilphasen der savischen Gebirgsbildung diese lange Zeit stabil gebliebenen paläogeographischen Verhältnisse zerstört wurden, wie eine völlige Umstellung in der Gerölllieferung in die Molasse auf Nahschutt (Flyschschutt) anzeigt – S. SCHIEMENZ (1955, S. 399). Gleichzeitig mit der Rückdatierung dieser inneralpinen limno-fluviatilen tertiären Ablagerungen mittels der Erfahrung am Molasse-Südrand ergab sich aber auch eine Rückdatierung auf Grund der noch in situ erhaltenen Reste im Alpeninneren selbst: Einerseits wurde die Bildung der für unsere Fragen relevanten Angerbergsschichten nach Überprüfung durch etliche Autoren vom Altmiozän ins Chatt zurückverlegt, andererseits haben selbst gesammelte Proben aus dem Ennstal-tertiär (Stoderalm) eine Pollenflora erbracht, die eine Einordnung auch in das Oberoligozän zuläßt (W. KLAUS in A. TOLLMANN und E. KRISTAN-TOLLM., 1962, S. 340). Die Bewegungen der savischen Phase schließlich, die zufolge der Umstellung der Geröllführung am Molasserand offensichtlich die Ruheperiode der Augensteinlandschaft beendet haben, werden wohl auch hauptverantwortlich für die tektonische Einklemmung und Überfahung der chattischen inneralpinen limnofluviatilen Ablagerungen im Ennstal und Unterinntal gewesen sein, die hier tatsächlich noch als erhaltene Reste der Augenstein-Schotterdecke zu betrachten sind.

Abschließend sind noch einige Anmerkungen zu den Äquivalenten der Angerbergsschichten im Bereich des Ennstales, also zum sogenannten „Ennstal-tertiär“, das ja noch im Bereich des Kalkalpensüdrandes liegt, von nöten. Die Sedimentreste liegen teils im Bereich des Talbodens der Enns, teils auf den kalkalpinen Höhen bis 1720 m

(Stoderalpe 6 km WNW Gröbming). Im einzelnen zählen hierzu folgende Vorkommen: das pflanzenführende Tertiär von Wagrein, das Vorkommen von Lobenau ESE Radstadt, das hochgelegene kohlenführende Vorkommen auf der Stoderalpe bei Gröbming, verschiedene Reste zwischen Gröbming, St. Martin, Steinach und Wörschach und schließlich das Tertiär von Hieflau. A. WINKLER (1928, Figur 5, S. 209) hat diesen Vorkommen eine monographische Studie gewidmet, neuere Angaben sind bei H.-P. CORNELIUS (1945) und A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLM. (1962) zu finden. Tone, kohlenführende Tone, Sandsteine und Schotterpakete sind am Bestand des Ennstalertiärs beteiligt. An neueren Beobachtungen ist anzuführen, daß das Vorkommen am Gr. Buchstein im Gesäuse sich auf Grund des Pollengehaltes als Oberkreide erwiesen hat (W. KLAUS, 1958, S. 299; A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLM., 1968, S. 341 ff.) und daher in diesem Zusammenhang ausfällt, während andererseits das gelegentlich als Gosau (H. HÄUSLER, 1943, S. 30) angesprochene Konglomerat SE vom Grimming zum Tressenstein hin sich als Bestandteil des Ennstalertiärs erwiesen hat (H.-P. CORNELIUS, 1945, S. 135). Ähnlich wie in den Angerbergsschichten ist auch im Ennstalertiär nun die außerordentlich weite Verbreitung von umgelagerten alttertiären Kalken, und zwar paleozänen und coezänen Alters, bekannt geworden (H. HAGN, 1967, S. 292; W. JANOSCHEK, 1968, S. 152), auf die einst ausgedehntere Verbreitung dieser Schichtglieder hinweisend.

3. KAPITEL

**DIE FAZIESRÄUME DER NÖRDLICHEN
KALKALPEN**

I. WESEN UND DIMENSIONEN DER FAZIESZONEN

A. Allgemeine Anmerkungen

Die Vielfalt und der enorme Schichtreichtum der Nördlichen Kalkalpen hat seit je außer zum Studium der stratigraphischen Gliederung und der Fossilsuiten dieser Serien zu Überlegungen über die Heteropie, also das faziell verschiedenartige Verhalten dieser Ablagerungen angeregt. Allerdings konnte naturgemäß erst nach einigermaßen detaillierten altersmäßigen Einstufungen der Serien ein fundiertes Studium der verschiedenartigen gleichaltrigen Ausbildungsarten der Schichten einsetzen, die individuelle Ausgestaltung ein und desselben Niveaus klargelegt werden, konnten die Unterschiede in Lithologie und Fauna, neuerdings auch in Mikrofazies und Mikrofauna präzisiert werden. Nach sehr zögernden Anfängen ist man eigentlich erst heute daran, die Beziehung dieser verschiedenen Faziesausbildungen zueinander des näheren klarzulegen, ihre einstige Nachbarschaft oder ihr gegensätzliches Verhalten zu erkunden und die Bedingungen für ihre Genese zu analysieren. Über die hiebei erzielten Neuergebnisse im kleinräumigen Bereich und innerhalb einer Stufe, etwa innerhalb eines Rifffixes bzw. zur angrenzenden Becken- und Lagunenfazies, wurde bereits im stratigraphischen Abschnitt anhand der Beispiele aus der Mitteltrias und der höheren Obertrias berichtet.

Nun stellen sich aber neben diesen oft nur kurze Zeit hindurch gleichbleibenden Fazieskonfigurationen auch großräumigere, langlebigere Gemeinsamkeiten in der Faziesausbildung bestimmter Zonen ein, so daß man von Fazieszonen sprechen kann. Für paläogeographische Rekonstruktionen, für das Verständnis der Genese des Gesamtgebietes der Geosynklinale, als Bestätigung oder als Prüfstein für tektonische Konzepte ist nun die Analyse dieser Faziesgroßräume von besonderem Interesse. Hierüber soll im folgenden berichtet werden. Vor Besprechung der inneren faziellen Gliederung der Kalkalpen aber ist noch ein Blick auf die Stellung der nordalpinen Faziesgroßregion der Alpen im Ensemble helvetischer-zentralalpiner-nordalpiner Faziesraum von Interesse.

Auch sollen einige allgemeine fazielle Züge aus den regionalen Gegebenheiten der Kalkalpen abgeleitet werden.

B. Die Nördlichen Kalkalpen als Teil der nordalpinen Faziesregion, dem Grundtypus der Aristogeosynklinalfazies

Die Nördlichen Kalkalpen repräsentieren im alpinen Orogen ein gegen außen transportiertes Teilstück der innersten Großfazieszone des alpinen Bogens, der sogenannten Zone mit „Nordalpiner Fazies“, von der in den Zentralalpen nur wenige überschobene

Schollen erhalten geblieben sind. Die Unterschiede zwischen dieser nordalpinen Fazieszone und der zentralalpiner Faziesregion, die einst im Norden anschloß, liegen vor allem in dem abschnittsweise im nordalpinen Faziesraum auftretenden permischen Haselgebirge, das der zentralalpiner Fazies vollkommen fehlt, in der ab der Ostgrenze Tirols herrschenden Werfener Schieferfazies bis Werfener Kalkfazies im Skyth, die der zentralalpiner Entwicklung mit ihrem Buntsandstein fehlt, in der individuell vielfältig gestalteten, faziell kleinräumig zersplitterten Mitteltrias mit zahlreichen eigenständigen Schichtgliedern und der weiten Verbreitung des Tuffhorizontes gegenüber der sehr monotonen Mitteltrias der zentralalpiner Zone, im weitgehenden Zurücktreten der für weite Abschnitte der zentralalpiner Region bezeichnenden Keuperfazies der Obertrias, die in den Nordkalkalpen auf wenige Dezimeter mächtige Einschaltungen im nordrandnahen obernorischen Hauptdolomit beschränkt ist, ferner besonders in der ebenfalls sehr variablen Juraentwicklung, in der die für die zentralalpine Sedimentation charakteristischen Massen von dolomitsandhaltigen Schiefen fehlen und schließlich im längeren Anhalten der Sedimentation in Kreide und Alttertiär im Gesamttraum der nordalpinen Fazies.

Die allgemeinen Kennzeichen aber, die darüber hinaus der nordalpinen Entwicklung eigen sind, liegen a) in dem unvergleichlich größeren Reichtum an Makro- und Mikrofossilien, auch in bezug auf die Artenzahl. Die armen und seltenen Faunen des zentralalpiner Lebensraumes zeigen über weite Strecken Uniformität (vgl. etwa die Crinoidenarten im Anis, die Lungauer Fazies im Rhät - in E. KRISTAN-TOLLM. & A. TOLLMANN, 1964, S. 568; 1969, S. 12); b) im unvergleichlich größeren Reichtum an Schichtgliedern, fazieller lokaler Zersplitterung und größerem Kalkreichtum in der Trias (gegenüber der bedeutenderen Dolomitentfaltung der zentralalpiner Region) und im Jura (gegenüber dem Vorherrschen der Schiefer- und Brekzienfolgen); c) im Zurücktreten der sedimentären Brekzien in der Trias, die im zentralalpiner Raum in allen Stufen verbreitet sind und auf größere Bodenunruhe hinweisen; d) im Zurücktreten des außeralpinen Fazieseinflusses in der Lithologie (Zurücktreten bzw. weiträumiges Fehlen von Buntsandstein, der Anhydritgruppe im Muschelkalk und von Keuper), vor allem aber in biofazialer Hinsicht (reiche Faunen aller mesozoischen Formationen mit den typisch alpinen Elementen im nordalpinen Faziesraum); e) zuletzt schließlich ist noch auf eine im Durchschnitt größere Mächtigkeit der gesamten Sedimentmasse innerhalb der Trias im Bereich der nordalpinen Fazies hinzuweisen, die in einzelnen Schichtgliedern (Wettersteinkalk, Hauptdolomit, etc.) je 1,5 km bis 2 km erreichen kann. Auch in Jura und Kreide steht die Mächtigkeit der nordalpinen Ablagerungen vor jener der zentralalpiner, wenn man von dem rasch sinkenden penninischen Trog absieht. Nicht hingegen hat sich die früher oft zitierte Lückenhaftigkeit der zentralalpiner Serien als Unterschied zur nordalpinen Entwicklung bewährt, da das Zentralalpin nicht primär, sondern nur tektonisch bedingt lückenhaft in Erscheinung tritt (A. TOLLMANN, 1965 a, S. 117).

Mit dieser Charakterisierung der Sedimente der nordalpinen Fazies haben wir zugleich eine Reihe von Hinweisen auf die Eigenart der Aristogeosynkline-Entwicklung, dieses zentralen und an die Eugeosynklinale gegen innen hin anschließenden Typus gegeben. Zur Frage der Zugehörigkeit der Nördlichen Kalkalpen zu

einer der bekannten beiden Großfaziesregionen, der Eugeosynklinale oder der Miogeosynklinale, ist Folgendes zu sagen. Als eugeosynklinale Entwicklung hat H. STILLE (1940, S. 15, S. 651) die vollgeosynklinale Entwicklung in der inneren, älteren, im allgemeinen zuerst zur Faltung kommenden, höher mobilen Zone des Trogsystems bezeichnet, die bedeutenden initialen Vulkanismus aufweist. Zu ihr wird im alpinen System der penninische Typus des rasch sinkenden Troges gestellt, mit mächtigen detritischen Sedimentmassen und bedeutendem Vulkanismus, untergeordnet von Schwellen mit sehr lückenhafter Sedimentation gegliedert. Der miogeosynklinale Typus von H. STILLE hingegen, der der Bedeutung des Wortes nach mindergeosynklinale entwickelt ist, umfaßt die von Vulkaniten freien Sedimente einer im Gesamtgeosynklinalraum außen gelegenen, randlichen, jüngeren, später und weniger intensiv gefalteten Zone.

Die Serien der Nördlichen Kalkalpen wurden nun bisher von manchen Autoren durchaus ungerechtfertigt als Bestandteil der miogeosynklinalen Zone betrachtet: Man sah entweder bestimmte Teile der Kalkalpen, wie etwa den Dachsteinkalkfazies-Bezirk, als miogeosynklinale an (R. TRÜMPY, 1955, S. 220) oder wollte die Kalkalpen als Ganzes in die Miogeosynklinale einordnen (E. CLAR & W. SCHLAGER, 1964, in W. SCHLAGER, 1965, Taf. 3, Prof. 1; B. PLÖCHINGER, 1973, S. 45). Im Extremfall wird dieser Großfazieszone der Kalkalpen für die Trias paradoxerweise auch noch der miogeosynklinale Charakter abgesprochen und dieser Sedimentraum als nichtgeosynklinale betrachtet (H. ZANKI, 1967, S. 137).

Diese Auffassung entstand unter dem Eindruck der Schwarz-Weiß-Gliederung, die Geosynklinale mit Initialvulkanismus sei eugeosynklinale, eine solche ohne Vulkanite miogeosynklinale – unter Außerachtlassung aller übrigen von H. STILLE in der Originaldefinition vollkommen zu Recht betonten weiteren Merkmalen der jeweiligen Geosynklinalräume und der zeitlichen Entwicklung innerhalb des Gesamtorogens. R. TRÜMPY hat in neuerer Zeit (1958, S. 86) ebenfalls darauf aufmerksam gemacht, daß es nicht ratsam erscheint, die Unterscheidung der beiden erwähnten Geosynklinal-Haupttypen auf ein einziges, vielleicht oft sogar sekundäres Merkmal, nämlich Vulkanismus, abzustellen.

Der Verfasser hat 1968 a, S. 210 ff., darauf hingewiesen, daß die Faziesentwicklung der Nördlichen Kalkalpen bzw. des nordalpinen Faziesgroßraumes als Ganzes mit seinen vorlandfernten Gesteinsfaziestypen, mit seiner ursprünglich innersten Lage in der Gesamtgeosynklinale, mit seiner am frühesten einsetzenden Sonderentwicklung (Haselgebirgstrog und weitere anschließende spezielle Entwicklung bereits ab Perm), mit seinen vorlandfernten, typisch hochmediterranen Faunen, mit dem entwicklungs-geschichtlich nach H. STILLE ebenfalls wesentlichen Merkmalen der frühesten Faltung und Überschiebung im Gesamtorogen und schließlich auch dem untergeordneten Vorhandensein der initialen Vulkanite, die in Form von Tuffen von Jahr zu Jahr in immer weiteren Abschnitten in der Mitteltrias entdeckt werden, als ein der eugeosynklinalen Fazies verwandter, aber eigenständiger Typus zu werten sei. Die klassischen hochmediterranen, ohne jeden Zweifel typisch vollgeosynklinalen Bildungen der Nordkalkalpen, wie tufftreiche Reiflinger Knollenkalke, Hallstätterkalke und weitere Triasglieder mit den typischen mediterranen Ammonitengattungen (bei C. DIENER, 1915, S. 452 f., speziell herausgestellt), die Megalodonten-Dachsteinkalke, die Riffkalkplatten auf rasch sinkendem Boden wie Wetterstein- und Dachsteintuffkalk, rote Ammoniten-

Knollenkalke vom Typus des Adneterkalkes, bunte Doggercephalopodenkalke, Agathakalke, IIselbergkalk etc. (vgl. Ammonitico rosso bei J. AUBOUIN, 1964, S. 497; 1965, S. 126 f.), Tiefseebildungen wie Juraradiolarite oder auch Juraschwellenkalke, reich an Manganknollen, die hochpelagische Fazies der tithon-neokomen Aptychenschichten ohne Bodenfauna mit tethysweit bekanntem Plankton und schließlich die für die alpin-geosynklinalen Verhältnisse außerordentlich bezeichnenden orogenen sedimentären Brekzienserien (R. TRÜMPY, 1955, S. 223; J. AUBOUIN, 1965, S. 114), also grobe „Flankenbrekzien“ vom Typus der höherjurassischen Turbidite und gradierten Brekzien der Tauglbodenschichten, der Strubbergsschichten mit den Olistholithen, der Oberseebrekzie, der Rofanbrekzie, der Hinterrißbrekzie und schließlich die berühmten olistolithführenden Brekzien der unterkretazischen Roßfeldschichten (Unkener-, Ischler-, Roßfeldbrekzie), der flyschoiden, Rosinenmergel führenden Mittelkreide, den als planktonreiche Couches rouges ausgebildeten oberkretazischen bis paleozänen Nierentaler Schichten und den flyschoid entwickelten Jüngstanteilen (Gießhübler Schichten etc.) dürfen demnach mit Fug und Recht als Gesteine eines Sondertypus der eugeosynklinalen Entwicklung angesprochen werden – eines Typus, der vom Verfasser (1968 a, S. 210) als Aristogeosynklinale [aristos, griech. = bester] bezeichnet worden ist. In der nordalpinen Fazies bleibt der vollgeosynklinale Charakter in dieser aristogeosynklinalen Entwicklung das ganze Mesozoikum über gewahrt.

Wir verstehen demnach unter aristogeosynklinalen Sedimenten Bildungen aus inneren, zentralen, den Vorlandeeinflüssen entzogenen geosynklinalen Bereichen, die bei Entstehung in größeren Tiefen den eugeosynklinalen Bildungen nahe verwandt sind, die aber bei dem in unserem Fall durchaus vorherrschenden Seichtwassercharakter innere Plattformensedimente mit eigener alpiner Fauna liefern, welche durch Einschaltung eigenartiger schmaler Beckenkanäle und deren Schwellenbildungen, den Cephalopoden-Knollenkalken, gegliedert sind.

C. Dimensionen und räumliche Konfiguration der Fazieszonen

Die Kalkalpen bilden ein gutes Beispiel für das Studium der räumlichen Gestalt, Größe und Ausbildung der Teilfazieszonen innerhalb der Gesamtgeosynklinale. Was zunächst die Dimension betrifft, können Fazieszonen im allgemeinen sehr verschiedenes Ausmaß erlangen. Während man in weiträumiger gegliederten Kettengebirgen der Erde, wie in den asiatischen und amerikanischen Orogenen, noch weit größere Dimensionen von Fazieszonen als in dem ja sehr individuell gestalteten mediterranen und alpinen Raum antrifft, zeigt doch auch die Fazieszone erster Ordnung, der die Kalkalpen als Ganzes angehören, bedeutendes Ausmaß: Sie erstreckt sich unter der Bezeichnung „nordalpine Faziesregion“ vom Rhätikon im Westen, nur durch die junge Verhüllung der intramontanen Senken verdeckt, ununterbrochen bis zu den Gerneriden im Osten, also über eine Distanz von rund 900 km Länge. Nimmt man die faziell zugehörigen und auch in der regionalen Anordnung als Fortsetzung zu wertenden Reste des Transsylvanischen Deckensystems der Ostkarpaten dazu, so ergibt sich eine Gesamtlänge der Faziesgroßregion von rund 1500 km innerhalb des Alpen-Karpaten-Bogens.

Die Hauptfazieszonen (Zonen zweiter Ordnung) innerhalb dieser Großregion, wie etwa die Hauptdolomitfazies-Region, die Hallstätter Zonen oder die Dachsteinkalkfazies-Zone, erreichen bei Breiten, die oft nach Zehnern von Kilometern messen, noch immer Längen von etlichen hundert Kilometern.

Fazieszonen dritter Ordnung stellen dann kleinere Regionen mit jeweils individuellen Zügen, aber einem gemeinsamen, sie zu höheren Gruppen verbindenden Merkmalskomplex dar. Es lassen sich z. B. innerhalb der durch eine weitgehend gleiche Entwicklung der höheren Obertrias ausgezeichneten Hauptdolomitregion die Vorarlberger, Tiroler, Traunalpen-, Frankenfesler, Lunzer und Rohrer Fazies unterscheiden. Innerhalb dieser Teilfazieszonen bildet sich dann erst eine weitere Zersplitterung in Becken- und Riffentwicklung ab (Beispiel: Mitteltrias der Tiroler Fazies), sich auch mehrfach quer zur Längsrichtung wiederholend.

Die genannten Unterordnungen der Hauptdolomit-Faziesregion zeigen auch sehr deutlich an, welche Gestalt Faziesbecken aufweisen können: Die Grund- und Hauptform stellt, wie seit Beginn der Geosynklinalforschung bekannt, der in Längsrichtung der späteren Gebirgsachse lang bis sehr lang gestreckte Typus dar. Dies gilt für die Großzonen der Kettengebirge (A. TOLLMANN, 1967 d) meist noch mehr als für die Subzonen. Im Falle der Hauptdolomitfazies-Unterzonen erscheinen einerseits schmale, lang hinziehende Faziesstreifen wie etwa jener der Frankenfesler Fazies, die im Ostabschnitt der Kalkalpen fast nur auf das etliche Kilometer schmale, aber 200 km lang hinstreichende Tiefbajuarikum beschränkt ist, andererseits wird durch das Beispiel der Rohrerfazies (E. SPENGLER, 1959, S. 292, Taf. 4) eine breit-ovale Form angezeigt, die bei einer Breite von 40 km nur 60 km Länge erreicht.

D. Die Schärfe der Begrenzung der Fazieszonen

Häufig sind im kalkalpinen Deckengebäude die Grenzen der einstigen Zonen verschiedener Fazies auch zu tektonischen Grenzen geworden, so daß aus solchen Abschnitten nur schwer Aussagen über die Breite des einstigen Faziesübergangsraumes zu treffen sind. Solche Aussagen über die ursprüngliche Breite des Faziesübergangs und die Art der Verzahnung lassen sich hingegen dort gut belegen, wo innerhalb einer tektonischen Einheit Übergänge erhalten und zugleich erosiv aufgeschlossen sind. Eine größere Zahl von Beispielen für solche unzerschnittene Faziesübergänge in den Kalkalpen werden in den Arbeiten von E. SPENGLER (1963) und A. TOLLMANN (1963 c) gebracht. Man trifft entweder relativ scharfe, abrupte Faziesgrenzen oder Übergänge mittels einer Zone wiederholter wechselseitiger Ablösung der Faziestypen bis zum endgültigen Umschlag oder schließlich einen breiten, großräumigen, ganz allmählichen Übergang.

Als Beispiel für einen raschen Übergang sei der seit E. SPENGLER (1928, S. 115) bekannte Fall des Ablösens der Lunzer Fazies durch die Rohrer Fazies in Niederösterreich im Fenstergraben 4 km südlich von Kleinzell angeführt (Abb. 247). Auf einer Strecke von wenigen hundert Metern geht die für die Lunzer Fazies bezeichnende Serie von Gutensteiner Kalk, Reiflinger Kalk und 300 m mächtigem schichtgliederreichem Karn aus Trachycrassschiefer, Reingrabener Schiefer, Lunzer Sandstein und Opponitzer

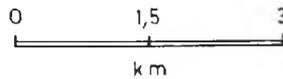
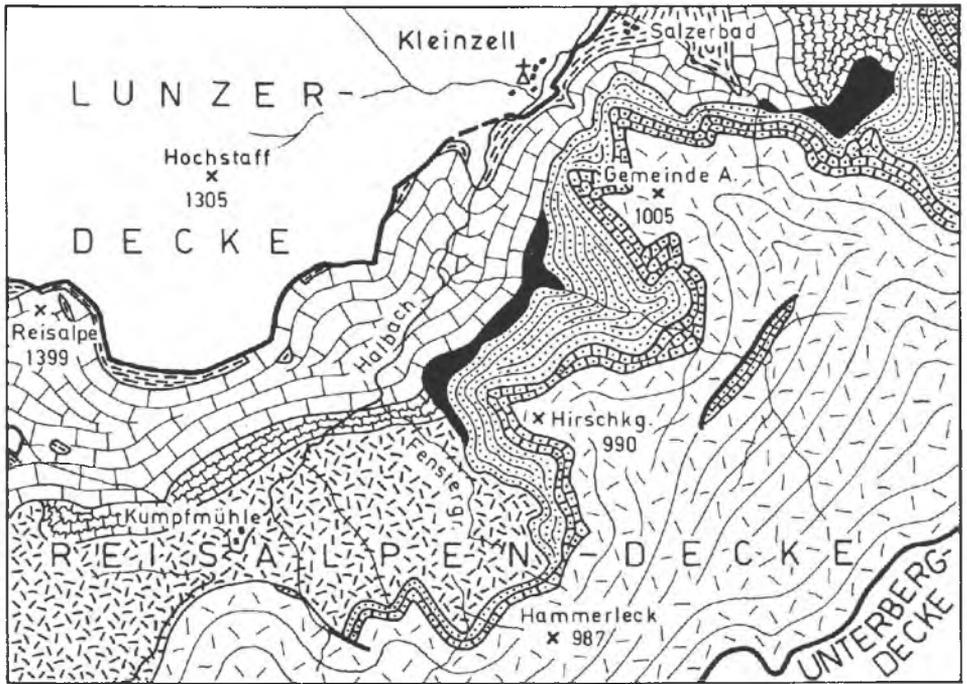


Abb. 247: Die kleinräumige Faziesverzahnung in Mittel- und Obertrias zwischen Lunzer und Rohrer Fazies im Fenstergraben bei Kleinzell, Nd.-Öst., nach E. SPENGLER, geol. Kt. 1931.

Kalk in die dolomitreiche Rohrer Fazies mit Wettersteindolomit und Hauptdolomit über, wobei das schiefrige Karn zwischen diesen Dolomitmassen weitgehend reduziert ist.

Der Fall einer Übergangszone mit Faziespendeln ist in bezug auf Leitschichtglieder z. B. im Grenzbereich Dachsteinkalk-Hallstätter Fazies am Südrand der Salzburger Kalkalpen gegeben, wo Hallstätter Kalk-Linsen in den Dachsteinkalkbereich verschiedentlich eingreifen. Dieser Fall ist ferner im Grenzsaum zwischen Hauptdolomit- und

Dachsteinkalkfazies in dem Übergangsgebiet der Hohen Schrott östlich von Bad Ischl gegeben, von wo W. SCHÖLLBERGER (1967, S. 79 f.) das vielfache Abwechseln von Faziesgliedern beschreibt und die Kössener Schichten der Hauptdolomitfazies partienweise verzettelt Einschaltungen im rhätischen Dachsteinkalk der Dachsteinkalk-Faziesregion bilden.

Gerade auch die Grenze der beiden letztgenannten Faziesräume liefert in vielen Abschnitten den dritten Typus eines ganz allmählichen Überganges. Klassisches Beispiel hierfür bietet z. B. der aus der Kammerkehrgruppe seit F. F. HAHN (1910, S. 332 f.) beschriebene allmähliche Übergang der beiden genannten Fazies innerhalb des Tirolikums. Besonders beim Übergang der Hauptdolomitfazies in die Dachsteinkalkfazies am Ostrand der Kalkvoralpen ergibt sich durch die nur ganz allmähliche Abnahme des Hauptdolomites gegen Süden und ebenso langsame Zunahme der Mächtigkeit des Dachsteinkalkes eine derartige Schwierigkeit bei der Abgrenzung, daß G. HERTWECK (1961, S. 25) lieber die Begriffe voralpine und hochalpine Fazies im Sinne von L. KOBER (1938, S. 100) verwendet hat, als sich auf die SPENGLERSCHEN, lithologisch charakterisierten Begriffe abzustützen, noch dazu, wo in weiten Räumen des Überganges der einst eventuell vorhandene hangende Dachsteinkalk abgetragen ist und demnach für eine Grenzziehung nach Auftreten oder Fehlen dieses Schichtgliedes hier ein weiter Spielraum bleibt.

Besonders großräumige und ausgedehnte Verzahnungen ergeben sich naturgemäß im Zusammenhang mit der vorwiegend langgestreckten Faziestrogform häufig am queren Abschluß eines Faziesraumes. Hier sind etliche Merkmale der einen Fazieszone gelegentlich noch als lange, im Kartenbild als Verzahnung

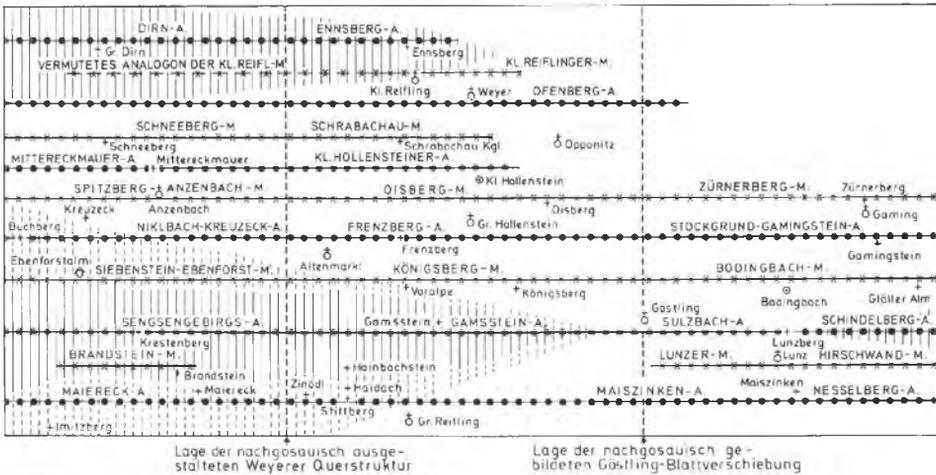


Abb. 248: Die großräumige Faziesverzahnung zwischen Nordtiroler Fazies (Traunalpenfazies) und Lunzer Fazies im Raum der Weyerer Bögen, die sich bei Abwicklung der Tektonik als schmales Ineinanderschieben von Zungen der verschiedenen Faziesbezirke darbietet, besonders verdeutlicht durch die Ausläufer von Wettersteinkalk des Westens im Reiflinger Kalk-Areal des Ostens. Nach P. STEINER, 1965, Abb. 1, ergänzt.

erscheinende Zungen in dem im Streichen anschließenden Nachbarraum anzutreffen. Ein Musterbeispiel dieser zungenförmigen Verzahnung stellen die noch sehr weit von den Hauptgrenzen weg spürbaren Ausläufer der Traunalpenfazies (Osteil der ehemaligen Nordtiroler Fazies) im Lunzer Faziesraum Niederösterreichs dar: Zwei schmale Wettersteinkalkzungen stoßen über die heutigen Weyerer Bögen gegen Osten in das Reiflinger Kalk-Gebiet vor (E. SPENGLER, 1963, S. 468) und können als wichtige Faziesleitlinien mit Vorteil bei der paläogeographischen Rekonstruktion der Weyerer Bögen als wesentliches Argument zur Verbindung der Teilstücke des einst zusammenhängenden Reichraminger-Lunzer Deckensystems verwendet werden (A. TOLLMANN, 1964 b, S. 115 f.; Taf. 7, Figur 4; P. STEINER, 1965, S. 291. – Abb. 248.

E. Faziesänderungen in der Längsrichtung eines Troges

Sind die Faziesänderungen beim queren Überschreiten der einstigen Zonengrenzen mehrweniger scharf, wie zuvor angedeutet, so liegt andererseits im Wesen des Begriffes „Fazieszone“, daß die Änderung in der Längsrichtung im allgemeinen gering oder vernachlässigbar ist, so daß fazielle Leitgesteinshorizonte weithin im Streichen verfolgt werden können. Die Beispiele hierfür sind zahlreich. Es soll aber andererseits auch hervorgehoben werden, daß in vielen Fazieszonen beim Gleichbleiben von oft nur wenigen Faziesleitschichtgliedern die übrigen Glieder im Streichen erheblichen Fazieschwankungen unterliegen können und so ihrerseits wiederum Anlaß zur Unterscheidung von faziellen Untereinheiten liefern können. Das Beispiel der Hauptdolomitfaziesregion haben wir zuvor erwähnt. Ein anderes eindrucksvolles Beispiel liefert die Hallstätter Zone. Innerhalb der Kalkalpen bildet der Salzreichtum im mächtigen permischen Haselgebirge, ferner die Hallstätter Kalk-Entwicklung vom Mittelanis bis zum Sevat, dann das Auftreten von Pedata- und Pötschenkalken im Nor bis Tiefrhät sowie Zlambachmergeln im Rhät Merkmale, die für diese Zone bezeichnend sind. Nach der verschiedenartigen Ausbildung der Obertrias der Teilstücke wurden innerhalb der Hallstätter Fazies z. B. eine schlammreiche Zlambachfazies, eine kalkreiche Hallstätter Kalk-Fazies (Salzbergfazies), eine Mürztaler Fazies mit mächtigem Karn (-Nor) als Mürztaler Schichten und eine in mancher Hinsicht bereits untypische Hallstätter Fazies mit Wandkalken und Hallstätter Kalken im Bereich der Hohen Wand sowie weitere Subfazies unterschieden. Noch auffälliger als in den ja stark individualisierten Kalkalpen mit den zahlreichen Fazies-Subregionen wird der Fazieswechsel in bestimmten Niveaus im Streichen einer Zone bei sonst großräumig gleichbleibenden Verhältnissen in der zentralalpiner Region wie etwa im unterostalpinen Faziesraum, wo bei gleichförmiger Permo-Mitteltriasserie die Obertrias teils in Hauptdolomitfazies (Radstädter Tauern), teils in Keuperfazies (Semmering) vorliegt.

F. Der karpatische Fazieseinfluß am Ostrand der Alpen

Eine bestimmte fazielle Umstellung in der Längsrichtung des Troges ist von besonderem Interesse: Der Übergang von den Ostalpen in die Karpaten, die ja in fazieller und tektonischer Hinsicht in manchem eigene, individuelle Züge aufweisen (Abb. 249). Am auffälligsten ist der Umstand, daß die neuen Fazieszüge der

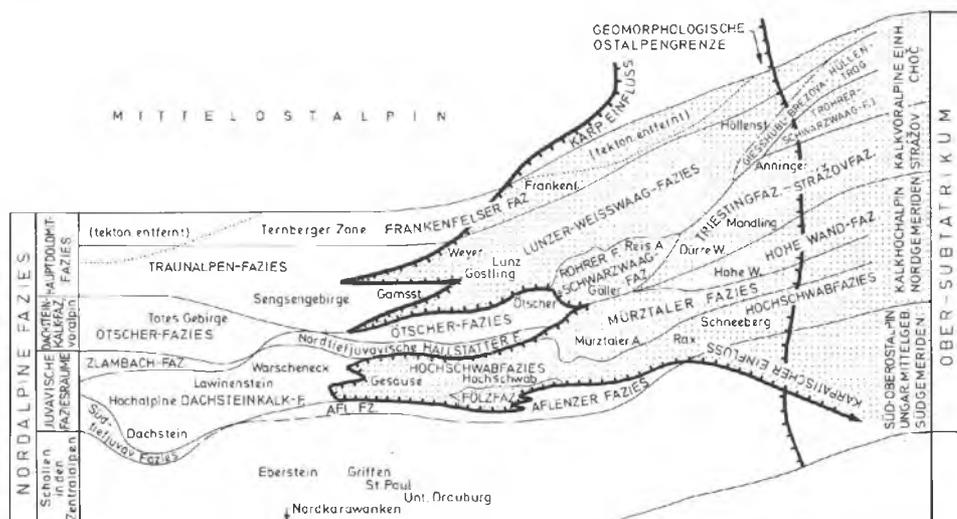


Abb. 249: Der karpatische Einfluß am Ostrand der Kalkalpen nach A. TOLLMANN, 1972 d, Taf. 1, ergänzt.

Karpaten nicht etwa an einer scharfen Quergrenze einsetzen, sondern verschieden weit in den einzelnen Teileinheiten der Ostalpen gegen Westen reichen. Dies kann am besten dadurch veranschaulicht werden, wenn wir zunächst einen Blick auf die Gesamtheit der Zonen im Alpen-Karpaten-Grenzbereich werfen (vgl. A. TOLLMANN, 1972 d) und erst dann den Ostabschnitt der Kalkalpen unter diesem Blickwinkel betrachten. In der äußersten karpatischen Zone setzt die Steinitzer Einheit bestimmter Prägung als randexternes Element mit der Waschberg-Ernstbrunner Klippenzone an der Donau NW von Wien an. Von den Pieniden, einem inneren Externelement der Karpaten, greift die weit innen gelegene Kysuca-Fazies (pienidische Fazies s. str.) mindestens bis zum Traunstein-Nordsockel in Oberösterreich nach Westen vor. Die fazielle Vielfalt der Flyschzone vom karpatischen Typus läßt sich mit dem Hervortreten der Laaber Decke unter den Kalkalpen ab Hainfeld an der Gölsen erfassen. Das relativ autochthone Element der Zentralkarpaten, die Tatriden, mit ihrer lückenhaften zentralkarpatischen Entwicklung, setzen in Österreich erst in den Hainburg-Wolfs-taler Bergen knapp SW Bratislava sichtbar ein. Das Unterostalpin weist im Semmeringsystem bis zu seinem Untertauchen an der Westgrenze bei Birkfeld in der Steiermark durch die Obertrias in der Fazies des karpatischen Keupers typisch karpatische Züge analog der Fortsetzung der Zone in der Krížna-Decke auf. In den uns hier aber in erster Linie interessierenden Kalkalpen nimmt im voralpinen Raum die Bedeutung der für die Frankenfesler Fazies charakteristischen schmalen bunten Keuperlagen in den oberen Teilen des Hauptdolomites im Wienerwald bereits gegen Osten hin zu, indem die Keuperlagen hier von der Frankenfesler Decke auf die weiter innen gelegene Lunzer Decke übergreifen: Eine solche stellenweise Einlagerung dieser bunten Schiefer ist ja in der Choč-Decke der Westkarpaten eine noch wesentlich geläufigere Erscheinung (D. ANDRUSOV, 1965, S. 68).

Die Hauptfazies der Kalkvoralpen in Österreich, die *Lunzer Fazies*, bindet eng den voralpinen Ostrand mit der Choč-Decke. Hier setzt der Faziesumschlag in die Karpaten in der Längsrichtung bereits an den Weyerer Bögen ein. Die bezeichnende Faziesserie der Lunzer Entwicklung mit mächtigem anisischem Muschelkalk, Reiflingerkalk im Oberanis bis Cordevol, mit dem gliederreich entwickelten Karn mit Trachyceras- und Reingrabener Schiefer, Lunzer Sandstein, Opponitzer Kalk und -Dolomit entspricht in allen Einzelheiten der Fortsetzung dieser Fazies in den Karpaten, wo sie mit einem jüngeren Synonym M. MAHEL (1961, S. 25) als „Biely Váh-Serie“, also als Weißwaagfazies bezeichnet hat – vgl. auch J. BYSTRICKY, 1967, S. 262, Tab. 1; D. ANDRUSOV, 1967, S. 1053; 1968, S. 173 f. Die gleiche Faziesassoziation ist später von J. BYSTRICKY (1973, S. 307) als „Faziesbereich der Reiflinger Kalke“ charakterisiert worden, womit wiederum die Lunzer Fazies gemeint ist. Das Hauptverbreitungsgebiet der Lunzer Fazies liegt übrigens in den Westkarpaten, wo sie über eine Strecke von 250 km Länge verfolgt werden kann, während sie in die östlichen Kalkalpen nur 130 km weit hineinreicht.

Auch die nächstsüdlichere Fazieszone des Ostrandes der Kalkalpen knüpft aufs engste an die entsprechende südlichere Karpaten-Fazies an. In den Kalkalpen ist die von E. SPENGLER (1959, S. 292, Taf. 4; 1963, S. 468) als *Rohrer Fazies* bezeichnete „Dolomitreiche Fazies“ durch die absolute Dominanz der Dolomite in der Trias gekennzeichnet. Die Hauptmasse dieser Formation wird durch Wettersteindolomit und Hauptdolomit gebildet, die nur durch eine wenige Meter schmale Zone aus Reingrabener Schiefer getrennt sind. Das exakte Gegenstück hiezu bildet in den Westkarpaten die in der gleichen Position aufscheinende „Čierny Váh-Serie“ (Schwarzwaagfazies) MAHEL (1961, S. 25), in der wohl in Analogie zur Rohrer Fazies der Dolomit bereits im Anis einsetzt (J. BYSTRICKY, 1967, S. 263, Tab. 1). Letztgenannter Autor verwendet 1973, S. 307, für die Rohrer Fazies die unscharfe Bezeichnung „Faziesbereich der Ramsaudolomite“. Da heute die Identität dieser kalkalpinen Faziesbereiche mit jenen der entsprechenden Westkarpatendecken, besonders der Choč-Decke, festgestellt ist, hat auch jeweils für beide Bereiche die ältere Faziesbezeichnung Gültigkeit. Das Inovec-Gebirge mag als Beispiel der typischen Ausbildung der Rohrer Fazies in den Westkarpaten dienen.

In einer rasch gegen Osten zunehmenden Breite zieht der nächste Faziesstreifen, der sich erst ganz nahe dem Kalkalpenostrand in Niederösterreich zwischen Anninger, Lindkogel und Peilstein im Norden und Gutenstein im Süden entwickelt, in die positionsmäßig entsprechende Westkarpatenfazies hinüber: Diese Entwicklung ist durch die Kombination von Steinalm-Wettersteinkalk (nur untergeordnet -dolomit), geringmächtiges Karn, mächtigen Hauptdolomit und demgegenüber unbedeutendem norischem bis rhätischem geschichtetem Dachsteinkalk charakterisiert. Dieser Fazies gebührt aus Prioritätsgründen der zuerst in den Karpaten verwendete Name *Strážovfazies* (vgl. J. BYSTRICKY, 1967, S. 263 f., Taf. 1) gegenüber der vom Verfasser (1972 d, S. 190) in den Ostalpen verwendeten Bezeichnung *Triestingfazies*. Dieser Faziesraum ist übrigens, wie erst jüngst wiederum in den Karpaten belegt, auch tektonisch in Form der Strážovdecke (D. ANDRUSOV, 1968, S. 101 f. und früher) bzw. den Schollen der Veternik und der Havranica in den Kleinen Karpaten selbständig geworden (J. BYSTRICKY & M. MAHEL, 1970, S. 191 ff.).

Besonders bezeichnend sind ferner die Faziesverbindungen in Längsrichtung zwischen östlichen Kalkhochalpen, besonders Hochschwabfazies und Hohenwandfazies, und den entsprechenden Einheiten der Westkarpaten in den Nord-Gemäriden und im Slowakischen Karst: Die Leitgesteine dieser Fazies sind im Auftreten von Steinalm-Wettersteinkalk (statt des erst westlich von der Rax und der Veitsch einsetzenden Wettersteindolomites), von nicht unbedeutenden Spuren des mitteltriadischen Vulkanismus, vom karnischen Tisovec-Kalk (hiezü Opponitzer Riffkalk der Hohen Wand – E. KRISTAN, 1958, S. 259), dem norischen Wandkalk D. STUR, 1871, S. 377 (= Furmanec-Kalk, V. KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, 1960, S. 106; 1967, S. 272) und von rhätischem Glomospirellenkalk (Abb. 250) gegeben. Fauna und Flora der entsprechenden Gesteinstypen im hochalpin-hochkarpatischen Faziesraum beiderseits der Alpen-Karpatengrenze stimmen verblüffend überein. Als weiteres bezeichnendes Beispiel zu den vom Verfasser 1972 d, S. 193 ff., hierüber näher ausgeführten Einzelheiten sei auf die Mitteilung von E. OTT (1973 b, S. 460 ff.) verwiesen: Die in den gesamten übrigen Kalkalpen nur bis ins Cordevol emporsteigende Alge *Tentoporella herculea* (STOPPANI) reicht in den Mürztaler Alpen ebenso wie in

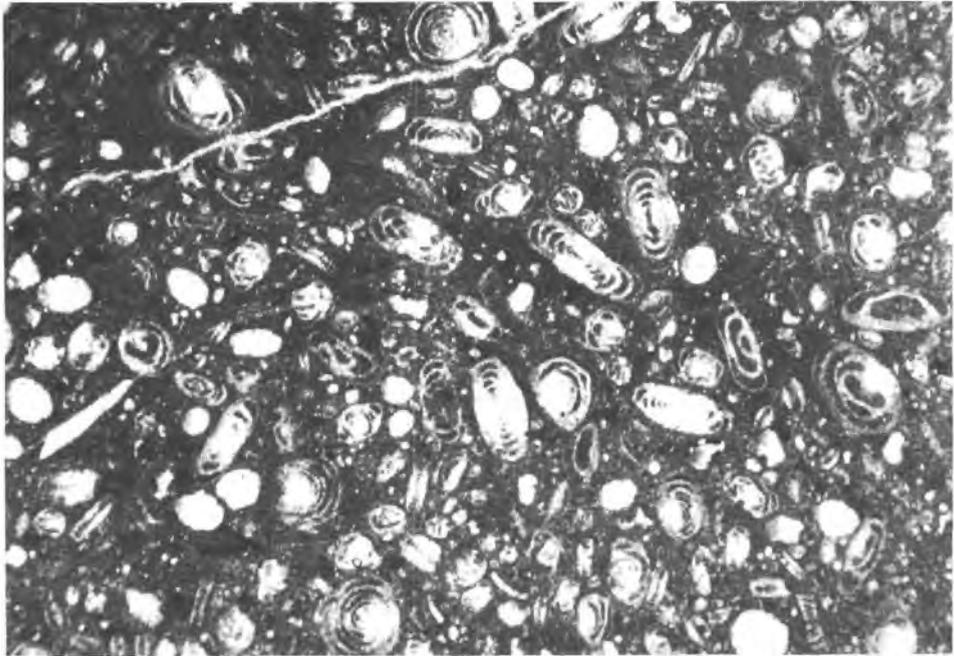


Abb. 250: Der Typus des rhätischen Glomospirellenkalkes der Westkarpaten verbindet ähnlich wie zahlreiche andere spezifische Schichtglieder den Nordrand der hochkarpatischen-hochalpinen Entwicklung. Das Schlibfbild aus dem Megalodontenkalk des südöstlichen Muran, ČSSR, mit massenhaft *Angulodiscus tumidus* KRISTAN-TOLLM., *Glomospirella friedli* KRISTAN-TOLLM., *Glomospirella parallela* KRISTAN-TOLLM. etc. entspricht ganz dem Glomospirellenkalk der Starhembertschichten, die vom Bereich des Hohen Wand-Plateaus in die nördlich benachbarte voralpine Fazies hinüberreichen.

der Fortsetzung dieser Faziesprovinz in den Gemeriden bis ins Nor empor, hier begleitet von *Poikiloporella duplicata* (PIA).

Auch in den Jungschichtgliedern der Kalkalpen setzt der Umschlag in karpatische Verhältnisse zum Teil bereits in den Ostalpen ein. Die Gießhübler Gosau-Paleozän-Entwicklung mit dem mächtigen, flyschoiden Alttertiär (Gießhübler Schichten B. PLÖCHINGER, 1964, S. 487) bildet – tektonisch heute allerdings geteilt (A. KRÖLL & G. WESSELY, 1973, S. 407) – die Fortsetzung des zentralkarpatischen Gosau-Paleozäntroges der Brezová-Mulde, die vom Raum südlich Myjava auch noch im Untergrund des Wiener Beckens durch Bohrungen gegen SW hin verfolgt werden konnte (T. BUDAY & V. SPICKA, 1965; Z. ROTH, 1967, Abb. 1, S. 33). Die lithologische Übereinstimmung von West- und Ostabschnitt ist bedeutend, auch wenn im Westteil nach den Untersuchungen bei Gießhübl im Schwermineralspektrum eine Granatvormacht herrscht (G. WOLETZ in B. PLÖCHINGER, 1964, Tab. 2, S. 488), während ab der Bohrung Schönkirchen T 32 NW von Gänserndorf sich gegen Nordosten hin eine Zirkonvormacht einstellt (J. KAPOUNEK et al., 1968, S. 400). Die Abb. 4 bei A. TOLLMANN (1971) und Abb. 1 bei A. KRÖLL & G. WESSELY (1973) zeigen die wahrscheinliche Verbindung der alpin-karpatischen Einheiten im Untergrund des Wiener Beckens.

Ein weiteres eindrucksvolles Beispiel von der Umstellung auf die karpatischen Verhältnisse in der Jungschichten-Entwicklung der östlichen Kalkalpen ist bereits durch Besprechung des Kambühelkalkes aus dem Raum Ternitz und Prigglitz am Kalkalpen-Südostrand erwähnt worden (vgl. S. 449), der einzigen Region, in der ein derartiger zentralkarpatischer paleozäner Korallen-Algen-Riffkalk im Bereich der Kalkalpen auftritt.

G. Die Entwicklung der Fazieszonen in der Zeit

Ein wesentlicher Umstand, der bei der Begutachtung der Fazieszonen nie außer Acht gelassen werden darf, ist der Faktor Zeit, das heißt die Verfolgung des Schicksals der Fazieszone im Laufe ihrer Entwicklung. Schon im vorigen Abschnitt wurde bei Besprechung der Untergliederung der Fazieszonen darauf hingewiesen, daß uns ein – geologisch gesehen – kurzfristiges individuelles Verhalten eines Teiles einer Großfazieszone gegenüber den benachbarten Teilabschnitten oft zur Abtrennung von Subfazieszonen berechtigt. Häufig bleibt die Begrenzung eines Faziestroges über lange Zeiträume hindurch gleich. Häufig aber auch verschieben sich in einem Spätstadium die Grenzen gegenüber dem Nachbarrog in positivem oder negativem Sinne. Hiedurch erst ergeben sich ja die charakteristischen Faziesverhältnungen, durch die man auch in später tektonisch zerrissenen Gebieten die einstige Nachbarschaft bestimmter Regionen belegen kann. Als Beispiel dieser Art sei die Decke der Hohen Wand angeführt, die mit ihrem Hallstätter Faziesgehalt als Teilstück der Hallstätter Zone entweder im Sinne von L. KOBER nördlich der Schneebergdecke oder aber im Sinne von E. SPENGLER südlich dieser hochalpinen Einheit eingewurzelt worden war. Die Untersuchung ihrer Fazies aber (E. KRISTAN, 1958, S. 270) hat neben den tektonischen Beobachtungen mitgeholfen, eine Entscheidung zugunsten der erstgenannten Auffassung zu fällen, da in der Mitteltrias die Wettersteinkalkentwicklung von Süden her in den Emmerberg-

zug, einen Teil der Hohen Wand-Decke, hineinreicht. Ein anderes klassisches Beispiel gut überschaubarer Faziesverzahnung wurde durch E. SPENGLER (1920, Taf. 4; 1926, Prof. 6) von der Südseite des Hochschwabmassivs geliefert, wo sich die Dachsteinkalkfazies gegen Süden hin modellhaft mit der in der Obertrias an Mergel und an geschichteten dunklen Kalken reichen Aflenzer Fazies zungenartig verzahnt (Abb. 71).

Zum zweiten erhebt sich bei einer zeitlichen Betrachtung des Werdeganges der Fazieszonen sogleich die Frage, welche von den durchaus verschiedenen Fazieszonen der Trias, des Jura oder der Kreide für die paläogeographische Rekonstruktion der Ostalpen bzw. der Kalkalpen wesentlicher ist. Womöglich wird man natürlich alle Gegebenheiten erfassen und durch über- und untergeordnete Zonengliederung eventuell auch ältere und jüngere Entwicklungsstadien für die phasenhafte paläogeographische Betrachtungsweise einbeziehen. Vergleichend betrachtet aber erscheint die Trias-Faziesverteilung für eine Zonengliederung der Kalkalpen als Ganzes am geeignetsten, und zwar deshalb, weil die Heteropie der Zonen einerseits nicht zu kleinräumig und sich vielfältig wiederholend auftritt (wie in manchen Jurastufen mit ihrem vielfachen Wechsel von Schwellen und Rinnensedimenten), aber auch wiederum kein allzu großräumiger Faziesausgleich stattfindet (wie etwa im Radiolaritniveau und im Aptychenkalkhorizont des höheren Jura). Daher ist seit je für paläogeographische Überlegungen von Stratigraphen und Faziologen die Fazieszonengliederung der Trias zugrunde gelegt worden. Es ergibt sich, daß der Jura in seinem tieferen Teil noch in manchen Zügen an die alte Entwicklung der Obertrias anknüpft, daß er andererseits aber auch vielfach durchaus eigenständige Züge aufweist. Besonders im Tief- und Hochbajuvarikum läßt sich manche Beobachtung über regionale Fazieskonstanz im Jura anstellen. In der Frankenfesler Fazies zeigt auch noch der tiefere Jura ebenso wie die Trias eine Eigenständigkeit durch bestimmte Schichtglieder wie etwa die tiefliassischen Kieselkalke, die sandigen Kalksburger Schichten und Gryphaeenkalke, ferner das Fehlen von Hierlatzkalk zugunsten von Liasfleckenmergel, die Ausbildung oberliassischer Hornsteinkalke etc. Analoges gilt für etliche Schichtglieder auch für die Westfortsetzung des Tiefbajuvarikums in der Ternberg- und Allgäudecke: Liasfleckenmergel vertritt im gesamten Vorderrandstreifen der Kalkalpen den Hierlatzkalk, der für die Stirnpartie des Hochbajuvarikums in der gesamten Länge vom Allgäu bis Wien bezeichnend ist, bestimmte andere Schichtglieder wie „Dogger-Posidonienschiefer“, Vilser Kalke und Haselbergkalke sind ein Charakteristikum des Bajuvarikums als Ganzes. Auch noch in der tieferen und mittleren Kreide zeigt das Tiefbajuvarikum mit Tannheimer und Losensteiner Schichten und später durch das Fehlen der Gosau seine fazielle Eigenstellung an.

Ein schönes Beispiel von lange Zeit hindurch gleichbleibenden schmalen und langen Fazieströgen des Jura über Hauptdolomitfazies-Untergrund wurde aus den niederösterreichischen Kalkvoralpen in neuerer Zeit beschrieben (P. STEINER, 1965, S. 275 f.; A. TOLLMANN, 1966 a, S. 143 ff.). Auf engem Raum folgen hier von Norden nach Süden Jurafaziesstreifen, die in den vielen Zehnerkilometer lang hinziehenden Mulden erhalten geblieben sind und im gesamten Längsverlauf jeweils eine verblüffende Fazieskonstanz aufweisen, während der Kontrast zur nächsten benachbarten Muldenzone frappant ist. Von Norden nach Süden wurden hier vom Verfasser fünf Jurafazieszonen unterschieden, die nach dem jeweiligen Leitgestein als Fleckenmergel-

fazies (noch im Tiefbajuvarikum), Hierlitzkalkfazies, Klauskalkfazies, kombinierte Hierlitz-Klauskalkfazies und radiolaritreiche Fazies bezeichnet wurden. Neben den Schichtfolgen sind auch relative Mächtigkeiten bzw. charakteristische Schichtlücken für die einzelnen Zonen bezeichnend.

Wiederum ein anderer Typus von fazieller zonarer Individualisation im tieferen Jura läßt sich in zahlreichen Abschnitten der Kalkalpen feststellen: Es ist die seit D. STUR (1871, S. 476 f.) bekannte Erscheinung, daß die Jurafazies direkt an die Schwellen-Muldenfazies der ausgehenden Trias anknüpft, wie später zahlreiche Autoren (siehe S. 291) beschrieben haben: Seichtwasserkalke vom Typus Hierlitz-Crinoiden- und Brachiopodenkalk erscheinen über den Dachsteinkalkstücken im Toten Gebirge, Dachstein etc., Fleckenmergelfazies im Lias über den Zlambachmergelstreifen, Adneterkalke gelegentlich über der Hallstätterkalk-Entwicklung (Beispiel Plassen W Hallstatt). In den Hochzonen fehlt oft der Lias alpha, in den Becken-Schlammfaziesgebieten ist auch diese Stufe fossilbelegt. Daß dieses fazielle Erbe auch in den Dogger hineinreichen kann, hat der Verfasser (1960 b) aus dem östlichen Salzkammergut beschrieben. Über den Dogger empor wirkt das alte Erbe nicht weiter.

Als Beispiel für das Wandern einer Sedimentationszone in der Zeit sei das jüngst analysierte Beispiel des Westteiles der Osterhorngruppe angeführt. An diesem Beispiel erkennt man, daß zunächst offenbar in Anknüpfung an das Kössener Rhät im Lias bis Dogger im Raum von Glasenbach SE Salzburg eine Beckensedimentation herrschte, 10 km südlich davon bei Adnet durch submarine Schwellen mit geringmächtiger kondensierter Adneterkalk-Sedimentation begleitet (D. BERNOULLI & H. JENKYN, 1970, S. 507, Abb. 1). Im Malm aber verschiebt sich mit der Bildung der Tauglbodenschichten die Beckenachse deutlich gegen Süden hin, im Raum Glasenbach sind die Sedimente dieser Zeit unbedeutend, die Hauptsedimentation bzw. Hauptmächtigkeit der feinklastischen Ablagerungen liegt nun in einem West-Ost orientierten Trog im Tauglgebiet (M. & W. SCHLAGER, 1969, S. 178 f.), also rund 15 km von Glasenbach gegen Süden verlagert, und die zugehörige schuttliefernde Trattbergsschwelle ist entsprechend von Adnet zum Trattberg nach Süden rückverlegt. Die allmähliche Verlagerung dieses Beckens gegen Süden kann auch schon im Lauf des tieferen bis mittleren Lias durch die Abänderung der bei Glasenbach als Resedimente erhaltenen Gesteinstypen, die von der Adneter Schwelle stammen und von Crinoiden-Biospariten seichter Abstammung zu pelagischen Gesteinen abwandeln, gespürt werden (D. BERNOULLI et al., 1970, S. 505). Das Beispiel dieser südlich gerichteten Trogverschiebung in der Osterhorngruppe im Lauf des Jura bildet aber eine Ausnahme gegenüber der sonst im großen herrschenden Tendenz der Wanderung der Trogachsen gegen Norden.

Diese Tendenz des Herauswanderns der Troghauptachse gegen Norden, gegen den Rand der oberostalpinen Gesamtgeosynklinale, ist besonders in der Nachtrias auffällig. Während in der permotriadischen Epoche die Großkonfiguration des überwiegend sehr seicht verbleibenden Gesamttraumes mit der schon im Oberperm angelegten mobilen Hallstätterzone im wesentlichen gleich bleibt, tritt die Verlagerung der Hauptsedimentationszone im Unter- bis Mitteljura in weiten Teilen der Kalkalpen trotz aller lokalen Schwellen und individueller Ausgestaltungen gegen Norden hin in Erscheinung: In den voralpinen Zonen sind die Serien mäch-

tiger, Beckenfazies dominiert, die Schwellen treten zurück, während im Bereich der hochalpinen Decken und auch schon im Gebiet der Kalkstöcke des südlichen Tirolikums eine lückenhafte, geringmächtige, überwiegend kalkige Sedimentation eintritt. Im transgressiven Malm stellt sich ein gewisser Ausgleich ein, obgleich die Aptychenkalkfazies der Voralpen im Mittel- und Ostteil gegen Süden hin individuellen Ausbildungen weicht. In der Kreide bietet sich bei Betrachtung des Mittel- und Ostabschnittes der Kalkalpen ein ähnliches Bild: Gegen die Mittelkreide hin endet die Sedimentation im Süden vollkommen, die Mittelkreide ist schließlich auf die nördlichere, ganz besonders auf die tiefbajuvarische Zone zurückgedrängt. Nach der weiträumigen Gosautransgression zu Beginn des Senons läßt sich, im Ostteil der Kalkalpen bisher überprüft (E. ERKAN, 1970, S. 134; 1973, S. 103), ein abermaliges nordwärtiges Wandern der Trogachse bis zum Maastricht durch die allmähliche Zunahme der Bedeutung der von Süden her geschütteten Exotika gegenüber jenen aus Norden feststellen.

H. Die Ursachen der Fazieszonen

Die Ursachen der Fazieszonen-Ausbildung liegen in mehreren Faktoren begründet. Die raschere oder langsamere Absenkung eines Krustenstreifens, die in erster Linie die Art der Sedimentfüllung bestimmt, wird wohl in den meisten Fällen durch *endogene Kräfte* verursacht sein. Allerdings wird auch immer wieder seit J. HALL (1857), dem Begründer des Geosynklinalkonzeptes, die Meinung vorgebracht, daß die zusätzliche Belastung eines sinkenden Bereiches *isostatisch* steigernd auf den Absenkungsbetrag einwirkte (z. B. R. TRÜMPY, 1958, S. 82). Andererseits zeigt die Existenz von tief absinkenden Trögen mit nur minimalem Sedimentanfall (Leptogeosynklinale TRÜMPY, 1955, S. 220, bzw. Vakuitätsperiode J. AUBOUIN, 1959, S. 159), in unserem Fall das jurassische Stadium der Radiolaritsedimentation, daß bei solchem Geschehen eindeutig nur endogene Ursachen, wie seit J. DANA zuerst vermutet, für die tiefe Bodenabsenkung verantwortlich sind.

Die früher mehr im Schwange gewesene Auffassung, daß *Schwellen oder subaerische Rücken* die einzelnen Geosynklijalstreifen trennen und daher auch für die individuelle Entwicklung der Zonen verantwortlich seien, stimmt nur in seltenen Fällen, etwa dort, wo man ein die Ränder des Troges begleitendes Detritusliefergebiet annehmen muß, wie z. B. für den Südrand des Tauglbodenbeckens im Malm (S. 348) oder für die karnischen detritischen Serien im Westteil der Kalkalpen, wo Schüttung von Norden und Süden her von einzelnen, verschiedenartig zusammengesetzten Zentren erfolgt ist (S. 165), oder im Ostteil der Alpen und Westkarpaten, wo Schüttung von exotischem Material in der Kreidezeit von einer im Inneren gelegenen Kordillere, dem Ultrapienidischen Rücken, erfolgte. Im allgemeinen aber verzahnen sich, wie oben ausgeführt, benachbarte Fazieströge in Längs- und Querrichtung mit verschiedenen Schichtgliedern miteinander.

Vielfältig sind in neuerer Zeit die Erkenntnisse über die Ursachen spezifischer Faziesausbildungen der Schichtglieder und Teiltröge auf Grund des Vergleiches mit der rezenten Sedimentgenese. Bathymetrische Gegebenheiten stehen im Vordergrund. Freie oder abgeschlossene Lage gegenüber dem offenen Meer, Position innerhalb des

Ensembles Becken-Schwellen-Plattform und deren Teilbereiche sind für die Faziesfrage entscheidend. Der Einfluß der Temperatur, eines nahen Vulkanzentrums, der Einfluß der oft schwer erfassbaren einstigen Meeresströmungen, die Paläogeographie des Umlandes, aber auch die Existenz und der weltweite Entfaltungsgrad bestimmter Kalklieferanten der biogenen Sphäre prägen die lokale und regionale Faziesausbildung durch ihr Zusammenspiel aufs engste – um nur einige der zahlreichen Faktoren zu nennen.

Hier gilt es noch ganze Arbeit zu leisten, um über die sich heute in ihren Grundzügen abzeichnende Erklärung der Genese der einzelnen Gesteinstypen zur Gesamtanalyse der Tröge vorzudringen. Seit je zeichnen sich besonders die Bestrebungen zur Deutung der Genese der eigenartigen schmalen Hallstätter Zonen mit ihren reduzierten Schichtfolgen ab. Von R. LACHMANN (1912, S. 556) wurden diese Kanäle der Hallstätter Entwicklung erstmalig als „erosiv bedingte Reiheneckzeme“ über dem salzführenden Haselgebirgsuntergrund gedeutet. F. F. HAHN (1913, S. 476) baute diese Theorie aus und macht den Salzauftrieb vor allem auf die von ihm als Charakteristikum der Hallstätter Zone herausgearbeitete, sich aber als nicht real erwiesene ladinische Schichtlücke und auf die ladinische Schichtreduktion in den einst unmittelbar angrenzenden Zonen verantwortlich – eine Auffassung, der jüngst auch W. SCHLAGER (1967 a, S. 65) beipflichtete und darüber hinaus im Salzauftrieb den Motor zur Erzeugung der geringen Mächtigkeit der gesamten Triasserie der Hallstätter Zonen sah. Es sollte der Salzauftrieb in der gesamten Länge dieser schmalen Kanäle die Mächtigkeitsunterschiede zwischen den beiden benachbarten Faziesräumen kompensieren, die rund 1000 m erreichen (W. SCHLAGER, 1969, S. 305) – sieht man die geringmächtigen Hallstätterkalke mit 80 m bis 140 m gegenüber den Dachsteinkalkmassen mit Mächtigkeiten über einen Kilometer. Nun ist es zwar durchaus wahrscheinlich, daß bestimmte, klar begrenzte mächtige Salzstöcke die folgende mesozoische Sedimentation in ihrem Hangenden durch Auftrieb beeinflusst haben. Daß bei der Gesamtkonfiguration aber doch andere Kräfte am Werk waren, die für die Ursache von Verteilung von Riff- und Beckenfazies verantwortlich sind, zeigt der von H. ZANKL (1967, S. 133) hiezu vorgebrachte Vergleich mit den Verhältnissen von Riff- und Beckenfazies im ladinischen Wetterstein-Partnach-Komplex der westlichen Kalkalpen, wo ähnliche grundsätzliche Unterschiede in der Bewegungstendenz der Beckenkanäle zwischen den Riffstöcken vorliegen, ohne daß hier Salz im Untergrund als Motor verantwortlich gemacht werden kann. Hier wird wohl der Beginn der rascheren Beckenabsenkung in inneren Ursachen der Kruste zu suchen sein. Später aber mag etwa die rapide lokale Sedimentanhäufung im Areal des Riffkomplexes, bedingt durch das wachsende Gewicht der Sedimentmassen, selbst isostatische Ausgleichsbewegungen induziert haben, die gleichsinnig weiterwirkten. Zur Erklärung der Konfiguration der Fazieszonen bleibt demnach heute für Hypothese noch viel Raum.

I. Das tektonische Schicksal der Fazieszonen

Die Nördlichen Kalkalpen bieten ein gutes Studienobjekt für Beobachtungen über das spätere Schicksal der Fazieszonen in der Zeit der deckentektonischen Umgestaltung. Es gibt durchaus verschiedene Möglichkeiten des tektonischen Zuschnittes der einstigen

Faziesregionen. So liefern die Nördlichen Kalkalpen zunächst Beispiele für *Faziesdecken*, d. h. Decken, die vollkommen oder weitgehend einen gegenüber den Nachbarfaziesstreifen eigenständigen Faziesraum herausgeschnitten repräsentieren (Beispiel Berchtesgadener Decke, bestimmte Teilstücke der Hallstätter Decke, Frankenfelder Decke). Die Kalkalpen beinhalten aber auch ausgezeichnete Beispiele für *Vielfaziesdecken*, d. h. Decken, die Anteil an mehreren Fazieszonen besitzen (Mürzalpendecke mit fünf verschiedenen Faziesräumen – vgl. A. TOLLMANN, 1963 c; Lammerdecke mit Hallstätter und Dachsteinkalkfazies; Reisalpendecke mit Lunzer und Rohrer Fazies). Die Kalkalpen umfassen ferner untergeordnet *Teilfaziesdecken*, d. h. Decken, die zu einem übergeordneten, in fazieller Hinsicht relativ einheitlichen Komplex zusammengefaßt werden können, wie etwa weite Teile von Allgäu-, Lechtal- und Inntaldecke im bayrisch-tirolerischen Raum. Mit dieser verschiedenartigen und wechselvollen tektonischen Gestaltung der einzelnen Fazieströge haben sich mit gleichem Ergebnis zwei unabhängig voneinander gleichzeitig verfaßte Arbeiten der neueren Zeit von E. SPENGLER (1963) und A. TOLLMANN (1963 c) befaßt. Im ersten Band der Monographie der Kalkalpen ist vom Verfasser, 1973 b, S. 277 ff., im Kapitel Faziestektonik über dieses Thema ausführlich referiert worden. Das besonders durch E. ARGAND in den Westalpen herausgearbeitete Prinzip der Dominanz der Faziesdecken, d. h. der beherrschenden Rolle der faziell weithin im Streichen gleichbleibenden Decken in den alpinen Deckengebirgen gilt demnach für die Nördlichen Kalkalpen nur sehr eingeschränkt. In der klassischen Zeit der Deckenlehre war ja auch hier anfangs versucht worden, die Decken durch fazielle Merkmale zu definieren. Aber auch von den Deckentektonikern selbst war früh die Unmöglichkeit einer generellen derartigen Charakterisierung erkannt worden (P. TERMIER, F. HERITSCH etc. – vgl. C. DIENER, 1915, S. 426). Die Begriffsfassung Fazies-, Vielfazies- und Teilfaziesdecke im heutigen Sinn wird bei A. TOLLMANN (1966 a, S. 201) präzisiert.

Der tektonische Zuschnitt entlang von Faziestroggengrenzen kann durch die Faziesunterschiede, d. h. Materialunterschiede selbst gegeben sein, würde dann also unter den Begriff *Faziestektonik* fallen. Er kann aber auch in einem unterschiedlichen Verhalten des Untergrundes begründet sein. So erkennt man zum Teil bereits Antiklinalbildung während der Sedimentation durch Seichtwassersedimente, die sich über solchen aufwölbenden, später zur tektonischen Stirn ausgestalteten Geantiklinalzonen absetzen. Dieses von E. ARGAND (1916, S. 165 ff.) in den Westalpen entwickelte Bild der *embryonalen Falten tektonik*, das heute von einer Reihe von westalpinen Forschern, besonders von R. TRÜMPY (1955, S. 222), abgelehnt wird, ist in manchen Beispielen in den Kalkalpen deutlich ablesbar, wenn es auch durchaus nicht zum alleinigen oder auch nur wesentlichen Gestaltungsprinzip erklärt werden darf: C. W. KOKKEL et al. (1931, S. 100) und M. RICHTER (1937, S. 66) haben den Schwellencharakter des Stirnrandes der Lechtaldecke in den Bayrischen Alpen auf Grund der spezifischen Sedimente dieser Zone als alt angelegt, als von der Trias an bis zur cenomanen Transgression bestehend erkannt. Vor- und nachcenomane Tektonik fallen an dieser langen schmalen Antiklinalzone erstaunlich scharf zusammen.

Zahlreiche weitere Beispiele für *Faziestektonik* im Sinne von W. SCHWAN (1955, S. 54), die die Kalkalpen in mannigfaltiger Form darbieten, sind vom Verfasser im ersten Band der Kalkalpenmonographie (1973 b, S. 277 ff.) aus-

führlieh dargelegt worden: So etwa das Prinzip der Stockwerktektonik (typisches Beispiel: Osterhorngruppe), der tektonischen Wirksamkeit bedeutender Mächtigkeitsschwankungen (Beispiel: Tektonische Ausgestaltung der Wettersteinkalkriffe zwischen Partnachbecken im Bereich der Inntaldecke), der Auswirkungen des Materialunterschiedes am Alpen-Karpaten-Knick (Beispiel von G. HERTWECK, 1961, S. 75 ff. analysiert), dem faziesbedingten Aufreißen innerer Schuppungsflächen in geschlossenen Deckenkörpern (Beispiel: Mollner Linie im Gebiet der Weyerer Bögen) sowie zahlreicher weiterer Strukturen im Klein- und Mittelbereich oder schließlich als Beispiel der materialbedingten Großformung der Unterschied in der tektonischen Gestaltung des eng gefalteten und geschuppten „Kalkvoralpins“ gegenüber der Platten-, Block- und Schollentektonik des „Hochalpins“ im Sinne von L. KOBER (1912 b, S. 360) oder A. THURNER (1962).

II. DIE REGIONALE ANORDNUNG UND EIGENART DER KALKALPINEN FAZIESZONEN

A. Historische Bemerkungen

Wiederum müssen wir die drei Hauptgruppen faziologischer Arbeiten auch in historischer Hinsicht getrennt betrachten: Spezielle Untersuchungen von Einzelfragen, wie Rifforschung, Litho- und Biofaziesanalysen eines bestimmten Schichtgliedes etc., stehen neben Überlegungen zur Fazieszonengliederung und solchen über den Einbau der kalkalpinen Fazies im Gesamtrahmen der faziellen Entwicklung der Ostalpen, des Orogens.

Die Epoche eingehender fazieller Spezialuntersuchungen im Gesamttraum der Alpen kann man wohl im Sinne von E. v. MOJSISOVICS (1874, S. 93) mit den richtungsgebenden faziellen Südtiroler Studien von F. v. RICHTHOFEN (1860, S. 295 ff.) beginnen lassen, der als erster erkannt hatte, daß Korallenriffe am Bau der Südtiroler Dolomiten entscheidend beteiligt sind. Gleich nach ihrer Aufstellung war diese Rifftheorie ja durch C. W. GÜMBEL heftig bekämpft worden, fand bald aber in D. STUR (1868 b, S. 113) eine Stütze und wurde durch E. v. MOJSISOVICS (1879, S. 481 ff.) entscheidend weiter ausgestaltet. Aber noch um die Jahrhundertwende wurde die „Rifftheorie“ diskutiert – vgl. G. v. ARTHABER (1906, S. 255 ff.).

Die fazielle Spezialforschung in den Nordkalkalpen setzt hingegen überraschend spät ein, intensiv eigentlich erst mit den Untersuchungen von K. LEUCHS aus München über die Entstehung und Bedeutung der Rotfärbung in den mesozoischen Kalken (1926) und durch seine Beiträge zur Lithogenese kalkalpiner Sedimente (1928) sowie mit der richtungsgebenden Arbeit von B. SANDER aus Innsbruck über die Anlagerungsgefüge in den Triaskarbonaten (1936). Die in ihrer Art für das Verständnis der kalkalpinen Geosynklinalen und ihren Beziehungen zum außeralpinen Raum wesentlichen Arbeiten von M. FRANK (1934; 1935; 1936) in den westlichen Kalkalpen, die mit minutiösen abgewickelten mächtigkeitsgetreuen Profilschnitten und Tabellen versehen sind, sind praktisch in Vergessenheit geraten. Auch in der sedimentologischen und lithofaziellen Forschungsrichtung tritt nochmals eine Unterbrechung ein, von einigen Ausnahmen abgesehen (z. B. B. SANDER, 1941; W. SCHWARZACHER, 1948). Erst in jüngster Vergangenheit setzt in den sechziger Jahren die Rifforschung, die Karbonat- und Feindetritus-Untersuchung des kalkalpinen Mesozoikums in der ganzen Breite ein, ausgelöst von neuen Impulsen, die von rezenten vergleichenden Rifforschungen ihren Ausgang nahmen, und durch die Arbeiten von A. G. FISCHER aus Princeton (USA) im Raum von Lofer seit den späten fünfziger Jahren besonderen Auftrieb erhielt (Abb. 251). Es mag gerade in einem historischen Abschnitt angebracht sein, darauf zu verweisen, daß mit der erstmals durch A. G. FISCHER klar belegten, für viele verblüffenden Erklärung der Entstehung der Schichtung im gebankten Dachsteinkalk durch jeweiliges Auftauchen der Sedimente über den Meeresspiegel die von E. SUËSS (1888, S. 332) hiefür gegebene



Abb. 251: Das oberhätische Riff der Steinplatte bei Lofer — Symbol der von diesem Raum durch A. G. FISCHER und seiner Schule ausgehenden modernen Rifforschung in den Kalkalpen.

und von C. DIENER (1925 b, S. 200) wiederholte Deutung der Trockenlegung und Verwitterung der Oberfläche jeder einzelnen Bank voll bestätigt worden ist. Eine ganze Reihe von Schulen arbeitet heute mit modernen Methoden an diesem sedimentologisch-faziellen Fragenkomplex, so z. B. Forschungsgruppen aus München, Berlin, Marburg, Tübingen, Graz, Innsbruck, Wien etc.

Für eine klare Vorstellung über die Position des kalkalpinen Troges als Ganzes innerhalb des Ensembles der Ostalpen war erst die Erkenntnis von P. TERMIER (1903) über den Deckenbau der Ostalpen entscheidend gewesen. Es ist amüsant zu sehen, daß die Erklärung von primärer Faziesnachbarschaft und enger Beziehung von Nordkalkalpen zu den Südalpen, die erst durch diese Erkenntnis von 1903 wieder auftaucht, schon im Grundkonzept enthalten war, das in der archaischen Periode geologischer Forschung L. v. BUCH zu Beginn des vorigen Jahrhunderts gegeben hatte: In seiner Lehre von den Erhebungskratern, durch die die Sedimenthülle in der achsialen Zone der Alpen gesprengt und nach beiden Seiten auseinandergeschoben worden sei, war an den primären Zusammenschluß des nordkalkalpinen und südalpinen Mesozoikums gedacht gewesen. Erst mit der Aufstellung des Begriffes der „zentralalpinen Insel“ durch C. W. GÜMBEL (1861, S. 867) mit ihren damals bereits als faziell andersartig erkannten Mesozoikumsresten, die die nordkalkalpinen und südalpinen Faziesgebiete trennen, war ein neues Problem aufgeworfen worden, das erst die Deckenlehre

lösen konnte. Diese fiktive „zentralalpine Insel“ aber hat sich in zahlreichen Arbeiten nicht nur des vorigen Jahrhunderts (z. B. E. v. MOJSISOVICS, 1873, S. 138; 1879, S. 23), sondern auch noch nach Einführung der Deckenlehre (etwa in F. FRÖCHS „Lethaea“, 1906, S. 393; bei C. DIENER, 1903, S. 594; 1915, S. 427; 1925 b, S. 186; F. HERITSCH, 1923, S. 3; 1927, S. 164 etc.) und bei außeralpinen Geologen (R. BRINKMANN, E. KRAUS, M. RICHTER usw.) noch bis in die Gegenwart erhalten, wenn naturgemäß auch immer wieder Gegenstimmen laut geworden waren (H. P. CORNELIUS, 1939, S. 70 etc.). Man hatte früher die Auffassung vertreten, daß die Sedimentbedeckung der Zentralalpen primär sehr lückenhaft gewesen sei und man aus der Region der heutigen Zentralalpen den Detritus mancher Horizonte der nordalpinen Fazies beziehen könne. Seit aber im Anschluß an die Arbeiten in den Radstädter Tauern vom Verfasser gezeigt werden konnte, daß die marine Sedimentation im Raum der Zentralalpen – dies gilt auch für die penninische Zone, von der Hochstegenschwelle abgesehen – grundsätzlich ohne Unterbrechung durchlief und Abtragung und Lückenhaftigkeit sekundäres Ergebnis späterer Erosion und Tektonik sind, fällt der heute sichtbare Raum der Zentralalpen als Liefergebiet und als Inselregion aus. Die moderne Detailuntersuchung der Sedimentanlieferung während des Karn in den Nördlichen Kalkalpen (Schüttungen am Südrand von Süden bzw. Südwesten: H. JERZ, 1966, S. 84 f.; G. SCHULER, 1968, S. 50; W. HARSCH, 1968, S. 116) und im Drauzug (Schüttung von nördlichem, westlichem und granatreichem südlichem Liefergebiet und Verfrachtung des Materials gegen Osten (O. KRAUS, 1969, S. 131 f.)) geben heute Hinweise zur Vermutung von lokalen Kordilleren innerhalb des nordalpinen Faziesgesamtraumes und südlich davon, die im Karn wirksam waren, heute aber auch nicht in Resten erhalten geblieben sind, sondern wie der Hauptteil des Sockels der ostalpinen Deckensysteme in der Wurzelzone abgepreßt und verschluckt worden waren. Allerdings wird ein Vergleich der Schwermineralspektren der einzelnen Horizonte innerhalb des Karn erst endgültig erweisen, ob die erwähnten Angaben von eigenen Schüttungszentren auch für den gleichen Zeitpunkt aufrechtzuerhalten sind und die erwähnten Schlußfolgerungen erforderlich machen. Mit der unter der Bezeichnung „zentralalpine Insel“ auf das heutige Kristallin der Zentralalpen bezogenen alten Vorstellung hat dieses Liefergebiet jedenfalls nichts zu tun.

Schließlich aber mag noch interessieren, durch welche Forscher in erster Linie die innere Fazieszonengliederung der Kalkalpen herausgearbeitet worden ist, wie wir sie in der letzten großen zusammenfassenden Arbeit von E. SPENGLER (1953; 1956; 1959) vorliegen haben. Zwei Arbeiten sind es vor allem, auf denen unsere Vorstellungen über die Faziesgliederung basieren: Jene von D. STUR, 1871, in bezug auf den Ostabschnitt der Kalkalpen und die von E. v. MOJSISOVICS, 1874, noch über die Grenzen der Kalkalpen hinausgreifende Studie. Es ist verblüffend, in STURS Geologie der Steiermark, auf S. 320–326 die uns heute geläufige Fazieszonengliederung der Kalkalpen bereits in den Grundzügen ausgearbeitet vorzufinden, wobei auch schon die Gründe für diese Faziesentwicklung in der Position zwischen Riffgürtel im Süden und Vorlandnähe im Norden festgelegt worden sind. Die von D. STUR gegebene Gliederung der Fazieszonen der Ostalpen soll deshalb noch in ihren Hauptpunkten hier zitiert werden. D. STUR unterschied von Süden nach Norden folgende „Entwicklungszonen“:

1. Die Zone des obertriassischen Korallenriffkalkes der Kalkhochalpen (vgl.: Dachsteinkalkfazies der Hochalpen).

2. Die Zone der Salzstöcke und des Hallstätter Marmors im Nordteil der Hochkalkalpen (vgl. Hallstätter Fazies).
3. Die Zone der Reingrabener Schiefer und das trostlose Dolomitgebiet von Rohr mit „etwas littoralem Charakter“ (vgl. Rohrer Fazies).
4. Die Zone des Lunzer Sandsteins mit „stark littoralem“ Einschlag (vgl. Lunzer Fazies).
5. Zuletzt wird noch die Zone mit Grestener Kohle und Keuper-Gipsmergel von Waidhofen angeführt (also die ja heute als nichtkalkalpin erkannte relativ autochthone Grestener Zone), von der auch D. STUR (S. 326) zutreffend bemerkt, daß man sie faziell nicht nur durch „einen noch mehr littoralen Charakter“ kennzeichnen könnte, sondern hier durch den Keuper deutlich die enge Verwandtschaft mit der außeralpinen Entwicklung der Trias hervorsticht.

Die Darstellung von E. v. MOJSISOVIC (1874) ergänzt diese Fazieszonengliederung gegen Westen hin. Da die Faziesregionen hiebei häufig aber auf ein Leitschichtglied hin abgestimmt sind, so erscheinen in dieser Gliederung noch keine so geschlossenen Zonen wie bei D. STUR, es werden besonders in bezug auf den Mittelabschnitt in Salzburg und im Salzkammergut nur teilweise Fazieszonen, teilweise eben nur Fazies-Horizonte unterschieden: So die Korallenrifffazies im Süden (S. 112 ff.), die Hallstätter Marmorfazies, die Pötschenkalk-Fazies, verschiedene Unterfazies der Zlambachschichten, schließlich auch die teils hier eingreifende, teils nördlich beheimatete Dolomitfazies. Erst in späteren Arbeiten von E. v. MOJSISOVIC (1892, S. 769) wird ausgeführt, daß die dort als „Hallstätter Entwicklung“ bezeichnete Fazieszone im Salzkammergut eben nicht auf gewisse Abschnitte der oberen Trias beschränkt ist, sondern sich auf den ganzen Umfang der mittleren und oberen Trias erstreckt, wodurch ja erst zurecht von einer Fazieszone gesprochen werden kann. In dem tektonisch so komplizierten Gebiet ist aber erst mit der Einführung der Deckenlehre durch E. HAUG & M. LUGEON, 1904, S. 893 f., auch die Erfassung der Teilfazieszonen geglückt, an deren Aufhellung in bezug auf Schichtbestand, Ausbildungsart und Einwurzelung im einzelnen ja noch heute gearbeitet wird. Im Westen hat E. v. MOJSISOVIC in der Veröffentlichung von 1874 sehr klar das fazielle Nebeneinander von Wettersteinkalk und Partnachschichten in der Nordtiroler Entwicklung gezeigt (S. 111) und die Selbständigkeit der Vorarlberger Fazies hervorgehoben (S. 107). So waren praktisch in den frühen siebziger Jahren des vorigen Jahrhunderts die Grundsteine für die Kenntnis der Fazieszonen gelegt. Zum Ausbau der Vorstellungen haben später Stratigraphen wie Tektoniker von den fundamentalen Faziesarbeiten von E. BÖSE (1898 a, b) bis herauf zu E. SPENGLER (1963) Entscheidendes beigetragen, ohne daß hier auf die Entwicklung der Vorstellungen dieser späteren Periode im einzelnen eingegangen werden soll.

B. Regionaler Teil

Zusammenfassende Darstellungen über die Fazieszonen in den Ostalpen bzw. Kalkalpen haben in neuerer Zeit E. SPENGLER (1963) und der Verfasser (1963 a, S. 148–175; 1965 a; 1974 b) geliefert.

Einen Überblick über die Anordnung der Hauptfazieszonen in den Kalkalpen geben in dieser Studie in schematischer Art Abb. 252 und 253 unter Abwicklung des

ÜBERFAZIES	SPEZIALFAZIES			FAZIESSCHICHTGLIEDER-ABKÜRZUNGEN
HAUPTDOLOMIT-FAZIES tk tr tdk td	VORARLBERGER FAZ tlv lwd lwp	TIRDLER FAZIES tlv lwk (d) lwp ls pv	FRANKENFELSER FAZIES trS ldrh lds tlg, ty > lss > LUNZER FAZIES tlv lwk (d) lwp ls lwp py ROHRER FAZIES td > tl < l < lwd >	Schattwälder Schichten Obertrialkalk Starnbertrialk Kessener Schichten Ybbsitzer Raubwacke Zlamnachmergel Pötschenkalk Puderschiefer Hallsstätter Kalk Wandkalk Dachsteinkalk Aflenzer Kalk Blattenkalk Kreuzschiefer Hauptdolomit Mürztaler Schichten Hallsstätter Kalk KARN-NOR timz th
VORALPINE DACHSTEINKALK-FAZIES tk td	/	ÖSCHER-FAZIES tk > td > tl < lwd	TRISTINGFAZIES tk tk < td < tl lwp (d)	
NORDJUVAVISCHE HALLSTÄTTER-FAZIES trz tho thp th		/	ZLAMBACHFAZIES trz thp th tkd > lss >	DACHSTEINK-FAZIES HÖHE WAND-FAZIES HÖHE WAND-FAZIES MÜRZTALER FAZIES trz th th (N); timz (S) lwd
HOCHALPINE DACHSTEINKALK-FAZIES tk	/		BERGTESAGADENER FAZIES (FÖ-ZFAZIES.) tk td < lwd	BERGTESAGADENER FAZIES HÖCHSCHWABFAZIES tk > td < tl < lwp >
SÜDJUVAVISCHE HALLSTÄTTER-FAZIES th (tho, thp)		/	ZWIESELALMFAZIES trz thp th tkd lss lhd	SALZBERGFAZ. AFLENZER FAZIES tho ty > lwp lss >

Abb. 252: Die Eigenheiten der Fazieszonen der Ostalpen auf Grund der Fazies-Leitschichtglieder.

tektonischen Baues. Man erkennt die Hauptdolomit-Großfaziesregion im Norden, die im Westen mit dem Enden der Hallstätter- und Dachsteinkalkfazies, die den Südtteil im Mittel- und Ostabschnitt der Kalkalpen einnimmt, allein herrschend wird. Beginnen wir die Besprechung mit den Teilfaziesregionen der Hauptdolomitprovinz, von Westen gegen Osten fortschreitend. Es ist hervorzuheben, daß bei Anführung der Faziesleitgesteine Typen genannt werden, die ihren Schwerpunkt jeweils im erwähnten Faziesbereich aufweisen; sie können aber bei unscharfen Faziesgrenzen gelegentlich noch untergeordnet in den Nachbarraum hineinspielen.

1. Hauptdolomitfazies

Allgemeines

E. SPENGLER faßte 1951, S. 316, jene Subfaziesbereiche der Kalkalpen, die durch eine höhere Obertrias-Schichtfolge von Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten (und Oberrhätalk) gekennzeichnet sind, unter der Bezeichnung „Hauptdolomitfazies“ zusammen. Er ersetzte damit den von ihm zuvor (1943, S. 214) hiefür in Anlehnung an E. BÖSE verwendeten Begriff Bayrische Fazies, der eine Zusammenfassung der BÖSESCHEN Begriffe (1898 a, S. 567 bzw. 1898 b, S. 742 ff.) „Oberbayrische Fazies“ und „Lunzer Fazies“ (1898 a, S. 579; 1898 b, S. 746 ff.) darstellte und ungefähr dem allerdings weiter gefaßten Begriff „Voralpine Fazies“ bei L. KOBER (1911 a, S. 66; 1911 b, S. 79 f.; 1926, S. 36; 1938, S. 100) entspricht. Der Hauptdolomitfazies gehört etwa die Hälfte des gesamten kalkalpinen Areals an. G. HERTWECK (1961, S. 25) hat betont, daß im Osten der Kalkvoralpen durch einen sehr breiten Übergangssaum zwischen Hauptdolomit- und Dachsteinkalkfazies, in dem neben mächtigem Hauptdolomit gegen Süden an Stärke zunehmend bereits Dachsteinkalk auftritt, der KOBERSCHE Begriff „Voralpine Fazies“ besser als die SPENGLERSCHE Zweigliederung sei. Der Verfasser hat dieser großen, hier schon Selbständigkeit erlangenden zwischengelegenen Region durch die Bezeichnung „Voralpine Dachsteinkalkfazies“ (1963 c, S. 166) Rechnung getragen.

a) Vorarlberger Fazies

In regionaler Hinsicht ist die Vorarlberger Fazies (E. BÖSE, 1898 b, Tab. S. 756; E. SPENGLER, 1951, S. 315; – Beschreibung ohne Begriff schon bei E. v. MOJSISOVICS, 1874 a, S. 107) fast genau auf den Bereich innerhalb der Grenzen dieses Landes beschränkt, wozu natürlich noch der Liechtensteiner und Schweizer Anteil des Rhätikon hinzukommt. Das Typusprofil der Fazies kann dem Rhätikon entnommen werden. Die Schichtfolge gleicht besonders im Permoskyth und in der Obertrias weitgehend jener der östlich anschließenden Tiroler Faziesregion. Die Besonderheit der Vorarlberger Fazies liegt vor allem im Ersatz des östlich davon herrschenden ladinischen Wettersteinkalkes durch Arlbergschichten. Die Grenze dieser Entwicklung liegt östlich der Valluga NE vom Arlbergpaß und verläuft von hier etwa gegen Nordwesten (Abb. 254). Partnachschichten hingegen treten in beiden Faziesgebieten auf, in der Tiroler Fazies können sie abschnittsweise vom Wettersteinkalk ganz verdrängt sein. Das zweite, allerdings unschärfere Merkmal der Vorarlberger Fazies ist die Sonderausbildung der Reichen-



Abb. 254: Das Ladin in Form des (hier steil stehenden) Arlbergdolomites der rechten Bildhälfte sowie der dunkeln Partnachschiefer der linken Bildhälfte charakterisieren die Vorarlberger Fazies am Kalkalpen-Südrand NW Braz im Klostertal.

haller Schichten als Drossaschichten mit ihrem reichen Sandgehalt. Schließlich kann noch der Gipsreichtum und das Auftreten bunter, keuperähnlicher Mergel im Karn hervorgehoben werden – Merkmale, die allerdings noch in den Nordwestteil der Tiroler Fazies hinüberreichen. Wohl gilt auch ein stärkeres Zurücktreten der Plattenkalke als typisch, sie fehlen allerdings entgegen E. Böse (1898 b, Tab. S. 756) nicht, sondern stellen sich z. B. im Ostflügel der Hauptmulde des Rhätikon, der Scesaplana-Wildberg-Valbona-Sarotla-Mulde ebenso wie Oberrhätkalk ein (W. HEISSEL et al., 1965, Kt.).

b) Tiroler Fazies

Der Begriff „Tiroler Fazies“ wird hier neu eingeführt für den Westteil der bisher unter der SPENGLERSCHEN Bezeichnung „Nordtiroler Fazies“ (1951, S. 315) zusammengefaßten zwei Faziesgebiete, von denen das östliche unter der Bezeichnung „Traunalpen-Fazies“ innerhalb der Hauptdolomit-Überfazies größere Eigenständigkeit besitzt als etwa die Vorarlberger Fazies in bezug auf die bisherige „Nordtiroler Faziesregion“.

A u s d e h n u n g : Die Tiroler Fazies nimmt die ganze Breite des Kalkalpenstreifens zwischen einer von St. Anton gegen Nordwesten ziehenden Linie und einer gegen Nordosten verlaufenden Grenze westlich der Loferer Steinberge und Kammerkehr-

gruppe, also etwa im Raum der Tirol-Salzburger Landesgrenze und einer nordöstlichen Fortsetzung der erwähnten Linie ein.

Die *Eigenart* dieses Faziesraumes beruht im Hinblick auf den westlich angrenzenden Faziesbereich, wie erwähnt, in erster Linie im Auftreten des Wettersteinkalkes und -dolomites. Die Unterschiede zur östlich anschließenden Traunalpen-Fazies basieren auf folgenden Punkten: Perm tritt in der Tiroler Fazies in Form von Alpinem Verrucano und von Brekzien verschiedenen Typus auf, kein Haselgebirge erscheint wie weiter im Osten. Skyth stellt sich in der Tiroler Fazies in Form von Buntsandstein mit Röt oder Werfener Schiefer-ähnlichen Horizonten im Hangendsten gegenüber der Werfener Schieferdominanz weiter im Osten ein. Der Muschelkalk mit seinen verschiedenen Typen zeigt in der Tiroler Fazies noch häufig einen bedeutenden Sandgehalt in den tieferen Partien, im Osten fehlt ein sandiger Anteil. Im Ladin ist der mehrfache Wechsel von Wettersteinkalk und Partnachschiefer, also von Riffkomplex und Beckenfazies typisch, in der Traunalpenfazies verschwinden die Partnachschiefer zugunsten des Wettersteinkalkes (vgl. Abb. 36). Im Karn lassen sich in den meisten Profilen der Tiroler Faziesregion die drei Hauptschiefer-niveaus klar fassen, in den Profilen des Kerngebietes der Traunalpenfazies ist das schiefrige Karn im Hangenden der Wettersteinkalke und -dolomite auf einen einzigen geringmächtigen Horizont reduziert, der wohl dem untersten der drei Horizonte des Westens entspricht. In der Obertrias schließlich tritt der Plattenkalk in der Tiroler Fazies durch seine Mächtigkeit im Durchschnitt stärker hervor als weiter im Osten.

Untergliederung: Wollte man innerhalb der Tiroler Fazies weiter differenzieren, dann könnte man in jenen Gebieten, in denen zugunsten der Partnachschiefer der Wettersteinkalk ganz auskeilt, so daß dort das Karn direkt auf Partnachschiefer lagert, wie z. B. in der Wamberger Sattelzone nördlich des Wettersteingebirges oder auch am Südrand der Lechtaldecke in der Thaurer Schuppe, in der Schwarzer Trias usw. im Sinne von H. PIRKL (1961, S. 22, S. 141) von einer *Hohenegger-Fazies* (1) sprechen. Man muß sich dann allerdings darüber im klaren sein, daß dies eine Subfazies innerhalb der Tiroler Fazies darstellt und nicht, wie bei K. KÜCKELKORN (1968, S. 424 f., Abb. 1, Tab. 1) dargestellt, gleichwertig daneben steht. Andererseits könnte man ja jene Subfazies der Tiroler Faziesprovinz, in der auf Kosten der Partnachschiefer ausschließlich bzw. weitaus überwiegend Wettersteinkalk oder -dolomit herrschen, als *Wettersteinfazies* (2) – ebenfalls als Unterbegriff gefaßt – bezeichnen, wobei die übrigen Faziesmerkmale der Tiroler Entwicklung im Permoskyth, Anis, Karn usw. als Unterschiede zur östlicheren Traunalpenfazies dienen. Natürlich wäre man dann gezwungen, noch einen dritten Subfaziesbereich auszugliedern, flächenmäßig übrigens größer als jener der Wettersteinsubfazies (vgl. W. ZACHER, 1962, S. 86 und O. KRAUS etc., 1967, S. 124, Abb. 3), in dem Partnachschiefer und Wettersteinkalk miteinander vorkommen. Ihn könnte man nach dem charakteristischen Auftreten in den Füssener und Hochschwängauer Bergen als *Füssener Fazies* (3) bezeichnen.

Die genannten Unterschiede der Tiroler Fazies sind vielfach nur in einzelnen Regionen erfassbar, wo ältere Schichtglieder zugänglich werden und an die Oberfläche kommen. Solche Schwierigkeiten bei der Erfassung ergeben sich z. B. an der Front der Kalkalpen, wo die älteren Schichtglieder abgeschert sind. Im Südosten grenzt an die Tiroler Fazies übrigens bereits der westliche Ausläufer der Dachsteinkalkfaziesregion an.

Hier kann manche der genannten faziellen Änderungen in den basalen Gliedern am Kalkalpensüdrand erfaßt werden, die demnach einen generellen West-Ost-Gradienten aufweisen: Haselgebirge löst den Alpinen Verrucano ab, Werfener Schiefer den Buntsandstein – nicht ohne daß nochmals gegen Osten hin Rückschläge in die westlichere Entwicklung zu registrieren wären.

c) Traunalpen-Fazies

Der Name wird hier für die im voralpinen Bereich auftretende Hauptdolomit-Subfazies mit Schwerpunkt zwischen Salzach und Enns gewählt, die – wie erwähnt – den Ostteil der ehemaligen Nordtiroler Fazies E. SPENGLERS einnimmt.

Die Grenzen dieses Faziesraumes sind im Westen westlich der Salzach nicht genau faßbar, da sie dort unter jüngeren mesozoischen Schichtgliedern oder höheren Deckenteilen verhüllt liegen. Auch die Südgrenze dieses Abschnittes der Hauptdolomit-überfazies zur Dachsteinkalkfazies liegt weiträumig verdeckt, wie bei E. SPENGLER (1956, Taf. 1) zu sehen ist: Der Verlauf der Grenze ist südlich der Steinplatte, unter der Berchtesgadener Decke, im Inneren der Osterhorngruppe anzunehmen und kann erst im Abschnitt der Hohen Schrott östlich von Bad Ischl erfaßt werden, wo er in der Obertrias neu studiert ist (W. SCHÖLLBERGER, 1967, S. 79 ff.). Gegen Osten hin ist die Grenze im Inneren des Nordteiles des Toten Gebirges und zwischen Haller Mauern und Sengsengebirge verdeckt zu suchen. Die Ostgrenze der Traunalpenfazies kommt im niederösterreichisch-oberösterreichischen Grenzgebiet knapp östlich der Enns jenseits der Weyerer Bögen zu liegen, wo sie sich in zwei langen Zungen aus Wettersteinkalk mit dem Reiflinger Kalkgebiet der östlich anschließenden Lunzer Fazies in einem Übergangsbereich im Streichen verzahnt, worauf schon auf S. 467 verwiesen worden ist (vgl. Abb. 248). Im Nordosten setzt im Raum der Ternberger Decke ferner die Frankenfels Fazies an.

Die Charakteristik dieser Hauptdolomit-Unterfaziesregion wurde bereits bei der Hervorhebung der Unterschiede zur Tiroler Fazies im vorigen Abschnitt gegeben. Die Unterschiede liegen auch in Anbetracht zur östlich anschließenden Lunzer Fazies demnach vor allem im Auftreten mächtiger, auch morphologisch markant hervortretender Wettersteinkalk- und -dolomitklötze, die am Kalkalpen-Nordrand eine Strecke weit in den Massiven von Schober, Drachenwand, Höllengebirge, Traunstein, Kremsmauer etc. die prägnante Front der Kalkalpen formen und die die Partnachschichten der Tiroler Fazies und die Reiflinger Schichten der Lunzer Fazies vertreten. Die Unterschiede liegen auch in der geringen Mächtigkeit des lithologisch faßbaren karnischen Zwischenniveaus, das sich von dem dreigliederten Karn des Westens und dem mächtigen Lunzer Karn des Ostens gut abhebt. Die Permo-Tieftrias-Entwicklung stellt nur Unterschiede gegen Westen, nicht gegen Osten hin bereit.

d) Lunzer Fazies

Östlich der Weyerer Bögen löst der Raum mit Lunzer Fazies die Traunalpenfazies im Streichen ab. Der Übergang vollzieht sich in Form einer langen Verzahnung der Traunalpenfazies mittels zweier, in der Zeit vor der tektonischen Eindrehung W-E streichender langer Wettersteinkalksporne, dem Dirn-Ennsbergzug im Norden und

dem Gamssteinzug im Süden, während dazwischen im Oisberg-Frenzbergbereich und im Süden in der Reiflinger Scholle die Lunzer Fazies ihrerseits weit gegen Westen vordringt – nähere Angaben und Literaturhinweise vgl. S. 467. Es ist bemerkenswert, daß auch noch weit innerhalb des geschlossenen Lunzer Faziesraumes in genauer Fortsetzung dieser Zonen nochmals die Nordtiroler Fazies aufflackern kann, so z. B. im Abschnitt Brandmauer-Weißmäuere SW von Puchenstuben, die mit ihrem mächtigen Wettersteinkalk in Fortsetzung des Gamssteins liegen, während im dazwischenliegenden Abschnitt der Sulzbach-Antiklinale bei Lunz reine und typische Lunzer Fazies herrscht (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 142). Weitere Rekurrenzen von Wettersteinkalk stellen sich auch noch weiter im Osten, z. B. in der Reisalpendecke nördlich von Annaberg und an anderen Punkten des Lunzer Faziesbereiches ein.

Die Region der Lunzer Fazies erstreckt sich im großen gesehen von der Westgrenze Niederösterreichs unter Einschluß der Reiflinger Scholle im Westen zwischen der Frankenfeser Decke mit der ihr eigenen Frankenfeser Fazies im Norden und der Front der Unterbergdecke im Ötschergebiet im Süden bzw. einer die Reisalpendecke zweimal querenden Linie und einer nördlich vor dem Anningermassiv im Osten verbleibenden Grenze. Die Lunzer Fazies setzt gegen Osten im Untergrund des Wiener Beckens in die Karpaten fort. Nach E. SPENGLER (1931 b, S. 522 f.; nicht 1959, Taf. 4) bildet die Lunzer Fazies südlich der Rohrer Fazies nochmals eine Exklave, die sich von Terz bis zum Klostertaler Gscheid erstreckt und besonders im Ostteil der Baumeckschuppe und Kohlbergschuppe nochmals Raminger Kalk, Reiflinger Kalk, Trachycerasschiefer, beträchtliche Lunzer Sandsteine und Opponitzer Kalk aufweist.

Die spezifische Eigenart der Lunzer Fazies liegt, wie angedeutet, in der Mitteltrias und in der karnischen Entwicklung. Der Muschelkalk des Anis ist mächtiger als im Westen entwickelt, Reiflingerkalke ab Oberanis bis ins Cordevol ersetzen mit Einschaltungen von Tuffen im Ladin, vorwiegend im Unterladin, und von Partnachschichten im gesamten Ladin bis Cordevol die Wettersteinkalke der Traunalpen-Fazies. Im Übergangsgebiet zum Wettersteinkalk stellt sich der ebenfalls für die Lunzer Fazies bezeichnende Ramingerkalk ein. Die für unsere Fazies namensgebenden Lunzer Schichten sind im Gegensatz zur Traunalpenfazies mächtig, typenreich und kohlenführend in Form von Trachycerasschiefern, Reingrabener Schiefern und Lunzer Sandstein entfaltet. Die Opponitzer Kalke, die im Westen fehlen, oder nur durch dunkle untypische Kalke vertreten sind, erscheinen in ihrer ganzen Mannigfaltigkeit im Lunzer Faziesbereich – vgl. E. SPENGLER (1959, S. 291; 1963, S. 498).

Untergliederung: Ein eingehendes Studium der Mitteltrias-Entwicklung in den östlichen Kalkvoralpen durch L. WAGNER (1970, S. 180, Taf. 25) hat über dem schon bekannten mittleren Faziesteilstreifen mit Wettersteinkalk einfluß (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 127) hinaus noch die beiden anderen Faziesstreifen der Lunzer Entwicklung deutlich charakterisiert. Danach lassen sich folgende Teilregionen abgliedern.

1. **Opponitzer Subfazies:** Eine nördliche Zone in der Lunzer Decke s. str. im Raum Weyer-Opponitz südlich von Frankenfeser-Lilienfeld, die durch das Hinzutreten von Steinalmkalk als teilweise fazielle Vertretung des anisischen Gutensteiner Kalkes infolge geringerer einstiger Meerestiefe in der sonstigen Normalfolge Gutensteiner Kalk-Reiflinger Kalk ausgezeichnet ist. Man könnte sie als Opponitzer Subfazies bezeichnen.

2. **Schwarzenberg-Subfazies**: Eine mittlere Zone, in der Wettersteinkalk den Reiflinger Kalk (Oberanis bis Cordevol) der Gutensteiner-Reiflinger Serie faziell mehr oder weniger ersetzt und die demnach die Hauptzone des Fortwirkens der Traunalpenfazies darstellt, schließt an die vorgenannte Zone im Süden an. Im unteren und mittleren Anis herrscht in diesem Ablagerungsstreifen noch etwas größere Meerestiefe, so daß Gutensteiner Kalk mit sandig-glimmerigen Mergellagen abgesetzt wurde. Die Zone mit dieser Wettersteinkalk-Rekurrenz liegt, wie schon erwähnt, in der östlichen Fortsetzung der Position des Gamssteinzuges, zunächst in der Sulzbach-Antiklinale der Sulzbachdecke im Zuge des Schindelberg-Stierhaltkogels östlich von Lunz (mit seinem im Anis durch *Meandrospira dinarica* KOCH.-D. & PANTIĆ fossilbelegten Steinalmkalkanteil), dann im Südwesten von Puchenstuben und weiter im Osten in der Reisalpendecke zwischen Hennesteck und Schwarzenberg im Raume nördlich von Annaberg, der Klosteralpe, NE Kleinzell und auch noch im Gebiet des Peilsteins an der Front der Göllerdecke. Dieser Faziesstreifen könnte als Schwarzenberg-Subfazies bezeichnet werden.

3. **Tormäuer-Subfazies**: Die Südzone der Lunzer Fazies wird durch eine bedeutendere Partnachmergel-Einschaltung im Reiflinger Kalk der Gutensteiner-Reiflinger Kalkserie charakterisiert. Die Sonderausbildung der cordevolischen Reiflinger Kalke in Form der feinrhythmischen Kieselkalkschiefer der Göstlinger Schichten ist auf diesen südlichen Ablagerungsbereich der Lunzer Fazies beschränkt. Hierzu zählen Abschnitte im Nordostteil der Reiflinger Scholle, in der Sulzbachdecke südlich von Lunz, in der Reisalpendecke südlich der Tormäuer, SW von Türnitz, SE der Reisalpe und südlich von Kleinzell sowie im östlichen Abschnitt der Voralpen zwischen Kaltenleutgebner Tal und Schweghattal, verschiedenen Teildecken zugehörig. Man kann diese Faziessubzone nach dem mächtigen Partnachmergelzug im Bereich der Tormäuer als Tormäuer-Subfazies bezeichnen.

e) Frankenfelsler Fazies

Das Frankenfels-Ternberger Deckensystem im Frontabschnitt der Voralpen ist durch eine fazielle Sonderentwicklung ausgezeichnet, die seit langem von den Stratigraphen gespürt worden ist. Besonders L. KOBER (1912 a, S. 444 f.; 1923, S. 170) hat zufolge des Bunten Keupers und einer speziellen Tiefjura-Ausbildung die Fazies eigenart des Frankenfelsler Deckensystems erkannt, E. SPENGLER diesen Raum zunächst (1951, S. 315 f.) einfach der Lunzer Fazies zugeordnet, später (1959, S. 292) aber doch wenigstens die Frage aufgeworfen, ob die Trias dieser Decke der Lunzer Fazies angehöre. Er hat als spezifische Eigenheit nur die geringere Mächtigkeit des Hauptdolomites erwähnt und hat die Entscheidung über eine Abgliederung dieses Faziesstreifens von der Kenntnis der tieferen Trias im Liegenden des Hauptdolomites abhängig gemacht. Es existiert aber in diesem östlichen Nordrandstreifen des Hauptdolomitfazies-Großraumes eine solche Vielzahl von individuellen Gesteinstypen in der Serienentwicklung, daß der Verfasser (1963 a, S. 171; 1963 c, S. 156 f.) die Abgrenzung einer eigenen „Frankenfelsler Fazies“ für voll gerechtfertigt hielt. In bezug auf die Trias-Lias-Entwicklung greift dieser Faziesraum über die Grenze des Ternberg-Frankenfelsler Deckensystems samt der Cenoman-Randschuppe ganz im Osten etwas gegen Süden hinaus.

Folgende Faziesmerkmale charakterisieren diese Entwicklung: In der Mitteltrias gibt das Auftreten mächtigen Wettersteindolomites und -kalkes mit Diploporen (Bohrung Urmannsau, A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967, S. 347), diesem Raum gegenüber der Lunzer Fazies eine eigene Note. Das Unterkarn mit Tonschiefern, Lunzer Sandstein und Kohlen (gleiche Bohrung) ist hingegen durchaus jenem der Lunzer Fazies vergleichbar, während im Oberkarn eine sehr mächtige Anhydrit-Dolomitfolge hervorsticht – eine Einstufung eines Teiles dieser Anhydritfolge in den Lias durch W. KLAUS aus der Bohrung Urmannsau ist auf Grund aller kalkalpinen Erfahrung abzulehnen. Auch in der Lunzer Fazies kommt ja gerade diese Wechselfolge von Gips, Anhydrit und Dolomit in den Opponitzer Schichten vielfach vor (O. AMPFERER, 1930 a, S. 83; A. TOLLMANN, 1966 a, S. 130 ff.). Als wichtiges Kriterium für die Eigenständigkeit der Frankenfelsler Fazies spricht die individuelle Gestaltung der höheren Obertrias, die ja sonst im Gesamttraum des großen Hauptdolomitbereiches nur wenig differenziert ist. Die eigene Note im Nor wird durch die Einschaltung von Bunten Keuperschiefern in den höheren Partien des Hauptdolomites betont, eine extrem dünnsschichtige, bituminöse, schwarze Varietät des Hauptdolomites mit Zentimeterschichtung innerhalb der normalen grauen gebankten Grundform dieses Gesteins scheint für die Frankenfelsler Fazies spezifisch zu sein. Die geringere Gesamtmächtigkeit des Hauptdolomites ist bereits von E. SPENGLER hervorgehoben worden. Statt des Plattenkalkes der südlicheren voralpinen Faziesräume findet man an der Nor-Rhät-Grenze mancherorts das seit F. TRAUTH (1954, S. 91) als Ybbsitzer Rauhwacke bezeichnete Niveau (vgl. G. ROSENBERG, 1961 a, S. 448), das im Ybbsitz-Waidhofener Gebiet mit roten und grauen gipsführenden Mergeln vergesellschaftet ist. Das Rhät ist durch Kössener Schichten vertreten, Oberrhätkalk fehlt im Gegensatz zum unmittelbar angrenzenden Lunzer Faziesbereich (vgl. G. GEYER, 1910, S. 42; L. KOBER, 1912 a, S. 444 etc.). Hingegen stellt sich der überaus bezeichnende rote Tonschiefer der Schattwalder Schichten im obersten Rhät ein. Die ebenso noch auf diesen Faziesbereich beschränkte, gut individualisierte tiefjurassische Serie wurde zuletzt vom Verfasser (1966 a, S. 145) hervorgehoben: Sandig-kalkige Kalksburger Schichten des tieferen Lias, Gryphaeenkalke, Ausbildung des Hauptteiles des Lias als Fleckenmergel und fast nirgends als Adneter Kalk oder Hierlatzkalk sowie Ausbildung des Lias auch als Kieselkalk in der Cenomanrandschuppe und in der Frankenfelsler Decke sind die Hauptmerkmale des unteren Jura. Eine Reihe weiterer, für die voralpinen Verhältnisse charakteristischer Juragesteine vom Scheibelbergkalk des Mittel- bis Oberlias und vom Vilser Crinoidenkalk angefangen bis zu den Haselbergkalken des Tithon sind wohl in der Frankenfelsler Fazies mit Schwerpunkt verankert, reichen aber auch noch weiter gegen Süden hinaus und sind daher nur bedingt faziell auswertbar. Erst wiederum die mittlere Kreide erlangte in diesem Randstreifen mit den Tannheimer und Losensteiner Schichten erneut Individualität, und auch das Fehlen der Gosau ist letztlich noch für eine sogar in der Kreide anhaltende Sonderentwicklung (tektonische Verdeckung) bezeichnend.

f) Rohrer Fazies

La ge: Der längsoval begrenzte Rohrer Faziesbezirk liegt östlich der Querlinie Ötscher-Gemeindealpe-Bürgeralpe zwischen der Lunzer Fazies im Norden und der Dachsteinkalkfazies im Süden eingeschaltet und erstreckt sich über den Abschnitt zwi-

schen Türritzer Höger im Norden und Göller im Süden gegen Osten bis über den Unterberg hinaus (E. SPENGLER, 1959, Taf. 4). Die Reichweite dieser Fazies übertrifft gegen SE allerdings die von E. SPENGLER gegebene Darstellung.

Der fazielle Gesamteindruck wird durch die weitaus alle anderen Glieder übertreffenden Dolomitmassen der Trias, und zwar Wetterstein- und Hauptdolomit, beherrscht. Das geringmächtige, wenige Meter betragende Niveau karnischer Reingrabener Schiefer dazwischen verschwindet dagegen fast vollkommen, im Liegenden stellen sich noch Gutensteiner Kalke und Wettersteinkalke, im Hangenden Kössener Schichten in untergeordnetem Ausmaß ein. Reiflinger Kalk fehlt ganz, während Ramingger Kalk SE des Türritzer Högers bzw. im Hallbachtal lokal als Übergangsbildung in Erscheinung tritt.

Der Übergang zur Lunzer Fazies nach Westen vollzieht sich im Raum um Annaberg allmählich, so daß hier die Grenze der Rohrer Fazies zugunsten der Lunzer Fazies gegenüber der erwähnten SPENGLERSCHEN Kartendarstellung auch etwas weiter gegen SE zurückgenommen werden muß. Im Osten ist der rasche Faziesrückschlag in der Lunzer Entwicklung in dem berühmten, oben beschriebenen Beispiel aus dem Fenstergraben südlich von Kleinzell erwähnenswert (E. SPENGLER, 1931) – Abb. 247.

2. Dachsteinkalkfazies

Allgemeines

Begriff: Im Mittel- und Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen schließt an den breiten Hauptdolomit-Faziesstreifen gegen Süden hin vom Ostrand Tirols bis zum Wiener Becken die Dachsteinkalkfazieszone an. Wir verwenden den Namen im Sinne von E. SPENGLER (1951, S. 316 f.), der dem Begriff der Dachsteinfazies (E. SPENGLER, 1943, S. 214) ident ist, nicht aber dem Begriff Berchtesgadener Fazies E. BÖSE (1898 a, S. 566; 1898 b, S. 744 ff.) bzw. der Berchtesgadener Trias E. BÖSE (1895, S. 220) entspricht, da in letzterem Begriff auch die Hallstätter Entwicklung und die unterostalpine Fazies der Radstädter Tauern mit beinhaltet waren. Die Hallstätter Fazies aber, die innerhalb der Dachsteinkalkregion verwurzelt ist, wird in einem späteren Abschnitt getrennt besprochen.

Die Grenzen, innerhalb derer sich die Dachsteinkalkfazies ausdehnt, sind durch Abtragung, Verdeckung und andere Umstände nicht immer eindeutig festzulegen. Im Westen lassen zahlreiche Autoren seit M. SCHLOSSER (1895, S. 341 f.) und E. BÖSE (1898 a, S. 566, 585) bis zu E. SPENGLER (1956, S. 55 und Taf. 1; 1963, S. 469), H. PIRKL (1961, S. 31, 141) und W. ZACHER (1962, S. 86, Abb. 1) die Dachsteinkalkfazies bei Brixlegg bzw. Schwaz beginnen, da dort südlich vom Inn als Ramsaudolomit bezeichnete Mitteltriasdolomite den Wettersteinkalk des nördlichen Nachbargebietes vertreten und der Ramsaudolomit seit E. BÖSE als Indikator für die Berchtesgadener-Dachsteinkalkfazies gilt. Der faziesbestimmende Dachsteinkalk aber ist in diesem westlichsten Abschnitt, der südlich des Kaisergebirges weiterzieht, bis vor die Loferer Steinberge abgetragen. Andererseits aber fehlt ein karnisch-norischer Dolomit in der Schwazer Trias nicht, wie früher angenommen, sondern ist nach H. PIRKL (1961, S. 40) dort vorhanden. Da allerdings auch noch in den Loferer Bergen im Liegenden des Dachsteinkalkes Haupt-

dolomit entwickelt ist, kann der Obertrias-Dolomit nicht als voralpiner Faziesanzeiger verwendet werden. Es hängt also von der Beurteilung des Mitteltrias-Dolomites als Ramsau- oder Wettersteindolomit ab, wohin die Schwazer Trias faziell gestellt wird. Nach der Beschreibung von H. PIRKL (1961, S. 34), der in diesem Mitteltrias-Dolomitareal neben hellgrauen feinkörnigen kristallinen Typen auch grobgebankte und feingeschichtete Dolomite mit Evinospongienstruktur und Kalklagen im unteren Teil angibt, wäre durchaus auch Wettersteindolomit vertretbar. Der allgemeinen Tendenz aber folgend, wird diese Region zwischen Schwaz und dem Pillersee westlich der Loferer Steinberge schon zur Dachsteinkalkfazies gerechnet, wenn auch mit Vorbehalt. Der Ramsaudolomit dieser Zone reicht von Süden noch in den Südteil des daher auch faziell dem Untergrund verbundenen Kaisergebirges hinein (E. SPENGLER, 1963, S. 469).

Die Nordgrenze der Dachsteinkalkfazies verläuft bei Lofer, im Inneren der Osterhorngruppe, erschlossen im Gebiet der Hohen Schrott östlich von Ischl im Toten Gebirge, wo die Verzahnung sichtbar ist, dann im Windischgarstener Becken bis nördlich der Haller Mauern und am Nordrand der Unterbergdecke im Ötscherland, weiterhin südlich der Rohrer Fazies zwischen Bürgeralpe bei Mariazell und Gippel und schließlich schräg gegen Nordosten vorstoßend bis in das Gebiet von Lindkogel und Anninger südlich Mödling am Ostrand der Nördlichen Kalkalpen.

Die Hallstätter Fazies schaltet sich im Inneren der Dachsteinkalkregion vom Meridian von Lofer an bis zum Ostrand der Kalkalpen bzw. noch weiter gegen Osten in Form von kanalförmigen Becken ein, wobei heute die MOJSISOVICSCHE Auffassung von (mindestens) zwei Hallstätter Kanälen wiederum zu Ehren kommt.

Eine Untergliederung des Dachsteinkalkfazies-Großraumes in der Art wie jene des Hauptdolomitraumes ist noch nicht durchgeführt worden. Die Unterscheidung von E. SPENGLER (1959, S. 292) in die Gesäusefazies mit geschichtetem Dachsteinkalk und in die Rifffazies mit massigem Dachsteinkalk (vgl. Abb. 1), ergibt keine geschlossenen Faziesprovinzen, da Riff- und Lagunenfazies mehrfach miteinander abwechseln und außerdem bei einer solchen Gliederung nur der Dachsteinkalk, nicht aber die für eine Fazieszone wesentliche Gesamtschichtfolge der Trias berücksichtigt wird. Schon die abgewinkelte Darstellung der Riffverteilung bei H. ZAPPE (1962 a, S. 354) – vgl. Abb. 117 – zeigt in meridionaler Richtung z. B. westlich der Salzach ein vierfaches Hintereinander von Lagunen-, Riff- und Hallstätter Beckenfazies: Die Göllmasse zeigt im Norden die gebankte Entwicklung, im Süden die Riffkalke und die Verzahnung zu einem Hallstätter Kanal beim Torrener Joch (Kanal 1). Hagen- und Tennengebirge südlich davon weisen im Norden gebankte Kalke, im Süden wiederum Rifffazies auf, an die im Blühnbachtal der nächste Hallstätter Kanal anschließt (Kanal 2 a). Der Hochkönig als nächstes, sicher auch primär im Süden vom vorgenannten Komplex beheimatetes Areal, läßt wiederum das gleiche Dispositiv mit geschichteter Entwicklung im Norden, Rifffazies im Süden und Ansatz von Hallstätter Kalk (Hauptkanal?) auf der Hochkönig-Südseite erkennen (Kanal 2). Schließlich sind auch im Untersbergstock, der bei Abwicklung nach Auffassung aller alpinen Tektoniker ganz im Süden an die Kalkalpen anzuschließen ist, nochmals gleiche Verhältnisse angedeutet (Kanal 3).

Riffkalkpartien in der Dachsteinkalkfazies treten von Westen nach Osten in folgenden Abschnitten in Erscheinung: Im Tirolikum auf der Südseite des Göllmassivs,

am Südrand des Hagen- und Tennengebirges, auf der Südflanke des Hochkönigs, im Südteil des Totengebirges (nicht an dessen Ostrand, wie H. ZANKL gegenüber H. ZAPPE richtigstellt), im Südabschnitt des Warschenecks bzw. im südlich davon vorgelagerten Wörschacher Schollenstreifen. Im Juvavikum zeigen eine Partie im Untersbergstock (A. BITTNER, 1883, S. 201; 1884 b, S. 112), der Gosaukamm (Abb. 1), der tiefere Teil des Dachsteinkalkes im Grimming, der Südwestteil der Gesäuseberge (K. BÜCHNER, 1970, Abb. 40, S. 81) und der Hochschwab sowie die Hohe Wand Rifffazies, während die fossilführende Obertrias-Riffentwicklung im Schneeberg-Rax-Massiv seit G. v. ARTHABER (1906, S. 339) noch nicht neu belegt ist.

Eine Untergliederung des Dachsteinkalkfazies-Gesamtraumes darf demnach analog den Verhältnissen im Bereich der Hauptdolomitfazies nicht auf die unterschiedliche Entwicklung eines Schichtgliedes, also des Dachsteinkalkes, beruhen, sondern muß auf der Einbeziehung der Mitteltriasfazies in diese Überlegungen basieren.

Auf dieser Basis lassen sich die folgenden Subfaziesbezirke innerhalb der Dachsteinkalkfazies abgliedern.

a) Ötscherfazies

Charakteristik: Ein nicht unbedeutender nördlicher Randstreifen des Dachsteinkalkfaziesraumes im Bereich des westlichen und mittleren Abschnittes dieses Arcals, der in tektonischer Hinsicht im wesentlichen auf das Tirolikum entfällt, also voralpine Bereiche umfaßt, ist durch eine Fazies gekennzeichnet, die in der Mitteltrias mächtigen Ladindolomit, in der Obertrias nur geringmächtiges, lithologisch eigenständiges Karn in Form von Carditaschichten, darüber aber noch Hauptdolomit in nach Süden und Osten hin abnehmender Mächtigkeit aufweist und mit norisch-rhätischem Dachsteinkalk, der gegen Süden hin an Mächtigkeit zunimmt, die Trias abschließt. Der Dachsteinkalk liegt in diesem Faziesraum vorwiegend in der geschichteten Entwicklung, der sogenannten Loferer Fazies, vor, im Süden stellen sich allerdings (Tennengebirge, Hochkönig, Gesäuse-Westteil) die ersten Riffe ein. In dieser Fazies wird ja der Hauptdolomit, der meist lichter als in der Hauptdolomitfazies bzw. erst gar in der Frankenfelsler Fazies entwickelt ist, gerne als Dachsteindolomit bezeichnet, ohne daß aber bisher exakte Unterscheidungsmerkmale nominiert worden sind.

Bezeichnung: Diese vorwiegend voralpine Dachsteinkalkfazies mit nennenswerter Beteiligung von Hauptdolomit und Ladindolomit soll, wie auf Taf. 1 vom Verfasser (1972 d), hier auf Grund des Beispiels der Entwicklung in der Ötscherdecke (Unterbergdecke) im Ötscher-Dürrensteinzug, als Ötscherfazies bezeichnet werden. Die Ausdehnung des Begriffes Loferer Fazies bzw. Gesäusefazies auf diese Entwicklung ist nicht möglich, da ja neben dem Dachsteinkalk vom Typus Loferer Dachsteinkalk auch Riffkalke beteiligt sein können und weil auch andere Schichtglieder der Trias maßgeblich sind. Auch die Verwendung des Begriffes Berchtesgadener Fazies, der ja in großen Zügen dem Überbegriff Dachsteinkalkfazies gleichgehalten worden ist bzw. in der ursprünglichen Fassung noch darüber hinausgereicht hat, ist unstatthaft. Auch die für die lokale Dachsteinkalk-Sonderfazies des Kalkalpensüdrandes NW von Aflenz von E. SPENGLER (1920 a, S. 55) verwendete Bezeichnung „Fölzfazies“ kann nicht für unsere ja hauptsächlich voralpine Dachsteinkalkentwicklung angewendet werden, da die Fölz-

fazies in der Mitteltrias vor allem Wettersteinkalk aufweist und im Hangenden des Hauptdolomites Dachsteinriffkalk auflagert.

In regionaler Hinsicht setzt diese in verschiedenem Umfang noch Hauptdolomit führende Entwicklung im Westen mit der wahrscheinlich zur Dachsteinkalk-Überfazies gehörigen Trias südlich vom Inn an, ab Loferer Steinberge ist der Dachsteinkalk im Hangenden erhalten, wobei hier noch lokal fast 1000 m Hauptdolomit entwickelt sind. Schon in den Leoganger Steinbergen nimmt der Hauptdolomit bis auf wenige 100 m Mächtigkeit ab, ist aber auch noch am Südrand der Kalkalpen faßbar. In der Hochkalter-Gruppe erreicht der karnisch-norische Dolomitkomplex noch 900 m Mächtigkeit (W. BARTH, 1968, S. 130), geringer mächtig ist er wiederum in den Südrandbergen wie Hochkönig, Hagen- und Tennengebirge. Das Tirolikum NE der Dachsteindecke ist ebenfalls dieser Fazieszone anzuschließen, wie besonders die Warscheneckdecke mit ihrem westlichen Fortsatz im Lawinensteinzug zeigt. Unter der großen Dachsteinkalkmasse des Totengebirgs-Ostabschnittes allerdings keilt der Hauptdolomit weitgehend aus, so daß sich hier bereits Anklänge an die hochalpine Dachsteinkalkfazies zeigen. Mit den Haller Mauern und den westlichen Gesäusebergen greift die Ötscherfazies auch auf hochalpines Deckenland über – allerdings bereits mit nur unbedeutenden Hauptdolomitanteilen. Im Ostabschnitt der Kalkalpen ist sie im Bereich Hochkar, Dürrenstein, Ötscher und Kräuterin repräsentativ entwickelt.

b) Strážovfazies (Triestingfazies)

Charakteristik: In den östlichen Kalkalpen ist der voralpine Raum vor der Hallstätter Fazies der Hohen Wand-Mürzalpendecke durch eine Sonderfazies der Dachsteinkalkentwicklung gekennzeichnet, die in den Kalkalpen als Triestingfazies, in den äquivalenten Regionen der Westkarpaten aber bereits zuvor als Strážovfazies bezeichnet worden ist (siehe S. 470). Die Eigenheit dieser Faziesentwicklung liegt im Auftreten von Steinalm-Wettersteinkalk und nur untergeordnet -dolomit, von mächtigem Hauptdolomit und weit dahinter zurücktretendem geschichtetem norisch-rhätischem Dachsteinkalk mit häufigen Starhembergkalk-Einschaltungen sowie von Kössener Schichten, auf die schon E. SPENGLER (1959, S. 293) aufmerksam gemacht hat. In den nördlicheren Abschnitten dieses Faziesbereiches enthält die Obertrias auch Plattenkalk (G. HERTWECK, 1961, S. 20 f.). Der wechselweise Ersatz des Wettersteindolomites der im Norden anschließenden Faziesräume durch den Wettersteinkalk kann in verschiedenen Niveaus auftreten: Während im Lindkogelprofil im Schweshattalbereich der Kalk auflagert (B. PLÖCHINGER, 1970, Taf. 2, Prof. 1-2), bildet er in Gutenstein das Liegende des Dolomites (H. SUMMESBERGER, 1966 b, Kt.). Diese Faziesregion am Alpenostrand wurde vom Verfasser (1972 d, S. 191) in ihren spezifischen Eigenheiten erfaßt und dort als Triestingfazies bezeichnet.

Auch in mikrofaunistischer Hinsicht zeichnet sich in der Obertrias der Strážovfazies eine Eigenstellung ab, in welcher sogar das faziell so neutrale Schichtglied wie der Hauptdolomit mit einer Foraminiferenfauna eigener Art, und zwar vom Typus „Starhemberg“ (E. KRISTAN-TOLLM., 1964 a, S. 136) mit auffälligem Individuenreichtum an Arten von *Angulodiscus* und *Glomospirella* in Erscheinung tritt (Abb. 101) – in deutlichem Gegensatz etwa zum mikrofaunistisch arm und monoton entwickelten Hauptdolomit des voralpinen Hauptdolomit-Überfaziesgebietes.

Verbreitung: Das Gebiet, in dem die geschilderte Fazies auftritt, reicht vom Anninger im Nordosten über das Schwechatgebiet, wo Wettersteinkalk und -dolomit sowie norisch-rhätischer Dachsteinkalk und Kössener Schichten nachgewiesen sind (B. PLÖCHINGER, 1970, S. 11, 17, 21), über das Gebiet der Hohen Mandling bis über die Dürre Wand und der tirolischen Vorlage zur Unterlage des Schneeberges, wie etwa die im Hengstfenster auftretenden Serien. Diese Faziesregion entspricht im Kerngebiet des Südabschnittes jenem Faziesbereich, das G. HERTWECK (1961, S. 25; Taf. 4) als „Mischfazies“ bezeichnet hat. Gegen Westen hin ist ein breiter Übergangssaum zur dolomitreichen Rohrer Fazies bzw. weiter im Norden zur Lunzer Fazies gegeben, so daß z. B. bei Gutenstein noch Wettersteinkalk zwischen Gutensteiner Kalk und Wettersteindolomit auftritt, der Wettersteinkalk auch noch im Steinwandgebiet felsbildend wird und im Peilsteinzug bzw. auch im Lindkogel Wettersteinkalk und Reiflinger Kalk, also Faziesmerkmale der Strážov-Triestingfazies und der Lunzer Fazies aneinanderstoßen.

Vergleich mit den Westkarpaten: Die Gliederung der Fazieszonenabfolge von Norden nach Süden ist gerade am Ostrand der Kalkalpen aus Gründen der Anknüpfung an die westkarpatischen Kalkalpen von besonderer Bedeutung. Die Reihung lautet nun demnach in unserem Raum von Norden gegen Süden: Frankenfelder, Lunzer, dolomitreiche Rohrerfazies, Triestingfazies mit Wettersteinkalk, Hohe Wand-Fazies, Mürztaler (Hallstätter) Fazies und schließlich Hochschwabfazies mit Dominanz des Wettersteinkalkes in der Mitteltrias. Die Triestingfazies mit Wettersteinkalk (und untergeordnet Wettersteindolomit) ist also eine am Alpenostrand in den südlichen voralpinen Decken auftretende Entwicklung, und man darf bei vergleichender Betrachtung mit der in den Westkarpaten äquivalenten Strážovfazies der Strážovdecke nicht auf Grund des Vorkommens von Wettersteinkalk in der Schneebergdecke auf eine hochalpine Position der Strážovdecke schließen – vgl. A. TOLLMANN (1972 d, S. 191).

c) Hohe Wand-Fazies

Bezeichnung: E. SPENGLER (1959, S. 293; Taf. 4) betrachtete die Entwicklung mit Hallstätter Faziesanklängen im Gebiet der Hohen Wand-Decke, die ja die östliche Fortsetzung der Mürzalpendecke darstellt, als einen Bestandteil der Mürztaler Fazies. Der Verfasser (1972 d, S. 196 f.) hat hingegen darauf hingewiesen, daß die Region Hohe Wand-Miesenbachtal gegenüber der klassischen Mürztaler Entwicklung ein eigenes Gepräge zeigt, und hat diese Fazies im Raum Hohe Wand-Miesenbach daher unter einer eigenen Bezeichnung, dem Begriff „Miesenbachfazies“, ausgegliedert. Inzwischen hat aber der regionale Vergleich der generellen Südexposition der Hallstätter Gesteine gegenüber dem jeweils zugehörigen (Dachstein-)Riffkalk beim Verfasser die Vorstellung bewirkt, daß die Hallstätter Schollen im Miesenbachtal und von Hernstein, die heute nördlich des Riffkomplexes der Hohen Wand direkt am Südrand des voralpinen Faziesraumes liegen, und dort faziell absolut nicht hinpassen, vom Süden der Hohen Wand-Decke kommen und nicht in die Hohe Wand-(Miesenbach-)Fazies einbezogen werden dürfen. Diese Vorstellung wird verstärkt durch den Hinweis von E. KRISTAN-TOLLMANN (mündlich) auf die wahrscheinliche Deckschollen-Natur des Hallstätter Kalkes der „Grafenkrone“ auf der Hohen Wand selbst, dann die freundliche Mitteilung von R. LEIN von seinem Verdacht über die Deckschollennatur der Placklesschichten und der Hornstein-

kalke auf der Hohen Wand, schließlich durch die sehr gute Vergleichbarkeit des Wandkalkes mit dem Typus des Dachsteinkalkes vom Hochschwab mit intensivem lokalem biofaziellem Hallstätter Einfluß (H. LOBITZER, 1972; 1973).

Demnach läge der Faziesraum der Hohen Wand primär auf Grund der zahlreichen voralpinen Merkmale, die E. KRISTAN (1958, S. 256 ff., 269) herausgearbeitet hat (etwa Lunzer Sandstein, Opponitzer Kalk, Obertriasdolomit etc.), direkt im Süden der voralpinen Dachsteinkalkfazies (Triesting-Strážovfazies). In der Hohen Wand vollzieht sich hierbei der Übergang zum hochalpinen Regime, dokumentiert durch die Hallstätter Einflüsse im Wandkalk selbst. Südlich anschließend ist dann der Hallstätter Nordkanal mit der Mürztaler Fazies zu denken, aus dem die Hallstätter Schollen ableitbar sind, die heute zum Teil bis über die Hohe Wand hinweg ins Miesenbachtal und nach Hernstein (verkehrt lagernde Deckscholle) überschoben sind. Der südlich anschließende zweite Riffkalkzug der Schneebergdecke wurde dann auf seiner Südseite von einem zweiten, südlicheren Hallstätter Kanal mit Aflenzer Fazies begleitet, der hier am Ostrand aber nicht mehr erhalten geblieben ist.

Die dargelegte Auffassung wird erst durch die geplanten gezielten Untersuchungen zu belegen sein, sie wird hier aber bereits jetzt als die sich aus der regionalen Geologie am wahrscheinlichsten ableitbare Faziesverteilung mitgeteilt. Als „Hohe Wand-Fazies“ verbleibt demnach jener Faziesstreifen zwischen voralpiner Dachsteinkalkfazies im Norden und dem nördlichen Hallstätter Kanal mit Mürztaler Fazies im Süden, dessen voralpine Beeinflussung vom Norden und kräftige (Hallstätter und) hochalpine Beeinflussung vom Süden seit E. KRISTAN (1958, S. 270) betont worden ist.

Die Hauptmerkmale der Hohen Wand-Fazies liegen – wenn wir hier in erster Linie die Obertrias berücksichtigen – in dem Auftreten von mächtigem Karn in einer Art Lunzer Fazies mit Trachycerasschiefern, Reingrabener Schiefern, Lunzer Sandstein, Cidariskalk und einer Reihe von weiteren Varietäten des Opponitzer Kalkes, einem Rest von Hauptdolomit, dem im wesentlichen norischen, vielleicht in das Rhät aufsteigenden Wandkalk und schließlich in den rhätischen Starhembergsschichten am Plateau der Hohen Wand. Nähere Angaben über die Schichtfolge dieser Fazies geben in neuerer Zeit die Arbeiten von E. KRISTAN (1958, S. 253 ff.), B. PLÖCHINGER (1967, Taf. 3) und H. MOSTLER et al. (1967), wobei aber die erst hier angedeutete tektonische Abtrennung der Deckschollen berücksichtigt werden muß.

Die regionale Einordnung der Hohen Wand-Fazies kann in eine sehr lückenhaft erhaltene nördliche hochalpine Dachsteinkalkzone nördlich vom Hallstätter Nordkanal erfolgen, zu welcher etwa auch der Dachstein-Riffkalk des Südrandes des Toten Gebirges (mit seinem Übergang zur Grundlseer Zlambachfazies) gehört.

d) Berchtesgadener Fazies

Begriff und Typisierung: In den großen hochalpinen Deckschollen der Berchtesgadener Decke und der Dachsteindecke prävaliert ein nächster Typus der Dachsteinkalkfazies, nämlich jener, bei dem über mächtigem Ramsadolomit (lokal sehr selten auch kalkiger Ersatz des Dolomites – W. BARTH, 1968, S. 128) ein außerordentlich schmales Cardita-Niveau unmittelbar zum Dachsteinkalk vermittelt. Hauptdolomit fällt hier im Normalfall gänzlich aus, gelegentlich ist er in sehr reduzierter Form vertreten. Der Dachsteinkalk selbst liegt häufig in auffällig reiner Ausbildung vor, so daß

man gerade am Beispiel der deckentektonisch übereinanderliegenden Einheiten, wie Berchtesgadener Schubmasse über den Loferer Steinbergen der Tirolischen Schubmasse, leicht auf diesen Gegensatz aufmerksam wird und seit F. F. HAHN (1910, S. 334, 337) dieser Unterscheidung bereits durch die Bezeichnungen Loferer Typ und Reiteralmtyp der Dachsteinkalkentwicklung Rechnung getragen worden ist. Zuletzt hat F. FERNECK (1962 b, S. 7) die hiezu synonymen, aber schwächeren Begriffe „Graue Dachsteinkalkfazies“ und „Weiße Dachsteinkalkfazies“ verwendet. Der Schnitt zwischen diesen beiden Dachsteinkalkfaziestypen fällt aber nicht mit dem Schnitt zwischen Ötscherfazies und Berchtesgadener Fazies zusammen, da auch in der Ötscherfazies mit ihrem Hauptdolomitanteil der Dachsteinkalk am Tirolikum-Südrand im hier gerade betrachteten salzburgischen Abschnitt bereits in die weiße Dachsteinkalkvariante („Reiteralmtyp“) übergegangen ist.

Als Bezeichnung für diese Fazies ohne Hauptdolomit und mit mächtigem Ramsaudolomit ist im hochalpinen Raum des Mittelabschnittes der Kalkalpen der Name „Berchtesgadener Fazies“ in der heute eingeschränkten Form unter Ausklammerung der Hallstätter Zone üblich geworden und wird daher hier trotz der Abweichung des Inhaltes gegenüber der Erstfassung des Begriffes übernommen.

In regionaler Hinsicht gehören Berchtesgadener Decke, der Hauptteil der Dachsteindecke vom Gamsfeld im Norden bis zum Grimming im Osten zur Berchtesgadener Fazies. Anklänge an diese Entwicklung zeigt der Zentralteil des Totengebirgsstockes, wo der Hauptdolomit ebenfalls weitgehend auf Kosten des Dachsteinkalkes ersetzt wird. Weiter im Osten wird man noch die Gesäuseberge hierher stellen können (Abb. 255).

Eine Ausnahme macht sich im Gebiet der Dachsteindecke durch faziell andersartige Einflüsse an ihrem Südwestrand bemerkbar. Von den Schollen im Rahmen des Gosaukammes stehen auch nach Ausklammerung des tektonisch sicher selbständigen und überschobenen Hallstätter Schollenkranzes am Südrand (A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLM., 1970, S. 91 ff.) doch die noch im Nordwesten des Gosaukammes vorlagernden Schollen im Bereich der Zwieselalm und des Kesselkogels im Sinne von W. SCHLAGER (1967 b, S. 264 f.) als primär zugehöriger Hallstätter Faziessaum vorläufig noch zur Debatte, was aber für die uns hier interessierende Frage der Berchtesgadener Fazies nicht von unmittelbarem Belang ist.

Synonym: Für eine geringe Variante der Berchtesgadener Fazies, die nur lokale Verbreitung besitzt, ist von E. SPENGLER (1920 a, S. 55; 1920 b, S. 235) die Bezeichnung Fölzfazies nach der Fölz NW Aflenz südlich vom Hochschwab aufgestellt worden. Die Eigenart dieser kalkhochalpinen Dachsteinkalkfazies besteht darin, daß sie zwar als Hauptglieder mächtigen mitteltriadischen Ramsaudolomit, ein sehr geringmächtiges Cardita-Niveau und mächtigen Dachsteinkalk (an der klassischen Lokalität in Riffentwicklung) aufweist, daß aber daneben der Ramsaudolomit mehr oder weniger stark durch Wettersteinkalk ersetzt ist und sich unter dem Dachsteinkalk noch Hauptdolomit einschaltet. Der Unterschied zur Ötscherfazies liegt, wie ausgeführt, vor allem im Erscheinen des Wettersteinkalkes. Von der Hochschwabfazies unterscheidet sich die Fölzfazies andererseits durch das Vorherrschen des Ramsaudolomites in der Mitteltrias. Da der Unterschied zur Berchtesgadener Fazies nicht nennenswert ist, soll die Bezeichnung Fölzfazies synonym zu ersterer gehalten werden.



Abb. 255: Klar kommt der Gegensatz zwischen dem in schroffen Runsen verwitternden Ramsaudolomit der Mitteltrias und dem in glatten Wänden abbrechenden Dachsteinkalk der Obertrias in der Berchtesgadener Fazies zum Ausdruck — wie etwa auf der im Bild gezeigten Planspize in den Gesäusebergen, Steiermark.

Außer in der Fözl südlich vom Hochschwab tritt diese Variante auch nochmals auf der Dachsteinsüdseite in Erscheinung, wo im Scheichenspitzzug Wettersteinkalk statt Ramsaudolomit auftritt und auch im Liegenden des Dachsteinkalkes, der im Westen in der Windlegergruppe aus Riffkalk, weiter im Osten aus geschichtetem Dachsteinkalk besteht, noch ein Zug von Hauptdolomit erscheint (O. GANSS et al., 1954, Kt.), so daß auch E. SPENGLER (1963, S. 473) die Fazies dieses Südrand-Abschnittes mit den Verhältnissen im Riffgebiet des Hochschwabes verglichen hat.

e) Hochschwabfazies

Schon vom Ostabschnitt der Gesäuseberge vom Bereich des Radmertales an, besonders aber ab dem Kaiserschild und der Seemauer bei Eisenerz, wird in den Kalkhochalpen gegen Osten hin (von der „Fözlfazies“ abgesehen) der Ramsaudolomit durch Wettersteinkalk mehr und mehr ersetzt, so daß sich in diesem östlichsten hochalpinen Abschnitt eine Subfazies der Dachsteinkalkentwicklung einstellt, bei der in der Mitteltrias der Wettersteinkalk herrscht. Auch in den westlichen Gesäusebergen ist ja durch die Untersuchung von K. BÜCHNER (1970, S. 34; 1974, S. 80) ein erstes Einsetzen des Wettersteinkalkes mit einer Mächtigkeit von 600 m in dem bisher als Dachsteinkalk gedeuteten Bergzug des Bruckstein erkannt worden. Eine weitere spezifische Eigenheit der Hochschwabfazies liegt in der Riffkalk- oder Plattformausbildung des gesamten Karn in Form von Tisovec-Kalken, so daß vielfach die Mitteltrias-Seichtwasserkalkplatte ohne nennenswerte lithologische Zäsur im Karn in die höhere Obertrias, in den Dachsteinkalkkomplex weiterleitet (Abb. 256). Auch Hauptdolomit ist nur spurenhaf vorhanden oder fehlt zugunsten des Dachsteinkalkes. Sowohl die Wettersteinkalkvornacht als auch der Tisovec-Kalk im Bereich der kalkhochalpinen Fazies nahe dem Ostrand der Kalkalpen sind klare Vorboten der entsprechenden Faziesentwicklung in den Gemeriden der Westkarpaten, worauf im Abschnitt „Karpatischer Einfluß“, S. 471, näher eingegangen wird.

Bezeichnung: Für diese Entwicklung, in der Wettersteinkalk, Tisovec-Kalk und Dachsteinkalk herrschen, hat E. SPENGLER (1920 a, S. 56; 1920 b, S. 255) die Bezeichnung Hochschwabfazies eingesetzt, die F. TRAUTH (1937, S. 545) übernommen hat.

Verbreitung: Die Region dieser Hochschwabfazies umfaßt außer den genannten Abschnitten im Westen den Hochschwabstock selbst, die Aflenzer und Zeller Staritzen, die Veitsch und die Schneebergdecke mit Rax und Schneeberg. Während man bis vor kurzem gedacht hat, die Obertrias sei über den Wettersteinkalkstöcken der östlichen Kalkhochalpen östlich der Veitsch bis zum Schneeberg der Erosion anheimgefallen, so daß man keine weiteren Beweise für die Zugehörigkeit dieser Stöcke zur Hochschwabentwicklung mit ihren Plattformsedimenten auch in der Obertrias (im Sinne der vom Verfasser im Zusammenhang mit der Darstellung der Fazies der Mürzaldecke wiederholt geäußerten Auffassung) habe, sind jüngst durch Conodonten-Untersuchungen sowohl in der Veitsch als auch in der hierhergehörigen, gegen Norden verfrachteten Roßkogel-Deckscholle östlich von Frein Obertrias und somit eine durchlaufende Seichtwasserkalkserie nachgewiesen worden: In der Lanauwand SW Mürzsteg reicht der Veitschstock bis in das höhere Unternor (R. LEIN, 1972, S. 85), im Roßkogel ist jedenfalls nach der Umdeutung der Conodontenfunde von H. FLÜGEL & H. PETAK (1964, S. 27) durch R. LEIN (1972, S. 81) zumindest noch Oberjul oder sogar Nor über

dem mitteltriadischen Wettersteinkalk faßbar. Schließlich aber ist die auf A. BITTNER (1891, S. 56) und G. v. ARTHABER (1906, S. 339) zurückgehende, auf Fossilbelegen beruhende Auffassung vom obertriadischen Alter des Oberteiles der Rifffalke von Rax und Schneeberg zwar vergessen, niemals aber widerlegt worden.

Als Gemeinsamkeit der Hochschwabfazies mit der voralpinen Dachsteinkalkfazies des Kalkalpen-Ostrandes, der Strážov-(Triesting-)Fazies, verdient das Auftreten von Wettersteinkalk in beiden Bereichen, trotz der dazwischenliegenden nördlichen Hallstätter Zone, hervorgehoben zu werden. Es ist dies, wie erwähnt, eine im Hinblick auf die südliche obersubalpine Entwicklung der Karpaten verständliche Erscheinung, während weiter im Westen in den Kalkhochalpen der Ramsaudolomit in der Mitteltrias ja durchaus vorherrscht.

3. Hallstätter Fazies

Allgemeines

Bedeutung: Die Hallstätter Zone hat seit je die besondere Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gezogen. Bedeutender Salzreichtum, der zur Entwicklung uralter Kulturen Anlaß bot, der enorme Ammonitenreichtum der Hallstätter Kalke, der Korallenreichtum der Zlambachschichten, die eigenartige Rotfärbung der Hallstätter Kalke, die in so schmalen Zonen in Nachbarschaft der Dachsteinrifffalke gebildet worden sind, das tektonisch bedingte, sonderbar isolierte, schollenförmige Auftreten der Hallstätter Gesteine in fremdem Rahmen – all das ließ von Anfang an die Problematik der Hallstätter Zone klar hervortreten, die auch heute, nach so langer mühevoller und intensiver Durchforschung, immer wieder neue und überraschende Aspekte zu erkennen gibt.

Die **Hauptcharakteristik** der Fazies der Hallstätter Zone liegt, kurz gesagt, im salzreichen mächtigen Haselgebirge (Ausnahme Hall in Tirol im Tirolikum), im bunten Hallstätter Dolomit und Hornsteinknollendolomit des Unterkarn (Cordevol), im Hallstätter Kalk des Anis (Schreyeralmkalk) bis Unterrhät (Sevat), in den Pötschen- und Pedataschichten des Nor/Rhät und in den rhätischen Zlambachmergeln. Nicht hingegen ist eine ladinische Schichtlücke zur Charakterisierung der Hallstätter Fazies nachweisbar.

Begriffsherkunft: Ursprünglich war ja das durch die Hallstätter Cephalopoden gekennzeichnete Faunengebiet der norischen Stufe von E. v. MOJSISOVICS (1874, S. 84) als „Juvavische Provinz“ bezeichnet worden. Damals wurde übrigens erstmalig (S. 122) diese Fazieszone klar der Dachsteinkalkentwicklung gegenübergestellt, was vom gleichen Autor 1883, S. 291 f., weiter präzisiert wurde. Später hat MOJSISOVICS (1892, S. 769) bei Einführung der Bezeichnung „Hallstätter Entwicklung“ ausdrücklich noch auf die individuelle Ausgestaltung des ganzen Umfangs der mittleren und oberen Trias und nicht nur auf das Nor bezug genommen, so daß hiermit klar die Faziesreihe definiert worden war. Die Erweiterung des Begriffes durch Einbeziehung von Zlambachschichten und Pötschenkalke erfolgte durch den gleichen Autor erst 1905, S. 26. Sogleich bei Aufstellung des Begriffes Hallstätter Entwicklung aber wurde von E. v. MOJSISOVICS (1892, S. 770) auf ein weiteres wesentliches Faziesmerkmal dieser Zone hingewiesen,

nämlich die geringe Mächtigkeit, die mit 200 m für die gesamte Mittel- und Obertrias veranschlagt worden war. Heute allerdings muß man doch den dreifachen Mächtigkeitobetrag für diesen Abschnitt in Rechnung setzen. Der enorme Mächtigkeitsunterschied zur einst benachbarten Karbonatplattformentwicklung, die von E. v. MOJSISOVICs auf rund 2000 m geschätzt worden war, ist jedenfalls richtig erfaßt worden (vgl. W. SCHWARZACHER, 1948, S. 46, Abb. 15). Ein weiteres Merkmal, das seit F. F. HAHN (1913, S. 383 ff.) für den zentralen Abschnitt der Hallstätter Zone herausgearbeitet worden ist, nämlich die ladinische Reduktion, die in weiten Räumen zu einer Schichtlücke im Ladin führen sollte, hat sich allerdings nicht in dieser Form bestätigen lassen. Keinesfalls kann man im Sinne von W. SCHLAGER diese Schichtlücke als bezeichnendes Merkmal der gesamten Hallstätter Zone werten, da das Ladin in der Halleiner Hallstätter Zone als Wettersteinkalk mit *Diplopora annulata* SCHAFFH. erwiesen ist (B. PLÖCHINGER, 1955, S. 98), in der Hallstätter Zone des Salzkammergutes in den durch Conodonten und Makrofossilien belegten ladinischen Hallstätter Kalken erfaßt worden ist, und im Ostabschnitt der Hallstätter Zone in den Müritzalpen eine mächtige Ramsau-Wettersteindolomitmasse in der Mitteltrias das Ladin vertritt.

Die Heimat der Hallstätter Fazies: Da der Großteil der Hallstätter Faziesgesteine in tektonisch isolierten Schollen im südlicheren Teil der Kalkalpen lagert, ja sogar in allochthonen Schollen bis zum Stirnrand der Berchtesgadener Decke bis nahe an den Vorderrand der Kalkalpen herankommt, obgleich man gerade für diese Schollen sehr konkrete Beweise ihrer Herkunft vom Südrand der heutigen Kalkalpen besitzt, ist seit Einführung der Deckenlehre in den mittleren Kalkalpen durch E. HAUG & M. LUGEON (1904, S. 893) die Diskussion um die Einwurzelung, die Beheimatung der Hallstätter Zone innerhalb der übrigen Faziesräume der Kalkalpen nicht zum Stillstand gekommen. Es gibt eine Reihe verschiedener Konzepte, die bis jüngst noch von den verschiedenen Autoren nebeneinander vertreten worden sind. Weitere, nur kurzfristig aufgeworfene Möglichkeiten sind bei F. TRAUTH (1937, S. 493) referiert.

1. Die Kanaltheorie. Die Hallstätter Zone bestand nach dieser Auffassung aus einem System zweier subparalleler Kanäle, die mehr oder weniger autochthon, d. h. in der Nähe der heute sichtbaren Position zwischen den Dachsteinkalkstöcken eingewurzelt waren. Die Theorie geht auf die Vorstellungen aus der Zeit vor der Deckenlehre, besonders auf E. v. MOJSISOVICs (1903, S. 386 f., Abb. 2) zurück, der einen nördlichen „Ischl-Ausseer Kanal“ und einen südlichen „Berchtesgaden-Hallstätter Kanal“ unterschieden hatte. C. DIENER (1915, S. 427), K. LEUCHS (1921, S. 133) und F. TRAUTH (1937, S. 511 ff., S. 544 ff.: „Nord- und Südjuvavische Zone“) folgten dieser Auffassung. In neuester Zeit hatten H. ZANKL (1962) und W. SCHLAGER (1966 ff.) diese Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Kalkalpen auf Grund von Beobachtungen von Faziesübergängen im Randgebiet der Rahmeneinheiten der Hallstätter Zone wieder aufgegriffen. Obgleich dieser Kanaltheorie seit Anfang von den Tektonikern sowohl der HAUGSCHEN als auch der NOWAKSCHEN Richtung (siehe unten) heftiger Widerstand entgegengesetzt worden ist, liefert sie heute auf Grund der in manchen Abschnitten erhaltenen faziellen Beziehungen zu den Nachbarräumen einen wichtigen Beitrag zur Deutung der Beheimatung der Hallstätter Fazies, die offenbar wirklich in individuellen, deutlich unterschiedenen Kanälen innerhalb der Dachsteinkalkfazies eingewurzelt war. In tektonischer Hinsicht sind allerdings entgegen den genannten modernen autochthonen

Vorstellungen in der gesamten Längserstreckung der Kalkhochalpen fernverfrachtete Hallstätter Schollen aus dem Südkanal bis weit ins Innere der Kalkalpen abzuleiten.

2. **Einwurzelung in einheitlicher Zone innerhalb des Dachsteinkalkareales.** Diese Auffassung faßt die Hallstätter Zone samt ihrer inneren Untergliederung als einen einheitlichen Streifen auf, der im Inneren der Dachsteinkalkregion beheimatet gewesen war. Die Auffassung geht auf E. HAUG & M. LUGEON (1904, S. 893 f.) zurück und wurde besonders durch L. KOBER (ab 1912) und seine Schüler (W. MEDWENITSCH, A. TOLLMANN etc.) vertreten. Die heutige Stellung zwischen Tirolikum und Hochjuvavikum wurde als Auswirkung der primären Deckenschübe betrachtet. Heute erscheint die oben genannte Meinung von der primären Wiederholung der Hallstätter Fazies in getrennten Zonen besser gestützt. Ferner dürfen die Hallstätter Kanäle nicht als gerade hinziehende Streifen gesehen werden, sondern als ein vielfach mit Buchten und Armen in das ursprünglich angrenzende Dachsteinkalkriffgebiet eingreifendes System.

3. **Beheimatung jenseits des Südrandes der Kalkalpen.** Eine Heimat jenseits des Südrandes der Kalkalpen sieht für die Hallstätter Zone die Theorie von J. NOVAK (1911, S. 57, 83 ff.) vor. Sie baut auf der auf C. DIENER zurückgehenden Überlegung auf, daß nach der HAUGSCHEN Theorie der „Zusammenhang der allerdings verwandten Faziesgebiete der Bayerischen und der Dachsteindecke durch die fremde Hallstätter und Salz-Serie in unnatürlicher Weise zerrissen werde.“ Die Theorie wurde namentlich von E. SPENGLER (ab 1914) ausgebaut, der die Hallstätter Zone in der gesamten Länge ihres Auftretens aus dem Raum südlich der Kalkalpen bezog und in einem komplizierten Überschiebungsmechanismus alle hochalpinen Decken (Berchtesgadener-, Dachstein-, Schneebergdecke) primär durch die Hallstätter Decke überschoben dachte und letztere durch sekundäre Einwicklung in ihrem heutigen nördlichen Auftreten erklärt hat. E. SPENGLER hat später (1959, S. 278, 281 ff., Taf. 4) wenigstens eine teilweise Beheimatung der Hallstätter Zone im Inneren der Kalkalpen, nördlich der hochalpinen Schneebergdecke des Ostens, und zwar im Gebiet der Hohen Wand und der Mürztaler Alpen, anerkannt.

4. Ein weiterer Deutungsversuch neueren Datums, um die Verhältnisse im Raum der Hallstätter Zone ohne Annahme verzweigter Kanäle und ohne große Deckenüberschiebungen erklären zu können, liegt in der Hypothese bedeutender *Seitenverschiebungen* durch A. G. FISCHER (1965, S. 24 ff.) in bezug auf das Auftreten der Hallstätter Zone im Lammertal. Diese Auffassung zielt auf eine Vereinfachung der Verhältnisse durch die Eliminierung einer zweiten Hallstätter Zone im Salzburger Gebiet ab, indem aus einem einheitlichen Hallstätter Südrandbecken durch eine 30 km bis 40 km weite Seitenverschiebung die Lammerzzone ins Innere der Dachsteinkalkfazies sekundär eingekeilt wäre. Diese Theorie allerdings wird durch ein Pflaster von etwa zwei Dutzend juvavischen Schollen widerlegt, die flächenmäßig verteilt auf der einstigen Schubahn des Juvavikums über dem tirolischen Untergrund erhalten geblieben sind. Sie ist auch deshalb nicht angenommen worden, weil in den angegebenen Räumen westlich der Lammertal-Torrener-Joch-Zone keine Fortsetzung der Seitenverschiebung zu bemerken ist, die bei einem so bedeutenden Versetzungsbetrag nicht plötzlich aufhören könnte, sondern allmählich auslaufen müßte (W. DEL-NEGRO, 1970, S. 28; A. TOLLMANN, 1970 a, S. 20 f.).

Nach dem heutigen Stand der Kenntnisse ergeben sich zur Beheimatung der Hallstätter Fazies zusammenfassend betrachtet die folgenden Gesichtspunkte.

Für den Ostabschnitt der Hallstätter Zone läßt sich Folgendes festhalten. Die Müritzaler Fazies und ihre Ausläufer im Bereich der Hohen Wand und bis Hertenstein sind nach faziellen Beziehungen zum Rahmen und tektonischer Stellung Bestandteil eines nordjuvavischen Kanals und sind nördlich der Riffbarre von Hochschwab, Veitsch und den überschobenen Schollen der Schneebergdecke einzuwurzeln (E. KRISTAN, 1958, S. 270; E. KRISTAN-TOLLM. & A. TOLLMANN, 1962, S. 30 ff.). Dies ist zuletzt auch schon von E. SPENGLER (1959, S. 278, 281 ff.) anerkannt worden. Die Aflenzer Fazies hingegen schließt an der Südseite der Hochschwab-Riffbarre als Bestandteil des südjuvavischen Kanales mit schöner Verzahnung im Profil der Bürgeralpe an (E. SPENGLER, 1920 b, Taf. 4; H. LOBITZER, 1973, S. 202). Mit den Hüpflinger Schollen im Westen kann die Fortsetzung des Südkanales in die Gesäuseberge trassiert werden. Wir treffen demnach hier im Osten zwei Zonen der Beckenfazies der Hallstätter Entwicklung s. l., die getrennt voneinander in die Dachsteinkalkfazies eingeschaltet sind.

Im Mittelabschnitt der Kalkalpen, im Salzkammergut, hat sich insofern Klarheit angebahnt, als einerseits der Zlambachfazies-Streifen, also die in der Obertrias mergelreichere, im Karn eine Art Lunzer Fazies aufweisende, im Nor und Rhät an Pötschen-, Pedata- und Zlambachschichten reiche Entwicklung als tektonisch wie faziell gegenüber der an Hallstätter Kalken reichen Fazies eindeutig selbständige Einheit im Raum Tauplitz-Grundlsee erfaßt wurde (A. TOLLMANN, 1960 b, S. 59 ff.), andererseits durch die Verzahnung am Südrand des Totengebirges eine relative Ortständigkeit der älteren, vom Verfasser dort 1960 noch vertretenen Fernschubhypothese entgegengestellt wurde (W. SCHÖLLNBERGER, 1973, S. 277). Schließlich stammen die südlich davon im Mitterndorfer Raum und weiter im Westen gelegenen Schollen mit der an Hallstätter Kalk reichen Salzbergfazies zufolge ihrer südlicheren Position und Nordvergenz aus einer getrennten, südlicheren Hallstätter Zone, so daß wir auch hier wiederum mindestens zwei Hallstätter Kanäle annehmen müssen. Die Entscheidung über die Einwurzlung des Südkanals im Sinne von HAUG/KOBER nördlich der Dachsteindecke oder von NOWAK/SPENGLER südlich davon ist heute nach der Entdeckung einer Hallstätter Kalk-Deckscholle am Rücken der Dachsteindecke am Sarstein durch G. SCHÄFFER (1971, S. 170 f.) eher zugunsten der letztgenannten Meinung zu fällen. Nach der Untersuchung der Südrandzone des Dachsteinmassivs durch R. LEIN (1975) kommt ferner hinzu, daß wir im Mittelabschnitt der Kalkalpen eventuell sogar mit drei Hallstätter Kanälen rechnen werden müssen: Die Dachsteindecke selbst liegt über der - in Fortsetzung der Werfener Schuppenzone des Westens - mit dem Mandlingzug nach Osten reichenden mittleren Hallstätter Zone mit nur obertriadischem Hallstätter Kalk überschoben (Hallstätter Mittelkanal). Nach der Abwicklung der Dachsteindecke nach Süden - wofür R. LEIN neue Gründe angibt - muß zufolge der in ihrem Südfall durch Verzahnung erhaltenen mitteltriadischen Hallstätter Kalke eine dritte, südlichste Hallstätter Zone angenommen werden (Hallstätter Südkanal), aus der die Schollen der Oberen Hallstätter Decke, der Rettenstein, der Plassen etc. auf Grund ihrer spezifischen Hallstätter Kalk-Serie mit Mittel- und Obertrias abzuleiten sind. Die Frage nach der Aufspaltung des bisherigen Südkanales in einen mittleren und süd-

lichen Kanal in obigem Sinn hängt von der ursprünglichen Beheimatung der Dachsteindecke ab, die noch immer nicht eindeutig entschieden ist.

Im Westabschnitt aber sprechen nun ebenfalls eine Reihe von Beobachtungen für die Existenz von getrennten Hallstätter Zonen innerhalb des Dachsteinkalkareals. So ließ sich die in Zlambachfazies entwickelte Lammereinheit ungezwungen als Westfortsetzung der Zlambach-Grundlseezone des Ostens jenseits der darüber vorgeschobenen Dachsteindecke auffassen, da sie mit ihrer spezifischen Fazies weitgehend mit der Grundlseezone übereinstimmt und in deren westlicher streichender Fortsetzung liegt. Aus Analogieschlüssen mit der zuvor besprochenen Grundlseer Zlambachscholle müßte man dann natürlich auch diese Westfortsetzung als relativ autochthon deuten. Hinzu kommt, daß diese Zlambachfazies-Entwicklung im Lammertal-Torrener Joch mit dem Dachsteinkalkklotz des Göll verbunden gedacht (H. ZANKL, 1962, S. 457) bzw. mit jenen des Gollinger Schwarzenberges untrennbar verbunden ist (A. TOLLMANN, 1968 a, S. 227), wobei der Hohe Göll entgegen älteren Auffassungen (B. PLÖCHINGER, 1955, S. 117, Taf. 5; A. TOLLMANN, 1968 a, S. 226) mit dem nördlich angrenzenden Tirolikum im Sinne von W. DEL-NEGRO (1972, S. 312) auch nach eigener Anschauung in deckentektonischer Verbindung steht. Erste Vergenzuntersuchungen in den von der Lammermasse überschobenen und intensiv deformierten Strubbergsschichten des Tennengebirgs-Nordrandes zeigen trotz mehrphasigen Bauplanes doch vorwiegend ältere südvergente Kleinfaltung, was ebenso wie die nunmehr vom Verfasser an Hand von Imbrikation beobachtete südgerichtete Schüttung der Hallstätter Kalke führenden Strubbergbrekzie auf eine relative Autochthonie der Lammereinheit hinweist.

Durch eine Querverbindung östlich des Tennengebirges scheint dieser Nordkanal mit dem offenbar auch im Westen existierenden Hallstätter Mittelkanal verbunden gewesen zu sein. Letzterer umfaßt die Hallstätter Entwicklung der Werfener Schuppenzone, mit Hochkönig, Tennengebirge etc. durch obertriadische Hallstätter Kalke verzahnt. Daß auch hier im Westen ein südlicher, dritter Hallstätter Kanal anzunehmen ist, hat R. LEIN (1975) unter Hinweis auf die Mitteilung von K. H. NAGL (Dipl.-Arbeit TU. Berlin, 1971) über mitteltriadische Hallstätter Kalk-Einschaltungen in den SW-Wänden der Reiteralmdecke – seit F. F. HAHN (1913 a) bekannt – wohl mit Recht gefordert.

Überblickt man nun abschließend den Gesamtraum der Hallstätter Fazies, so ergibt sich bei Berücksichtigung aller alten Erkenntnisse und den wichtigen faziellen Beobachtungen des letzten Jahrzehnts folgendes Bild. Die Hallstätter Fazies ist im Osten in zwei, im Mittelabschnitt und im Westen wahrscheinlich sogar in drei Kanäle innerhalb und am Südrand der Dachsteinkalk-Entwicklung eingewurzelt gewesen und schließt in dieser Position jeweils südlich von Riffzügen an.

Im ursprünglich wesentlich breiteren Hallstätter Südkanal hat die Hallstätter Entwicklung bereits im Anis mit der Bildung der Hallstätter Kalke in aller Klarheit eingesetzt. Die Entstehung der Hallstätter Kalke mit ihren reichen und typischen Faunen hat hier im Süden bis ins Rhät (Sevat) angehalten. Diese Zone muß zufolge des so weit verbreiteten Teppichs von Deckschollen dieser Fazies breit entwickelt gewesen sein und den Hauptteil der Trias über ungestört zur Entfaltung gelangt sein, allerdings in der höheren Trias von Norden her durch das Riffwachstum gegen außen (Süden) ein wenig eingengt. Der Hallstätter Nordkanal aber hat ja überhaupt erst in der höheren Obertrias, im Nor, Hallstätter Charakter erhalten und auch

dies etwa in der Pedata/Pötschen-Serie noch immer nicht so typisch wie der Südkanal. Das Karn mit dem Lunzer Sandstein, das Ladin, das Anis hingegen waren im Nordkanal weitgehend frei von Hallstätter Einflüssen – wenn wir die bis in diese Region später tektonisch vorgeschobenen südlichen Hallstätter Deckschollen ausklammern. Dieser fundamentale Gegensatz, der sich mit der Erfassung der tieferen Schichtglieder des Nordkanals in der Grundlseer-Tauplitzer Zone durch den Verfasser (1958 b, 1960 b) erst so klar herausarbeiten hat lassen, wird heute, nach Überwindung des von W. SCHLAGER (1967 a) auch in bezug auf die Fernschollen vom Südkanal erneut versuchten autochthonen Gesamtkonzeptes und mit der hiermit verbundenen Überwindung der Vorstellung eines mangelnden Faziesgegensatzes zwischen Nord- und Südkanal abschnittsweise greifbar.

Der Hallstätter Mittelkanal des Westens nimmt – bei Annahme einer räumlichen Selbständigkeit – in fazieller Hinsicht eine Mittelstellung zwischen den beiden vorgenannten äußeren Kanälen ein. Er führt Hallstätter Gesteine wie Teile des Nordkanals erst ab der Obertrias, er zeigt aber ab Oberkarn eher Hallstätter Kalk-Fazies wie der Südkanal.

In tektonischer Hinsicht ist die nördliche Hallstätter Einheit nur relativ gering weit ausgeshoben worden, während vom Südkanal in der Kreidezeit weite, zum Teil extrem weite (Berchtesgaden, Hallein, Golling, Mitterndorf etc.) Deckenverfrachtungen bis an und über den Nordkanal erfolgt sind. Die paradoxe Situation, daß im Raum des einstigen Nordkanals (etwa im Abschnitt des Lammertales oder im Salzkammergut zwischen Ischl und Grundlse) aus tektonischen Gründen Schollen zweier faziesverwandter Hallstätter Zonen übereinander zu liegen gekommen sind – die einen relativ autochthon, die anderen fernübershoben –, hat die seit mehr als einem Jahrhundert betriebene Analyse der Hallstätter Zonen so sehr erschwert. Erst durch die Anwendung der Deckenlehre einerseits und durch die Erfassung der faziellen Grundgesetze und ihrer Kausalität in der jüngsten Vergangenheit andererseits sind wir heute der endgültigen Lösung der Frage nach der Beheimatung der Hallstätter Fazieszonen um einen entscheidenden Schritt näher gekommen.

Sehen wir noch zu, welche der eingangs erwähnten divergierenden Meinungen dem sich nun allmählich immer klarer abzeichnenden Bild von der Gestaltung des Hallstätter Raumes am nächsten gekommen ist, dann finden wir, daß alle großen Theorien ihren Beitrag lieferten: Die Beheimatung der Hallstätter Fazies in getrennten Kanälen liegt im Sinne von E. v. MOJSISOVIC, die (in neuerer Zeit im Kerngebiet im Salzkammergut vielfach zu Unrecht bestrittene) fazielle und tektonische Trennung zweier Hallstätter Einheiten liegt im Sinne von L. KOBER, und die sich ankündende Herleitung von Schollen in Salzbergfazies im Nordrandbereich der Dachsteindecke vom Mitterndorfer Raum gegen Westen hin durch Überschiebung aus dem Südkanal liegt auf der Linie von E. SPENGLER.

Es mag noch von Interesse sein, die Stellung der Hallstätter Zonen in genetischer Hinsicht zu betrachten. Sie sollten ja als Beckenfazies, als Frischwasser-Zufuhrwege zu den erst hiedurch lebensfähigen gleichaltrigen Korallenriffen der Dachsteinkalkfazies dienen und sich bei einer hinter dem Riff ausbreitenden lagunären, geschichteten Dachsteinkalkfazies jeweils an der Außenseite, vor dem Riff, in unserem Fall in Südexposition, entwickeln (H. ZANKL, 1967, S. 129). Es ist nun tatsächlich so, daß wir bei allen großen Riffen der Dachsteinkalkfazies in den Kalkalpen,

soweit nicht tektonisch zerrissen oder verdeckt, noch die zugehörige Beckenfazies in Hallstätter Entwicklung im Süden antreffen: So etwa bei dem Paar Göllriff-Torrener-Joch-Zone mit Zlambachfaziescharakter, Hagengebirgsriff-Blühnbachfazies, Hochkönig und Tennengebirge – aus tektonischen Gründen hier anzuschließende Hallstätter Fazies der Werfener Schuppen, Gosaukamm – Hallstätter Südzone, Totengebirgsriff – Grundseer/Tauplitzer Zlambachfaziesstreifen, Hochschwab/Gesäuseriffkalkzone – Aflenzer/Hüpflinger Beckenfazies. Die scheinbar umgekehrt liegenden Verhältnisse Hohe Wand-Riff und Hallstätter Schollen im Miesenbachtal nördlich davon sind nach aller Wahrscheinlichkeit auf nachträgliche tektonische Umgestaltung, auf eine Überschiebung der Schollen, zurückzuführen.

Interessant ist nun auch die umgekehrt gestellte Frage: Muß ein Frischwasserkanal vom Riff gesäumt sein, oder kann sich hier auch die schlecht durchlüftete, wohl hypersaline geschichtete Lagunenfazies unmittelbar an einen solchen Kanal anschließen. Die Frage ist aus dem Raum der Kalkalpen nach bisheriger Kenntnis negativ zu beantworten, eine Verzahnung von Hallstätter Kalk und geschichtetem Dachsteinkalk ist noch nirgends beobachtet worden. Der von W. SCHLAGER (1967 a, S. 68) und H. ZANKL (1967, S. 131) unter Zitierung des Verfassers angeführte Fall aus den Mürztaler Alpen ist als Beispiel unbrauchbar, da der Verband zwischen dem Hallstätter Kalk des Kl. Waxeneck und dem benachbarten megalodontenführenden Obertriaskalk nach R. LEIN & H. ZAPPE (1971, S. 133 ff.) und R. LEIN (1972, S. 32 ff.) derart gestaltet ist, daß der norische Hallstätter Kalk einem oberkarnischen „Dachsteinkalk“ (Tisovec-Kalk des Riffkomplexes) mit *Cornucardia hornigii* (BITTNER) auflagert, der weder altersmäßig noch lithologisch dem Bankungstypus und Rhythmit des Loferer Dachsteinkalkes vergleichbar ist. Die Nachbarschaft von fossilbelegtem Hallstätter Kalk und Hauptdolomit im Bereich des westlichen Mitterberges am Nordrand der Mürzalpendecke (E. SPENGLER, 1931 a, S. 50 f.) sowie von Hallstätter Kalk mit *Monotis salinaria* (BRONN) und megalodontenführendem geschichtetem Dachsteinkalk im Bereich der Wildalpe nördlich von Frein (E. SPENGLER, 1959, S. 294) wurde von R. LEIN (1972, S. 78 f.) teils widerlegt, teils als tektonisches Zusammentreffen durch südvergente Rückschuppung voralpiner Gesteine erkannt.

Im folgenden sollen nun die Eigenheiten der einzelnen Teilfaziesbereiche des Hallstätter Faziesraumes zur Sprache kommen, wobei zunächst die nordjuvavischen Hallstätter Teilfaziesräume (a–b), sodann die südjuvavischen Faziesregionen (c–f), jeweils von Westen nach Osten fortschreitend, erörtert werden.

a) Z l a m b a c h f a z i e s

Begriff: Die Erkenntnis von zwei deckentektonisch geteilten verschiedenen Faziesbereichen innerhalb der Hallstätter Entwicklung im Salzkammergut geht, wie erwähnt, auf E. HAUG & M. LUGEON (1904, S. 893) zurück, wurde in der Folge von E. HAUG (1906–1912), dann von L. KOBER, später besonders von W. MEDWENITSCH (ab 1949) und A. TOLLMANN (1960 b) weiter ausgebaut. Als Bezeichnung für die Fazies der mergelreichen Hallstätter Entwicklung in der durch zahlreiche Schichtglieder faziell charakterisierten Zlambachscholle verwendete E. SPENGLER (1956, S. 53) nebeneinander die Ausdrücke „Zlambachmergelschichtenfazies“ und „Zlambachfazies“ – in welcher letzterer Prägung der Begriff vom Verfasser (1958 b, S. 360) weiterverwendet worden ist. Die Heteropie des tieferen Teiles der Zlambachmergel allein gegenüber dem Hall-

stätter Kalk hat schon E. v. MOJSISOVICs (1892, S. 775) erkannt, der Begriff Zlambachfazies aber bezieht sich ja nicht nur auf dieses eine Schichtglied, sondern auf die gesamte, faziell individualisierte Schichtreihe. Als jüngeres Synonym ist die Bezeichnung „Hallstätter Graufazies“ (L. KRYSŤYN et al., 1972, S. 65) zu betrachten.

Die Charakteristika der Zlambachfazies liegen, wenn man in erster Linie den am besten individualisierten und erschlossenen Abschnitt südlich vom Grundlsee und der Tauplitz ins Auge faßt, vor allem in der Ausbildung der Obertrias, in der im Karn statt des Hallstätter Kalkes der Hallstätter Kalk-Fazies eine in vielem der Lunzer Fazies verwandte Serie auftritt. Sie umfaßt über dem ladinisch-cordevolischen schwarzen Reiflinger Kalk im Jul Halobienschiefer und mächtigen, pflanzen- und kohlenführenden Lunzer Sandstein, im Tuval fossilführenden Tisovecdolomit und Cidariskalk. Die faziellen Leitschichtglieder des Nor sind Pedatakalk, Pedatadolomit und Pötschenkalk. Der rhätische Zlambachmergel enthält mancherorts im Salzkammergut untergeordnet Hallstätter Kalk-Linsen eingeschaltet.

Die tieferen triadischen Glieder dieses Faziesraumes wurden im Salzkammergut erst durch das Studium dieses Abschnittes der Zlambachschorle SE des Grundlsees bekannt (A. TOLLMANN, 1960 b, S. 59 ff., 87; W. SCHÖLLNBERGER, 1971, S. 23 ff.; 1974, S. 104 ff.). Auch die Mitteltrias zeigt hier eigene Züge gegenüber der Hallstätter Kalk-Fazies (Salzbergfazies): Statt der anisischen Schreyeralmkalke und ladinischen Hallstätter Kalke erscheint Steinalmkalk und dunkler ladinisch-cordevolischer Reiflinger Kalk.

Die fazielle Individualisierung sowie die tektonische Isolierung ist gerade in diesem Zlambachfaziesstreifen des Grundlsees deshalb so einprägsam, weil in tektonischer Nachbarschaft im Süden ein Schwarm von Hallstätter Schollen in der kalkreichen Salzbergfazies vorliegt, mit seiner gänzlich andersartigen Triasserie. Eine Selbständigkeit der einzelnen Faziesbereiche sowie deren tektonische Selbständigkeit wie W. SCHLAGER (1967 a, S. 68; 1969, S. 296) in Abrede stellen zu wollen, ist gerade hier unmöglich. Die von der Zlambachschorle klar getrennte südliche Hallstätter Decke mit Hallstätter Kalk-Fazies (Salzbergfazies) wird ja auch von E. SPENGLER (1963, S. 472 und Figur 1) als das Musterbeispiel einer Faziesdecke der Kalkalpen herausgestellt.

Regionale Verbreitung: Die westliche Fortsetzung der Zlambachfaziesentwicklung des Grundlseegebietes trifft man in der Region zwischen Aussee und Goisern, also im Gebiet nördlich des Pötschenpasses, wieder. Die strenge fazielle und tektonische Trennung einer Unteren und Oberen Hallstätter Decke in dieser Region im Sinne von W. MEDWENITSCH (1949; 1958 a) ist jüngst von U. WEIGERT (1971) in Abrede gestellt worden.

Die Situation ist hier insoferne schwierig zu überblicken, weil in diesem schlecht aufgeschlossenen Gebiet zum Untergrund in Zlambachfazies Schollen in Hallstätter Kalk-Fazies hinzutreten, so wie wir auch im Mitterndorfer Gebiet eine tektonische Annäherung der beiden Hallstätterzonen verschiedenen Ursprunges erkannt haben und ähnlich wie wir sie im Bereich des Lammertales erwähnt haben. Als erschwerender Umstand kommt hinzu, daß nunmehr auch die stratigraphische Fortsetzung der Serie der Hallstätter Kalk-Entwicklung über die sevatischen Hallstätter Kalke hinaus in die Zlambachmergel des Rhät erfaßt worden ist, so daß gerade in den obersten Teilen der Trias der fazielle Gegensatz zwischen den beiden Decken wiederum schwindet. So

ist in dem unübersichtlichen Grabengebiet östlich von Bad Goisern eine sichere Zuordnung der verschiedenen Hallstätter Schollen zu der einen oder anderen Hallstätter Faziesregion bzw. tektonischen Einheit schwierig. Eine Beteiligung von Hallstätter Kalk im Nordkanal ist in diesem Abschnitt durchaus möglich.

Westlich jenseits des Nordvorstoßes der Dachsteindecke taucht dann die Zlambachfazieszone wiederum im Bereich des Lammertales auf. Als typische Faziesglieder dieser Zone seien vom Raum des Vorderen Strubberges und seiner Umgebung erwähnt: Die an verschiedenen Dolomiten reiche Entwicklung der Mitteltrias und basalen Obertrias, die norischen Pedatakalke mit *Halorella pedata* (BRONN) – H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952, S. 155 f.) – sowie mikrofossilreiche rhätische Zlambachmergel auf der Holzwehralm SE der Lammeröfen (A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLM., 1970, S. 107). Es ist durchaus möglich, daß auch Hallstätter Kalke dieses Bereiches zur Schichtfolge gehören, da aber alle Schollen, wie etwa jene der Pailwand, jene der Lammeröfen, im Zug der Holzwehralm-Haarbergalm, am Sattelberg usw. an tektonischen Bewegungsflächen abgegrenzt aufsetzen und im Falle des Zuges Holzwehralm-Lammeröfen mit Sicherheit eine über dem Rhät überschobene Deckscholle bilden, müssen sie zunächst für eine Charakterisierung der Zlambachfazies im Lammertalbereich außer Betracht bleiben. Hier muß gegenüber B. PLÖCHINGER (1955, S. 112), der die Schichtfolge der Lammer-Einheit und der Deckschollen darüber zusammengefaßt hat, feiner differenziert werden.

Seit alters (A. BITTNER, 1884 a, S. 82) ist mit dieser Entwicklung im zentralen Teil der Lammerscholle die Torrenerjoch-Zone südlich des Göll im Westen der Salzach verglichen bzw. gleichgesetzt worden. In der Mitteltrias treten in der Torrenerjoch-Zone schöne Parallelen in der Dolomitabfolge auf, Reiflinger Kalk erscheint. Im Reichtum von *Halorella pedata* (BRONN) und *Halorella amphitoma* (BRONN) im Riffschuttkalk des Jenner westlich des Torrenerjoches zeigt sich trotz der Bildung in Nähe des Göllriffs dennoch gleicher faunistischer Charakter wie jener der Lammerscholle (B. PLÖCHINGER, 1955, S. 96 ff.; H. ZANKL, 1962, S. 453). Die Hallstätter Einflüsse in der Torrenerjoch-Zone sowie der Charakter der „Schlammfazies“ im Lammertal wurden auch in neueren Arbeiten stets betont (H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952, S. 167; W. MEDWENITSCH, 1958 b, S. 355; B. PLÖCHINGER, 1955, S. 113; H. ZANKL, 1962, S. 454; A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLM., 1970, S. 106).

b) Mürztaler Fazies

Die Bezeichnung Mürztaler Fazies wird erstmalig von E. SPENGLER (1925, S. 292) gleichzeitig mit dem Begriff Mürztaler Kalke und Mergel für die eigenartige Obertrias der Hallstätter Fazies im Bereich der Mürztaler Alpen eingeführt.

Verbreitung: In den östlichen Kalkhochalpen setzt bereits westlich des Mürzquertales eine sich gegen Südosten verbreiternde Sonderfazies der Hallstätter Entwicklung, die sogenannte Mürztaler Fazies, an (Figur 1 auf Taf. 16 bei A. TOLLMANN, 1963 c), die sich auf die tektonische Einheit der Mürzalpendecke beschränkt. Sie zieht über das Gebiet der Schneeralpe gegen Osten, taucht unter der Schneebergdecke unter und erscheint nochmals an deren Südrand in der Geyerstein-Siedinger Scholle. Weiter im Osten gehören wohl das gipsreiche Haselgebirge von Pfennigbach, die Hallstätter Kalke, Zlambachschichten (Placklesschichten) und weitere Hallstätter Schichtglieder im Gebiet der

Deckschollen des Miesenbachtals bis hinüber nach Hernstein, jene im Bereich der Hohen Wand (siehe S. 496) und Randteile des Emmerbergzuges in diesen Faziesraum.

Charakteristik: Die Hallstätter Merkmale dieser Fazies beruhen auf dem altbekannten Vorkommen von fossilführendem Hallstätter Kalk, am markantesten beiderseits der Mürzschlucht südlich von Frein aufgeschlossen und von Zlambachschichten, von denen allerdings gegenüber der ursprünglichen Auffassung von G. GEYER (1889, S. 739 ff.) nur ein Teil im stratigraphisch Hangenden der Hallstätter Kalke übrig geblieben ist (R. LEIN, 1972, S. 27, 67). Das Wesensmerkmal der Mürztaler Subfazies aber liefern die Mürztaler Schichten, eine Serie von dunklen dünn-schichtigen Kalken und Mergeln bis Tonschiefern, die im Ostteil dieser Fazies im wesentlichen das Karn repräsentieren und wenig darüber emporsteigen, während sie im Westen noch in das Nor hinaufreichen.

Die Individualisierung des Mürztaler Faziesraumes setzt bereits in der Mitteltrias ein, indem hier nicht wie im südlich benachbarten Bereich der Hochschwabfazies Wettersteinkalk, sondern Wetterstein/Ramsaudolomit entwickelt ist. Mit dem Ende der Wettersteindolomit-Sedimentation erfolgte nun eine weitere Untergliederung des Mürztaler Faziesraumes, wie R. LEIN (1972) jüngst herausgearbeitet hat: (a) in den nördlichen

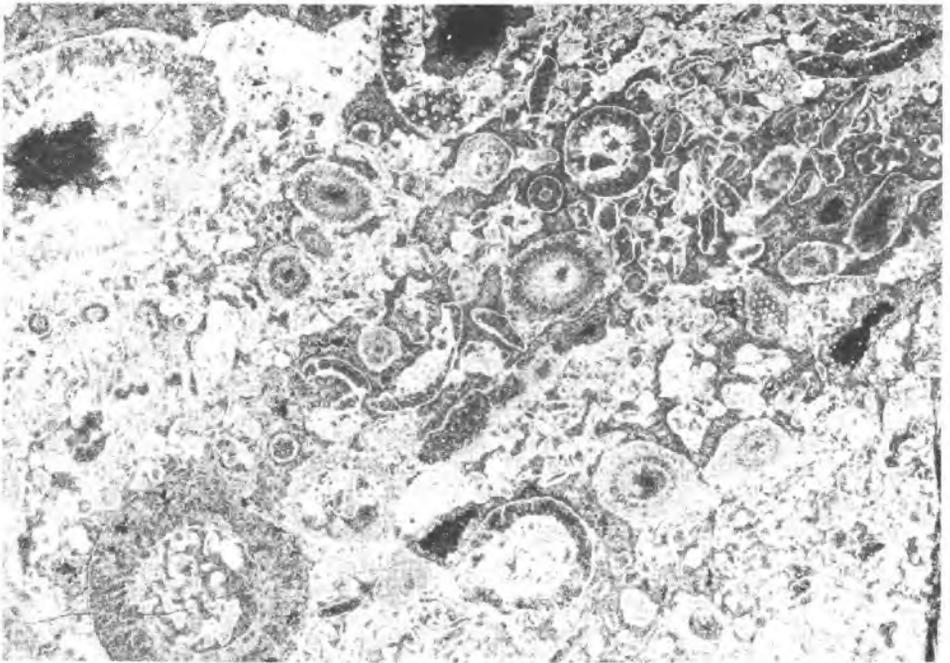


Abb. 256: Der Tisovec-Kalk, ein karnischer Riff(schutt)kalk als bezeichnendes Glied der durchgehenden Riffentwicklung in den östlichen Kalkhochalpen im Bereich der Mürztaler Schwellenfazies und der Hochschwabfazies. Das Negativphoto von R. LEIN (Bildausschnitt 27 mm lang) zeigt *Teutloporella herculea* (STOPPANI) und *Poikiloporella duplicata* (PIA) im Tisovec-Kalk des Waxeneck in den Mürztaler Alpen, Steiermark.

Bereich der Mürztaler Schwellenfazies und (b) in den südlichen Raum der Mürztaler Beckenfazies.

a) Die Mürztaler Schwellenfazies ist zunächst durch eine Schichtlücke und einen rotgefärbten Emersionshorizont an der Obergrenze des Wettersteinkalkes markiert. Darüber folgen als Seichtwassersediment helle fossilreiche karnische Riffschuttkalke, die Tisovec-Kalke (vgl. R. LEIN & H. ZAPFE, 1971) – Abb. 256, gelegentlich auch durch fossilreiche Dolomite des Cardita-Niveaus eingeleitet, wie etwa an der Donnerswand. Norische Hallstätter Kalke schließen an den Tisovec-Kalk im Hangenden an. Am Nordrand dieses Faziesraumes treten Hallstätter Kalke am westlichen Mitterberg und auf der Wildalpe bei Frein im gleichen Schichtstoß wie Hauptdolomit und Dachsteinkalk auf (G. GEYER, 1889, S. 539 f.; E. SPENGLER, 1931 a, S. 50 f.; 1931 b, S. 500 f.), was aber nach R. LEIN (1972, S. 78 f.) teils nicht durch ursprüngliche Abfolge, sondern nur durch südvergente tektonische Verfrachtung von Partien des Voralpins bedingt ist, teils überhaupt zu revidieren ist.

b) Mürztaler Beckenfazies: Im ursprünglich südlich anschließenden Raum hingegen entwickelten sich die für die Mürztaler Fazies so bezeichnenden karnischen (bis norischen) Beckensedimente der Mürztaler Schichten in Form von fossilführenden Reingrabener Schiefen („Halobien-schiefern“), schwarzen oder dunklen dünn-schichtigen, stellenweise echinodermenreichen Kalken, die häufig auch Hornsteinknollen führen (H. P. CORNELIUS, 1939, S. 59; R. LEIN, 1972, S. 92). Diese Mürztaler Schichten gehen mit ihrem kalkreichen Hangenteil ganz allmählich in die Hallstätter Kalke des Nor über, an die sich noch, besonders im Profil des Proles-Südhanges gut erschlossen, fossilarme rhätische Zlambachschiechten anschließen.

Beheimatung: Die Erkenntnis, daß große Teile der Serie der Mürztaler Beckenfazies in Form der Naßköhr-Einheit in verkehrter Lagerung unter den Schollen der Schneebergdecke weit gegen Norden vorgeschleppt sind (A. TOLLMANN, 1967 a, Taf. 1; 1967 e, Abb. 7) und daß die Ausdehnung dieser besser als Schuppe zu deutenden verkehrten Serie gegen Süden hin noch alle bisherigen Erwartungen übertrifft (R. LEIN, 1972, S. 68 ff.), so daß der Hauptteil dieser Masse tektonisch unabhängig vom Mitteltriasdolomit-Untergrund der Mürztaler Alpen ist, hat erneut die Frage nach der Einwurzelung der Naßköhrschuppe und damit der Mürztaler Beckenfazies aufgeworfen. In neuerer Zeit hat W. SCHLAGER (1967 a, S. 67) die Mürztaler Fazies mit der südlichen Hallstätter Kanalzone, der Aflenzer Fazies, räumlich gekoppelt. Gegen eine solche Deutung aber haben sich auf Grund der faziellen Gegensätze der Leitschichtglieder, besonders dem Fehlen der norischen Aflenzer Kalke in der Mürztaler Fazies und dem Fehlen der norischen Hallstätter Kalke in der Aflenzer Fazies, seit je eine Reihe von Autoren ausgesprochen (H. P. CORNELIUS, 1939, S. 67; E. SPENGLER, 1951, S. 318; 1959, S. 293 und Taf. 4; E. KRISTAN-TOLLM. & A. TOLLMANN, 1962, S. 31; A. TOLLMANN, 1963 c, S. 167). Der Verfasser hat in den erwähnten Arbeiten vor allem auf die ja zwischen den beiden Beckenfazies-Trögen primär gelegene Riffplatte der Zone Hochschwab, Veitsch, Deckschollen der Schneebergdecke bis hinüber zum Schneeberg selbst verwiesen, die sich als trennende Barre zwischen Mürztaler und Aflenzer Fazies einschalten. Die Existenz einer Obertriasplattform war damals für den Mürztaler Abschnitt nur aus dem Faziesreihenvergleich abgeleitet worden, Obertrias in Riffazies war ja am Südrand der Mürztaler Alpen noch nicht bekannt gewesen! Inzwischen ist diese Obertrias in der

Veitsch und – nordtransportiert – im Roßkogel in der entscheidenden Position der Riffzone durch Conodonten belegt worden (vgl. R. LEIN, 1972, S. 81, 85), so daß sich die theoretische Ableitung einer Obertriasbarre zwischen den beiden Beckenfaziesräumen nun voll bestätigt hat. Die Einwurzelung der Mürztaler Beckenfazies aber muß, wie aus der Rückkehr der Mürztaler Schichten-Folge zur aufrechten Lagerung über dem Sockel der Mürztaler Alpen selbst noch nördlich vor der Zone des Riffkomplexes in Hochschwabfazies im Bereich des Buchalpengrabens hervorgeht, eben nördlich dieser Barre vorgenommen werden. Der heutige Platzmangel erklärt sich gut durch die nachgosauische Einengung des Heimatgebietes der Mürztaler Fazies durch die große südvergente junge Überschiebung im Gebiet der Dobreinlinie bei Mürzsteg etc., die ja in ihrem grandiosen Ausmaß beim Bau des Schneeralpenstollens der Ersten Wiener Hochquellenleitung auf der Südseite der Schneealpe durch eine viele Kilometer tief eingeschleppte Gosau erfaßt worden ist (F. BAUER, 1969, Taf. 1; T. GATTINGER, 1973, S. 39).

c) Zwieselalmfazies

Bezeichnung und Charakteristik: Als Zwieselalmfazies wird hier eine Subfazies der Hallstätter Entwicklung bezeichnet, für die das Zwieselalmgebiet, 2 km NW vom Vd. Gosausee, als typische Region gewählt wurde, die aber im Bereich eines mittleren Hallstätter Kanales zwischen Blühnbachtal im Westen und den südlichen Vorlagen des Dachsteins, also der Werfener Schuppenzone, weit verbreitet ist. Die Hauptmerkmale dieses Faziesraumes liegen vor allem im bunten hornsteinführenden Hallstätter Dolomit an der Grenze Mitteltrias/Obertrias, in einem mächtigen schieferreichen und kalkführenden Karn, in beträchtlichen Pedatakalken und Zlambachschichten, während Hallstätter Kalk und Pötschenkalk nur untergeordnet in Erscheinung treten.

Verbreitung: Schichtglieder dieses Faziesraumes finden sich im Kerngebiet der Verbreitung zunächst in einer südwestlich von der Dachsteindecke tektonische Selbständigkeit erlangenden schmalen Zone, die von der Zwieselalm am Westrand des Gosaukammes über die Hofpürglschuppe gegen Süden und dann gegen Osten zieht. Der Ausläufer in der Gosauseebucht gehört vielleicht ebenfalls hierher. Am Kalkalpen-Südrand ist die gesamte Werfener-St. Martiner Schuppenzone, die ja bisher verschiedene tektonische Deutungen erfahren hat, auf Grund ihrer faziellen Ausbildung dieser Zwieselalmfaziesregion anzuschließen. Weit im Westen zeigen die Hallstätter Schollen um Lofer eine der Zwieselalmfazies ähnliche Entwicklung.

Während die Hallstätter Fazies im Randstreifen um den Gosaukamm von der Zwieselalm gegen Süden seit langem erfaßt ist, sind zur faziellen Stellung der Werfener Schuppenzone in diesem Zusammenhang doch einige Anmerkungen vonnöten: Im Anschluß an L. KOBER war diese Zone zunächst noch von H. GRUBINGER (1953, S. 155) auf Grund des „grauen Hauptdolomites“ und geringer Mächtigkeit der Schichtglieder als bajuvarisch betrachtet worden, was aber bereits kurz darauf von E. SPENGLER (1956, S. 42 f.) widerlegt worden ist. In tektonischer Hinsicht galt diese Zone als Südfortsetzung des Tennengebirges, im Sinne des Verfassers demnach als Bestandteil des Tirolikums. Wiederholt aber wurden aus der Werfener Schuppenzone und ihrer Fortsetzung westlich der Salzach Hallstätter Faziesmerkmale gemeldet, so in neuerer Zeit etwa durch W. HEISSEL (1952, S. 227), W. DEL-NEGRO (1970, S. 25, 27), indirekt durch

R. ROSSNER (1972, S. 22), so daß die Zone schon bei F. TRAUTH (1937, Taf. 1) einfach als südjuvavische Zone, also als Bestandteil der südlichen Hallstätter Zone bezeichnet worden ist. E. SPENGLER (1956, S. 42; 1963, S. 471) hatte darin die Fortsetzung der Aflenzer Fazies gegen Westen gesehen, was wohl positionsmäßig stimmen mag, nicht aber für die Einzelheiten der Fazies zutrifft, da vor allem das Leitgestein der Aflenzer Fazies, der Aflenzer Kalk, hier fehlt (A. TOLLMANN, 1969 c, S. 142). Das neue Studium der Zwieselalm durch W. SCHLAGER (1967 b, S. 214 ff.), eigene Beobachtungen in Fortsetzung dieser Zone gegen Süden (A. TOLLMANN & KRISTAN-TOLLM., 1970, S. 98 ff.) und die sehr guten Parallelen, die die Untersuchung von R. ROSSNER (1972) im Ostteil der Werfener Schuppenzone ans Licht gefördert haben, berechtigen heute durchaus hier einen einheitlichen Faziesraum von der Zwieselalm bis zum Blühnbachtal (F. F. HAHN, 1913, S. 468; A. TOLLMANN, 1969 c, S. 143) anzunehmen.

Faziesmerkmale: Gipsreiches Haselgebirge reicht gegen Westen noch ins Gainfeldtal bei Bischofshofen und in den Höllgraben sowie in das Imlautal und Blühnbachtal westlich der Salzach (F. TRAUTH, 1925, S. 164; Taf. 2; W. HEISSEL, 1952, S. 228; A. TOLLMANN, 1969 c, S. 143). Über mächtigen schieferigen und auch quarzitischen Werfener Schichten ist in der Mitteltrias die Dolomitmasse auffällig, die sowohl im Werfener Schuppenland wie im Zwieselalmgebiet anisische bis ladinische Anteile umfassen dürfte. Die Reiflinger Kalke darüber zeigen im Blühnbachtal zum Teil Rotfärbung – E. FUGGER, 1907 a, S. 95, A. TOLLMANN, 1969 c, S. 142 –, so daß man sie mit Schusterbergkalk bzw. Schreyeralmkalk vergleichen könnte. Als charakteristisches Hallstätter Schichtglied dieser Fazies tritt am Oberrand der Mitteltrias Hallstätter Dolomit hier in Form von hornsteinknollenführendem, buntem, welligschichtigem „Reiflinger Dolomit“ in der Werfener Schuppenzone und in der Zwieselalmregion auf, bekannt seit F. F. HAHN (1913, S. 469), W. HEISSEL (1955, S. 187) et al. Entgegen der Annahme von W. SCHLAGER (1967 b, S. 220) vom anisischen bis (?) ladinischen Alter dieser „Bundolomite“ und einer für die Hallstätter Zone als allgemeine Charakteristik gewerteten ladinischen Schichtlücke sind diese Hallstätter Dolomite wohl nur in das (höhere Ladin bis) Cordevol und nicht in das Anis zu stellen: Sie werden ohne Schichtlücke vom Jul überlagert. Für den julisch-tuvalischen Anteil des Karn ist Schiefer-, Kalk- und Brekzienreichtum, ferner eine wechselvolle Schichtausbildung auf engem Raum und eine beträchtliche Mächtigkeit in dieser Fazies bezeichnend. Im Zwieselalmgebiet selbst stellt sich ab Jul makro- und mikrofossilreicher Reingrabener Schiefer („Halobienschiefer“) ein, überlagert von Lunzer Sandstein mit Pflanzenhäcksel und echinodermenreichem Cideriskalk, karnischem Dolomit und Brekzien. Im Bereich der Hofpürglschuppe nimmt die Mächtigkeit der hier fossilarmen tonigen Reingrabener Schiefer bedeutend zu. Im Blühnbachtal erlangen die Reingrabener Schiefer mit Einschaltungen von dunklen Echinodermenkalken rund 150 m Mächtigkeit, der Opponitzer Dolomit darüber erreicht etwa 200 m Stärke. Das Nor ist im Zwieselalmgebiet durch mächtige Pedatakalke („Gosausekalke“), die lokal im Übergang zu Pötschenkalken und Hallstätter Kalken unbedeutender Mächtigkeit stehen, entwickelt. Zlambachmergel des Rhät, die z. B. im Gebiet der Krautgartenalm eine reiche Mikrofauna vom Typus der Placklesschichten bergen (A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLM., 1970, S. 118 ff.) und altberühmte Makrofaunen am Hammertanger SW vom Thörlecksattel geliefert haben, stehen in Verzahnung mit den Riffschuttkalken der angrenzenden Region des Gosaukammes.

Die Beziehungen zu den Nachbargebieten in Dachsteinkalkfazies sind mannigfaltig. So entsendet die Zwieselalmfazies im Gebiet der Werfener Schuppenzone zahlreiche Hallstätter Kalk-Keile und -Linsen in die angrenzende Dachsteinkalkmasse, wie etwa vom Hagengebirgs- und Tennengebirgs-Südrand seit A. BITTNER (1884 b, S. 107 ff.) und F. TRAUTH (1925, Taf. 2) eingehend studiert. Auch im Blühnbachtal ist eine derartige Verzahnung am Nordfuß des Nd. Tenneck-Nordausläufers (W. HEISSEL, 1951, Taf. 12, Figur 2) noch heute aufgeschlossen.

Das Bild, das sich in der Region am Kalkalpensüdrand von der Art der Verzahnung der Hallstätter Fazies mit der Dachsteinkalkfazies bietet, gibt Hinweis auf die Art des Überganges zwischen den beiden Nachbarregionen: Die an den Riffkomplexen allenthalben anschließenden ersten obertriadischen Hallstätter Faziesgesteine sind die Hallstätter Kalke selbst, die normalerweise mit den Dachsteinkalktypen des Vorriffes verzahnen, gelegentlich aber auch, wie im Hochschwab belegt, bis in den zentralen Riffbereich vorstoßen können. Erst an diese schmale Verzahnung im Grenzsaumbereich schließt beckenwärts die Trogfazies der Hallstätter Entwicklung mit mergelreichen Serien an. Ist die Beckenentwicklung breit genug, dann kann durch interne Schwellenzonen nochmals ein Wechsel von mergelreichen Sedimenten des tieferen Beckens und von Schwellenkalken, wie dem Hallstätter Kalk selbst, in Erscheinung treten.

Wie erwähnt, tritt im Raum von Lofer-Unken eine der Zwieselalmfazies weitgehend analoge Entwicklung am Westende der Hallstätter Faziesregion auf. Die Eigenart dieser noch immer unzureichend bekannten Hallstätter Faziesprovinz liegt nach den Beschreibungen von F. F. HAHN (1910; 1913), F. FERNECK (1962), A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLM. (1970) und H. BÖGEL (1971) vor allem im Auftreten von karnisch-norischem Hallstätter Kalk, von buntem, angeblich karnisch-tiefnorischem hornsteinführendem Hallstätter Dolomit, von Pedata/Pötschenkalken mit entsprechender Makro- und Mikrofauna (Unkener Kalvarienberg 0,6 km NW Unken) – samt einem knolligen, dunkelroten, dünnsschichtigen Pedatakalk-Sondertypus reich an *Halorella pedata* (BRONN) im Vokenalm-Seitengraben des Mühlbachgrabens NE Lofer und von Zlambachmergeln, die im Thälerer Graben (Mühlbachgraben) NE Lofer mit sehr reichen Mikrofaunen aufgeschlossen sind. Auf Grund der Kombination von Hallstätter Dolomit, Hallstätter Kalk und Pötschen-/Pedatakalk ergibt sich die Analogie zur Zwieselalmfazies.

d) Salzbergfazies

Bezeichnung: Die durch Hallstätter Kalke im mittleren und oberen Anis, Ladin, Karn, Nor und Unterrhät (Sevat) gekennzeichnete Entwicklung der Hallstätter Region bildet neben der in der Obertrias mergelreichen Zlambachfazies die zweitwichtigste Subfaziestype der Hallstätter Zonen im mittleren Kalkalpenabschnitt, besonders im Salzkammergut. Diese Fazies wurde von E. SPENGLER (1956, S. 56 f.; 1959, S. 294) als Salzbergfazies bezeichnet und vom Autor (1960 b, S. 92) auch als Hallstätter Kalk-Fazies aus der klassischen Schollenregion des östlichen Salzkammergutes beschrieben. Beide Ausdrücke wurden allerdings zuvor von E. SPENGLER (1951, S. 313, 316 f., 362 f.) bereits in erweitertem Sinne für die Hallstätter Serie des Salzkammergutes als Ganzes verwendet, da erst in späteren Arbeiten, und zwar von W. MEDWENITSCH (z. B. 1958, S. 149), nicht nur die tektonische, sondern auch die fazielle Zweiteilung des klassischen Raumes der Hallstätter Zonen im Salzkammergut herausgearbeitet worden war. Die

Trennung war in dem von W. MEDWENITSCH bearbeiteten, schlecht aufgeschlossenen Gebiet der Zlambach- und Stambachgräben östlich von Goisern schwierig durchzuführen gewesen und ist bis heute umstritten. Sie hat sich aber bei der Untersuchung des östlich anschließenden steirischen Salzkammergutes durch den Verfasser (1960 b), wo die fazielle und tektonische Trennung der beiden Faziesregionen ausgezeichnet überblickbar ist, für das östlichste Salzkammergut bestätigen lassen. Einen etwas weiter gefaßten, aber ähnlichen Begriff wie Salzbergfazies stellt die Bezeichnung „Hallstätter Buntfazies“ L. KRYSZYN & W. SCHÖLLNBERGER (1972, S. 65) dar.

Die Wesenszüge der Salzbergfazies liegen auf Grund der Verhältnisse im zentralen und östlichen Salzkammergut in folgenden Fakten. Zunächst ist für den Basalteil mächtiges salzreiches, anderenorts wiederum besonders gipsreiches permisches Haselgebirge bezeichnend. Das Hauptmerkmal dieser Faziesregion aber liegt in der zusammenhängenden durchgehenden Schichtfolge von verschiedenen Typen von Hallstätter Kalken, die mit dem mittleren Anis in Form der Schreyeralmkalke einsetzen und über das Ladin, das man früher als Schichtlücke wähte, und Karn sowie Nor bis zum Sevat, also dem Unterrhät nach obiger Nomenklatur, emporsteigen. Diese zusammenhängende, insgesamt durch Kondensation sehr reduzierte, relativ geringmächtige Hallstätter Kalkserie wird nur ganz untergeordnet von geringmächtigem Schiefer unterbrochen, so etwa vom zuerst von W. MEDWENITSCH (1956, S. 30) im Bergbau entdeckten julischen Halobienschiefer. Über die Eigenheiten dieses Hallstätter Kalkes in den verschiedenen Stufen informiert der stratigraphische Teil dieser Abhandlung.

Ein wichtiger Gesichtspunkt zur Charakterisierung des Oberabschnittes der Salzbergfazies ist jüngst von W. SCHLAGER (1969, S. 293 ff.) und L. KRYSZYN et al. (1972, S. 64) anhand einer Reihe guter Beispiele herausgearbeitet worden. Die sevatischen Hallstätter Kalke gehen grundsätzlich bei noch erhaltenem Schichtverband gegen oben allmählich in die Zlambachmergel in einer zwischen wenigen Metern bis etlichen Zehnermetern mächtigen Zone durch Wechsellagerung über, so daß die Zlambachmergel kein Faziesglied der Zlambachfazieszone darstellen. Beispiele für diesen Übergang sind besonders im Gebiet „Zwischen den Kögeln“ bei Hallstatt, auf der Nordseite des Steinbergkogels bei Hallstatt, im Gebiet der Roßmoosalm östlich von Goisern und am Schneckenkogel SW vom Sandling sowie im Steinwandlgraben erschlossen.

Die Unterschiede zwischen der Salzbergfazies und der Zlambachfazies liegen demnach in der Entwicklung des gesamten Schichtumfanges vom mittleren oder oberen Anis bis zum unteren Rhät (Sevat) in Form der Hallstätter Kalke einerseits und in einer Reihe verschiedenartiger gleichaltriger Schichtglieder auf der anderen Seite wie etwa Steinalkalk, Reiflinger Kalk, Lunzer Schichtgruppe mit Reingrabener Schiefer („Halobienschiefer“), Lunzer Sandstein, Tisovecdolomit, Cidariskalk, Pedatakalk, Pedatadolomit und Pötschenkalk. Diese große Zahl von Unterschieden unterstreicht deutlich den Faziesgegensatz. Vermittelnd zwischen den beiden Bereichen ist das untergeordnete Auftreten von Pötschenkalken (und Pedatashichten) auch innerhalb der Salzbergfazies (z. B. Kumitzberg bei Mitterndorf, A. TOLL-MANN, 1960 b, S. 77, 89), andererseits von untergeordneten Einschaltungen von Hallstätter Kalk im Zlambachfaziesgebiet, etwa als Partien innerhalb der sevatischen Zlambachmergel auftretend (z. B. im Stambachgraben östlich von Goisern; E. KITTL, 1903, S. 58 f.).

Die regionale Ausdehnung dieser Salzbergfazies reicht mit gewissen Abwandlungen vom östlichen Salzkammergut (und einigen isolierten und zufolge der geringfügig erhaltenen, wenig aussagekräftigen östlicheren Schollen bis südlich vom Gamser Becken) nach Westen hin mit Unterbrechungen bis zu der Halleiner Hallstätter Zone. Die Zurechnung von Deckschollen mit Pseudohallstätter Kalk in den Müritzalpen zu dieser Fazies, wie sie E. SPENGLER (1959, S. 294; 1963, S. 467, Figur 1) vorgenommen hatte, ist allerdings nach Revision des Faziescharakters hinfällig geworden. Neben der Stammregion des Salzkammergutes gehört im Westen auch noch der Hauptteil des Hallstätter Ringes um die Berchtesgadener Decke hierher, von den stärker individualisierten westlichen Teilen im Loferer Gebiet, die ein Analogon zur Zwieselalmfazies bilden, abgesehen.

Die Halleiner Schichtfolge gleicht im großen jener der Salzbergfazies des Salzkammergutes, mit Ausnahme des Auftretens von ladinischem Wettersteinkalk im Gebiet von Hallein. Parallelen zur Salzbergentwicklung sind gegeben in dem vorwiegend dolomitisches ausgebildeten tieferen Anis, das gelegentlich Steinalkkalkpartien einschließt („Zillkalk“ im Halleiner Gebiet, Steinalkkalk im Salzkammergut), im Schreyeralmkalk („Lercheckkalk“ im Halleiner Gebiet), in den Hallstätter Kalken mit fossilbelegtem Karn und Nor, der geringmächtigen Halobienchieferlage des Jul und den Zlambachschichten im hangendsten Abschnitt.

In der zwischen Salzkammergut und Hallein liegenden Region repräsentieren die Deckschollen am Rücken der Lammermasse (vgl. A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLM., 1970, S. 106 f.) und nördlich von dieser Einheit östlich von Golling Reste der Salzbergfazies, die aus einem südlich jenseits des Tennengebirges gelegenen Streifen, also vom südlichen Hallstätter Kanal, über die wohl im Norden beheimatete Zlambachfazies des Lammertales überschoben worden sind.

Die von mancher Seite bestrittene Selbständigkeit der Salzbergfazies als eigener, faziell und räumlich, vielfach tektonisch von der Zlambachentwicklung getrennter Sedimentstreifen ist nicht leicht im schlecht erschlossenen Raum nördlich des Pötschenpasses erkennbar, wohl aber exzellent im Raum von Mitterndorf im steirischen Salzkammergut belegbar. Hier erscheint die oben erwähnte Hallstätter Kalkfazies in vollständig eigenständiger Entwicklung in tektonisch dem Tirolikum des Mitterndorfer Gebietes flach nordvergent überschobenen Deckschollen wie Krahnstein, Rabenkogel, Röthelstein-Feuerkogel etc. Die Fazies dieser Schollen kontrastiert klar mit der weiter im Norden gelegenen Zlambachfazieszone entlang des Grundlseees und im Raum der Tauplitzalm mit ihrem an Lunzer Sandstein reichen, fast voralpinen Karn und den zahlreichen S. 508 erwähnten individuellen Schichtgliedern. Hier ist jeder Zweifel an der Selbständigkeit der beiden getrennt voneinander liegenden Zonen unangebracht. Sieht man die Grundlseeer Zlambachscholle im Sinne von W. SCHÖLLNBERGER (1971) als relativ autochthon, dann ist hier die Salzbergfazies aus der südjuvavischen Kanalzone zu beziehen. Da die tektonische Zueinanderführung von fernüberschobenen Hallstätter Schollen in Salzbergfazies bis an die relativ autochthone Zlambachscholle des Grundlseegebietes gegen Westen augenscheinlich zunächst bis in die Ausseer Region reicht, ist aller Wahrscheinlichkeit nach in der direkten westlichen Fortsetzung der Hallstätter Zone zwischen Aussee und Goisern ein analoges Dispositiv zu erwarten. Wenn auch durch U. WEIGERT (1971) Korrekturen an der für dieses Gebiet vorliegenden

Untersuchung von W. MEDWENITSCH (1949; 1958 a) vorgenommen worden sind, sind vielleicht die Schollen mit durchlaufender Hallstätter Kalk-Folge vom Typus des Raschberg-Sandlingstockes doch als Teil der Salzbergfazies als Fortsetzung der fernüberschobenen Hallstätter Kalkfazies-Schollen des Mitterndorfer Beckens über dem in Zlambachfazies entwickelten tieferen Areal im Raum Luppitsch-Pötschen-Goisern mit seinen Massen von Pedata-, Pötschen- und Zlambachschichten zu deuten. Dem tut auch die Erkenntnis nicht Abbruch, daß die Salzbergfazies auch in diesem Gebiet noch über die Hallstätter Kalke in die rhätischen Zlambachmergel fortsetzt. Weiter westlich ist die Hallstätter Zone des Plassen wiederum in einer mit der Mitterndorfer Entwicklung weitgehend harmonisierenden Salzbergfazies ausgebildet.

e) Aflenzer Fazies

Begriff und historische Anmerkungen: Südöstlich vom Hochschwabstock stellt sich auf einer Länge von zehn Kilometern im Raume von Ilgner Alpe, Bürgeralpe, Oisching und Osternalpe am Kalkhochalpen-Südrand nördlich von Aflenzen eine auffällige Triasentwicklung ein, die besonders durch eine individuell gestaltete, an Tonschiefern, Mergeln und dunklen Hornsteinkalken reiche Obertrias ausgezeichnet ist. Die tektonisch nordwärts verfrachtete Ostfortsetzung dieser Faziesregion reicht im Aschbachtalgebiet noch bis zur Sauwand bei Gußwerk. Die Eigenart dieser Aflenzer Fazies hat bereits A. BITTNER (1887, S. 92; 1888 b, S. 248) in aller Klarheit herausgearbeitet, E. BÖSE (1898 a, S. 578; 1898 b, S. 748) hat sich mit dieser Fazies nochmals näher befaßt. Von E. SPENGLER (1920) schließlich stammt eine ausführliche monographische Studie, in der die Stellung, Eigenart und vor allem die Verzahnung mit der Riffazies des Hochschwabes anschaulich zum Ausdruck gebracht wird. SPENGLER streicht auch späterhin (1951, S. 318; 1959, S. 294; 1963, S. 471) die Eigenständigkeit dieser Fazies hervor. Jüngst hat ihr H. LOBITZER (1972; 1973) eine monographische, mikrofaziell unterbaute Studie gewidmet.

Die Eigenart dieser Fazies beruht, wie erwähnt, in erster Linie auf der Obertrias-Entwicklung. In der Mitteltrias stellt sich in der Schichtfolge dunkler Gutensteiner Kalk und -Dolomit, heller Ramsaudolomit, Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk eine deutliche Individualität gegenüber dem im Nordwesten angrenzenden Raum der Fölz-Fazies (Berchtesgadener Fazies) mit ausschließlich dolomitischer Mitteltrias und der dahinter im Norden folgenden Hochschwabfazies mit kalkiger Mitteltrias vom Typus des Wettersteinkalkes ein. Das Karn ist in der Aflenzer Fazies als eine bis 300 m mächtige Serie von drei dunklen (Reingrabener) Schieferrniveaus und drei jeweils im Hangenden folgenden dunklen Karbonatniveaus gebildet, wobei die beiden tieferen Karbonatbänder aus echinodermerreichen Schuttkalken vom Typus des Wandaukalkes gebildet sind, das oberste Niveau als dunkler geschichteter Dolomit vorliegt. Durch einen ganz eigenen Typus von schwarzen geschichteten Hornsteinkalken, den sogenannten Aflenzer Kalken, wird das Nor repräsentiert. Die zu diesem Faziesbereich gehörigen rhätischen Zlambachmergel sind hier der Erosion anheimgefallen, aber in dem erwähnten nordverfrachteten östlichen Teilstück im Raum des Aschbachtals erhalten geblieben (R. LEIN, 1972, Taf. 9).

Die Übergänge in die Nachbarfaziesregionen sind hier bestens studiert: In der dolomitreichen Fölzer Fazies (Berchtesgadener Fazies) des NW zieht das dritte,

höchste karnische Schieferband als Carditaniveau weiter, die darunterliegenden Kalk- und Schieferneiveaus wandeln seitlich in Dolomit ab. Im Nor wiederum läßt sich in der Dachsteinkalkfazies in Annäherung zum Aflenzer Faziesraum der Übergang zu den Aflenzer Kalken durch ein allmähliches Auftreten von Schichtung, von dunkleren Farbtönen etc. in den tieferen Dachsteinkalken erschen, so etwa am H6chstein und Feist-ringstein 4 km NNE der B6rgeralpe (E. SPENGLER, 1920, S. 237, Taf. 4). Die Faziesverzahnung des Aflenzer Kalkes als ein seichtes Beckensediment gegen Norden hin 6ber helle Kalke des Vorriffes in die norischen Dachsteinriffkalke des zentralen Riffbereiches ist schlie6lich, wie erw6hnt, eingehend von H. LOBITZER (1972; 1973) beschrieben worden (vgl. S. 237 f.).

Zur Frage der Zuordnung zur Hallst6tter Fazies sei Folgendes vermerkt: Die Aflenzer Fazies als seichte Beckenentwicklung s6dlich des Hochschwabriffes enth6lt als einzige Sonderfazies des Hallst6tter Raumes nicht dessen Leitgestein, den Hallst6tter Kalk. F6r die Zuordnung zur Hallst6tter Gro6region kann man sich aber doch auf die seit alters aus dem Aflenzer Kalk bekannte *Halorella pedata* (BRONN) – vgl. A. BITTNER (1890, S. 183), E. SPENGLER (1920, S. 226; 1926, S. 57) – berufen, die in der Hallst6tter Fazies ein h6ufiges und typisches, in der Dachsteinkalkfazies nur untergeordnetes Fossil darstellt. Hallst6tter Ammoniten sind aus diesem Echinodermen und Brachiopoden f6hrenden Aflenzer Kalk nicht bekannt. Trotzdem erscheint auch auf Grund der mit Hallst6tter Kalken und -Faunen bereits mitten im Hochschwabriff gegen S6den hin ansetzenden, hier folgenden seichten Beckenregion die Zuordnung zum Hallst6tter Gesamttraum gerechtfertigt und wurde in neuerer Zeit z. B. von E. SPENGLER (1963, Abb. 1, S. 466 f.), W. SCHLAGER (1967 a, Taf. 1) und H. ZANKL (1967, S. 130, Abb. 1) vorgenommen.

Verbreitung: Au6er dem angegebenen Stammgebiet der Aflenzer Fazies am S6drand des Hochschwabmassivs ist zun6chst die weite Verschleppung der durch die Aflenzer Kalke markierten Serie dieses Faziesraumes aus dem 6stlich anschließenden Gebiet der heutigen Gollrader Bucht im Norden, 6ber das Gebiet des Aschbachtals hin bis zum S6d fu6 der Sauwand bemerkenswert: R. LEIN (1972, Taf. 9) hat den ununterbrochenen tektonischen Basalkontakt dieser Schubmasse aus Aflenzer Fazies belegt, so da6 der Verfasser auf Grund dieses Umstandes und den tektonischen Gegebenheiten im 6stlich angrenzenden Abschnitt zur Auffassung gelangt, da6 diese Masse in Aflenzer Fazies aus dem s6dlichen Heimatgebiet durch Mitschleppen als Westausl6ufer der Schneebergdecke nach Norden verfrachtet worden ist.

Gegen Westen hin erscheint die Aflenzer Fazies etwas abgewandelt nur nochmals im Bereich der Ges6useberge (A. BITTNER, 1887, S. 92; E. B6SE, 1898 b, S. 750) in Form von Deckschollen einer h6chsten S6drandeinheit analog der Schneebergdecke, w6hrend sie sonst allenthalben am Kalkalpens6drand abgetragen ist. Diese Deckschollengruppe liegt in der Ausbildung der sogenannten H6pflinger Fazies am S6drand der Ges6useberge WNW von Radmer/Hasel (O. AMPFERER, 1935, S. 12, S. 45). Mit ihrer Serie mit Reiflinger Kalk, Wechsellagerung von Reingrabener Schiefer mit Kalkb6nken und den (oberkarnischen?) Hornsteinkalken, den sogenannten H6pflinger Kalken A. BITTNERs (1886, S. 92) im Hangenden, 6hneln sie der Aflenzer Fazies sehr (E. SPENGLER, 1959, S. 237). Die beiden gerne hierhergestellten, angeblich (aber nicht neu 6berpr6ften) kleineren Deckschollengruppen bei der Grabneralm im Osten

der Haller Mauern (O. AMPFERER, 1935, Abb. 21, S. 57 und E. SPENGLER, 1959, S. 233) bestehen hingegen nur aus Halobien-schiefern und Lunzer Sandstein und fallen daher aus der ja sandsteinfreien Aflenzer Fazies heraus. Eine weitere Ausdehnung der Aflenzer Fazies nach Westen und Osten im Sinne von E. SPENGLER (1951, S. 318; 1959, S. 294; 1963, S. 472) bis in die Werfener Schuppenzone und in das Blühnbachtal einerseits (A. BITTNER, 1887, S. 92), in die Geyerstein-Schuppe bei Payerbach am Südrand unter der Schneebergdecke andererseits ist hingegen aus faziellen Gründen abzulehnen, da im Westen (Werfener Schuppenzone) keine Aflenzer Kalke vorkommen, und die dunklen Schichten im Osten (Geyerstein) nach B. PLÖCHINGER (1967, S. 24) Mürztaler Schichten der Mürztaler Fazies darstellen.

Mit der Aflenzer Fazieszone haben wir auch bei Abwicklung der kalkalpinen Decken die letzte Südrandbildung des zusammenhängenden Kalkalpenkörpers im Ostabschnitt erreicht. Die Einfügung der kalkalpinen Teilfaziesräume in den Gesamt-rahmen des zweiseitigen Orogens bzw. der im großen auch faziell spiegelbildlich symmetrisch aufgebauten mediterranen Geosynklinale, die Beziehung des kalkalpinen Raumes über die Schollen nordalpiner Fazies in den Zentralalpen zu den schräg herankommenden und großräumig tektonisch beschnittenen Fazieszonen der Südalpen werden in naher Zukunft durch zusätzliche paläomagnetische Messungen, die über das Ausmaß der Verdrehung der südalpinen Scholle und der Versetzung des Drauzuges etc. Auskunft geben könnten, besser als heute fundiert werden können.

Schichtnamenindex

* = außer Gebrauch

- Acanthiustalk* 28, 370, 374 ff.
Adneter Kalk 22, 292, 306 ff., 310, 318, 344, 474
Adneter Mergel 306, 310 f.
Adneter Tropfmarmor 261 f., 263, 306
Aflenzer Kalk 237 f., 517 f.
Aflenzer Karn 155 ff., 160, 189, 517
Agathakalk 28, 360, 369 f., 374 ff.
Allgäuschichten 22, 24, 290, 291, 292 ff., 303, 323 ff., 326 f., 337, 383
Alpenkalk* 5 ff., 8 f.
Alpensandstein* 5
Alpiner Buntsandstein 54 ff.
Alpiner Muschelkalk 65 f., 69
Alpiner Verrukano 23, 35 f., 37, 55
Ammergauer Schichten 28, 351 ff., 371
Ammonitico rosso 310, 379, 464
Angerbergsschichten 452 f., 454 f.
Angulodiscuskalk 240, 259
Annaberger Dolomit 80 f.
Annaberger Kalk 72, 80 f.
Anzenbachsschichten 386
Aonschichten* 135, 140
Aptychenkalk* 24, 25, 28, 351 ff., 384
Aptychenkalkbrekzie* 354
Aptychenschichten, Bunte 351, 353, 357, 378
Arlbergdolomit, -kalk 103, 104 f.
Arlbergsschichten 103, 104 f., 485
Audorfer Schichten 453
Augensteinschotter 454, 455 ff.
Barmsteinkalk 340, 354, 355, 360 f.
Beinsteinkalk* 321
Bellerophonolomit, -schichten 47 f.
Bianconekalk* 351, 353
Bonebeds 250
Bositrakalk*, -schichten* 329, 333 f.
Bunter Keuper 200, 491
Buntsandstein 23, 25, 36, 37, 54 ff., 70
Bürser Dolomit 77, 103
Campiler Schichten 62 f., 70, 497
Cardinienmergel, -kalke 299
Carditaschichten 134, 135, 159 f., 161 f.
Cenoman-Exotikaserie* 392, 397
Chiemgauer Schichten 326 ff.
Choristocerasmergel 272, 278
Choristoceraschichten 239, 247, 249 f.
Cidarisdolomit 168
Cidariskalk 157 ff.
Cidarisschichten 157, 168
Cochlocerasmergel 271, 278
Colospongienkalk* 102
Dachsteindolomit 201
Dachsteinkalk 24, 189, 206 ff., 266 ff., 492 ff., 497
Dachsteinriffkalk 24, 211, 213, 214 ff., 222, 493 f.
Diphyakalk* 353, 370, 378 ff.
Dogger-Hornsteinkalk* 326
Dogger-Kieselschichten* 326
Dogger-Posidonienschiefer* 324
Dogger-Spatkalk 324, 327, 337
Draxlehner Kalk 174
Drossaschichten 70
Eichbergkonglomerat 407
Eisenspitzbrekzie 295, 338 f.
Enzesfelder Kalk 314, 316, 317 f.
Epsilonkalk 293, 295
Falkensteinkalk* 363
Fellersbachsschichten 38 f.
Filament(en)kalk* 329, 334 ff., 373 f.
Furmanec-Kalk 221
Further Kalk 77
Garlandschichten 265, 300
Gießhübler Sandstein* 412 f.
Gießhübler Schichten 411, 413, 446, 472
Glanegger Schichten 426 f.
Glanzschiefer* 42
Gosau 22, 24, 385, 400 ff., 475
Gosaubasalkonglomerat, -brekzie, -grundkonglomerat 406 f., 429, 431, 434 f., 437, 441 f.
Gosaubrekzie 406 f.
Gosaukalk 404 f.
Gosaukonglomerat 406 f., 423, 438, 441
Gosamerigel, -riffkalk, -sandstein 404 f.
Gosaueekalk 232 f.
Göstlinger Kalk 120, 122, 125, 126 ff., 490
Grabenwaldsschichten* 389
Grestener Schichten 299 f.
Grödener Sandstein 39 f.
Gryphaenkalk 291, 491

- Gscheigrabenschichten 354
 Gschöllerschichten* 349
 Gutensteiner Basisschichten 70 f.
 Gutensteiner Dolomit 77
 Gutensteiner Kalk, -Schichten 25, 66, 67 f., 72 ff., 81 f., 85, 89, 120 f.

 Hallstätter Dolomit 185 ff., 513
 Hallstätter Kalk 24, 25, 90, 130 f., 135, 169 ff., 189, 222 ff., 270, 271, 275, 501 ff., 515
 Halobienschiefer* 28, 136 ff.
 Häringer Schichten 452, 453 f.
 Haselbergkalk 353, 370, 378 ff., 491
 Haselgebirge 5, 11 f., 21, 41 ff., 62
 Hauptdolomit 23 ff., 160, 189 ff., 199, 470, 485
 Hierlatzbasalbrekzie 319, 322, 339
 Hierlatzkalk 290, 291, 318 ff.
 Hinterrißbrekzie, -schichten 353 ff.
 Hochfellnkalk 291, 321 f.
 Hochfilzener Schichten 36 f.
 Hochgebirgs(korallenriff)kalk 167
 Hornsteinbrekzie* 349, 354
 Hüpflinger Kalk 156, 518

 Inoceramenschichten 437, 441, 443
 Ischler Brekzie 22, 388
 Itruvienskalk, -schichten 384, 399 f.

 Jägerhauskalk 102
 Jurensisschichten 314, 315

 Kalksburger Schichten 299 f., 491
 Kambühelkalk 444, 449 ff., 472
 Kerngebirge 41 f., 45
 Keuper, Bunter 200, 491

 Kirchsteinkalk 300 ff.
 Klauskalk, -schichten 329 ff.
 Klobenwandkalk* 118, 174
 Knerzenkalk* 267
 Kohlstaatschichten 324, 326 f., 328, 337
 Korallenmergel Typus Fischerwiese 272, 278, 280 ff., 285 f.
 Kössener Kalk 247 f.
 Kössener Korallenkalk 239, 245, 248, 258
 Kössener Mergel 245 ff.
 Kössener Schichten 24, 239, 242 ff., 256
 Krampener Konglomerat 409, 439, 445
 Kreuzgrabenkonglomerat 407, 431

 Lanaukalk* 174
 Lärchbergsschichten 363
 Lärcheckkalk* 90, 91
 Laubensteinkalk 336
 Lebergebirge 41 f.
 Lercheckkalk* 91
 Lerchkogelschichten, -kalk 363
 Liasbankkalk, Roter 315
 Liasbasiskalk, Grauer 314 f.
 Lias-Brachiopodenkalk 321
 Liasbrekzien 295, 319, 322 f., 338
 Lias-Cephalopodenkalk, Bunter 310, 314 f., 318
 Lias-Cephalopodenmergel 306
 Liasfleckenmergel* 291, 292 ff.
 Liashornsteinkalk* 303 ff.
 Liaskieselkalk* 300 ff.
 Lias-Posidonienschiefer* 295
 Liesenschichten* 433
 Lilienfelder Konglomerat 408, 439
 Loferer Dachsteinkalk 207, 209, 494
 Loferer Schichten 363
 Losensteiner Schichten 384, 389, 392 ff., 412, 491
 Lunzer Hangendsandstein 149
 Lunzer Hauptsandstein 147 f.
 Lunzer Sandstein 145 ff., 163

 Lunzer Schieferton 148
 Lunzer Schichten 24, 134, 145 ff., 470, 489

 Macrocephalenkalk* 331, 335
 Maierckmergel 96
 Malm-Cephalopodenkalk 370
 Mauerlias* 321
 Messerstickkalk* 107
 Mitterberger Schichten 38 f.
 Mohnenfluhbrekzie 394
 Mühlbergkalk 378 f., 381 f.
 Mürtzaler Kalk 154, 509
 Mürtzaler Schichten 135, 152, 154 f., 238, 509 ff., 519
 Muschelkalk, Alpiner 65 f.

 Neokom-Aptychenschichten* 386 f.
 Neue Welt-Konglomerat 407, 442
 Nierentaler Schichten 402 f., 404, 410, 411, 428, 430, 433, 435, 437 f., 444 f.

 Oberalmer Basisschichten, -konglomerat 357 f.
 Oberalmer Kalk 355 ff.
 Oberalmer Schichten 340, 355 ff., 361
 Oberangerbergsschichten* 454
 Oberaudorfer Schichten 451, 452 f.
 Oberrhätalk 239, 258 ff., 263 ff.
 Oberseebrekzie 319, 322, 338 f.
 Opponitzer Dolomit 150
 Opponitzer Kalk 151, 167
 Opponitzer Rauhwacke (Hangend-, Liegend-) 150 f.
 Opponitzer Schichten 21, 134, 150 ff., 491
 Opponitzer Zementmergel 151
 Orbitoidensandstein 441, 445

- Oxford-Flaserkalk 335
 Oxycolposkalk 239, 247, 249
- Pachyodontenkalk* 168
 Partnachkalk 99 f., 106
 Partnachmergel 99 f., 102, 106, 490
 Partnachschichten 23 f., 88, 97 ff., 106, 108, 476, 485, 487
 Partnachschiefer 99 f., 132
 Partnach-Übergangskalk 100 f., 107, 108
 Pedatadolomit 231
 Pedatakalk, -schichten 230 ff., 236, 508
 Pfrontener Kalk 378
 Placklesschichten 272, 276, 282, 286, 513
 Plagiostomenkalk 300
 Plassenkalk 340, 363 ff.
 Plateaukalk 321
 Plattenkalk 24, 202 ff., 206
 Posidonia alpina-Mergel* 325
 Posidoniakalk* 329, 333 f.
 Posidoniaschiefer*, Posidoniaschiefer* 292, 325
 Pötschenkalk 231 f., 234, 235 f., 508
 Prebichlschichten 40 f., 45, 48
 Pseudo-Hallstätterkalk* 113 ff., 174
 Puchenstubener Dolomit 257
 Puchenstubener Kalk 239, 257 f.
 Puchenstubener Schichten 21, 257 f.
- Raibler Schichten, Nordalpine 135, 160, 161 ff.
 Raminger Kalk 129
 Ramsadolomit 119 f., 470, 497
 Randoschichten* 433
 Reichenhaller Dolomit, -Kalk, -Rauhwanke, -Schichten 21, 62, 66 ff., 70, 77
 Reiflinger Dolomit 129 f.
- Reiflinger Kalk, -Schichten 66, 73, 75, 79, 82, 87 ff., 90, 102 f., 120 ff., 467 f., 489
 Reingrabener Schiefer, -Schichten 28, 136 ff., 155
 Reitbauernmauerkalk* 333
 Reiter Schichten* 453
 Reitmauerkalk (Oberer*, Mittlerer*, Unterer*) 329, 330, 333 ff., 335, 371 ff.
 Rensschichten 410, 433
 Rettenbachkalk* 355
 Rettenbachschichten* 355, 360, 361
 Rhabdocerasschichten 274
 Rhätolias-Riffkalk 239, 243, 258 ff., 291, 321
 Rofanbrekzie 341, 349 ff., 369
 Rofankorallenkalk* 350, 364, 369
 Roßfeldbrekzie 22, 388
 Roßfeldschichten 359, 384, 387 ff.
 Rotensteinkalk 370 ff., 372 ff.
 Rotwandschichten 303
 Ruhpoldinger Radiolarit 25, 327, 340 ff., 346
 Ruhpoldinger Schichten 340 ff., 371
- Sachranger Schiefer 295 f.
 Sandlingkalk* 363
 Schattwalder Schichten 256, 491
 Scheibelbergkalk 303 f.
 Scheiblingkalk* 174
 Schichthalsbrekzie* 349
 Schrambachschichten 359, 371, 384, 386 f.
 Schreyeralmkalk 87, 90 ff., 174, 515
 Schusterbergkalk 82, 87, 89, 91, 95
 Schwarzbergklambrekzie 341, 349 f.
 Schwarze Serie* 390
 Seefelder Asphalttschiefer 198 ff.
 Seefelder Schichten 26, 195, 198 ff.
 Seekarspitzkalk* 364
- Starhembergkalk, -schichten 239, 245, 269 f.
 Steinalmdolomit 81 ff.
 Steinalmkalk 72, 75, 80, 81 ff., 117, 121
 Steinalm-Wettersteinkalk 81
 Steinmühlkalk 370 ff., 372, 376
 Stöcklschichten* 431
 Streiteckschichten* 431
 Strubbergbrekzie 328 f., 337
 Strubbergsschichten 328 f., 344
 Stufenkalk 293, 294
- Tannheimer Schichten 384, 389 ff., 491
 Tauglbodenschichten 344 ff., 474
 Tegernseer Kalk 370, 371 f., 376 ff.
 Tiefentaler Schichten 351
 Tierbergkalk 206
 Tisovec-Dolomit 169
 Tisovec-Kalk 135, 166 ff., 212, 471, 500, 511
 Tithonflaserkalk*, Rotcr* 353
 Torer Schichten, Nordalpine* 161 f.
 Trachycerasschichten 127, 135 f., 140
 Transversariumkalk* 329, 372 f.
 Tratenbachserie 409, 447
 Tressensteinkalk 340, 362 f.
 Tufttalschichten, -brekzie 349 f.
- Unkenner Brekzie 22, 388
 Unterangerbergschichten* 453, 454
 Untersberger Marmor 427
 Untersteiner Kalk* 335, 372
- Verrukano, Alpiner 23, 35 f.
 Vilserkalk 336 f., 491
 Virgloriakalk* 87
 Vulkanite 21, 37, 41, 43, 62, 69, 78, 88, 101, 105, 113, 122 f., 296, 323, 340, 382 f.

Waidbrucker Konglomerat 36	Wettersteindolomit 73, 82, 97, 119 f., 492	Zaimkalk 212
Waidhofener Schichten 324 f.	Wettersteinkalk 23 ff., 66, 73, 77, 84, 86, 88, 97 f., 100 f., 105 ff., 119, 467 f., 476, 487 f., 495 f.	Zillkalk* 84, 86 f.
Wandaukalk 135, 155, 156	Willendorfer Mergel* 449	Zirler Schichten 161
Wandkalk 221 f., 497, 517	Wurstelkalk 75, 77	Zlambachkalk 272 ff.
Weißenhauskalk 335, 336	Wurzener Kalk* 355, 357, 363	Zlambachmergel 270 ff., 507
Werfener Kalk 57, 60 ff.	Ybbsitzer Rauhwaacke 21, 200 f., 491	Zlambachschichten 236, 256, 270 ff., 507 f., 513
Werfener Quarzit 57, 58 f., 60		Zweiersdorfer Schichten 411, 441, 444
Werfener Schichten 38, 43, 44, 55, 57 ff.		Zwieselalmschichten 402, 404, 410, 411, 430, 433, 438, 444
Werfener Schiefer 23, 25, 39, 47, 50, 54, 59 f., 69		

Tafel-Erläuterungen

- Taf. 1: Die Schichtfolgen der alpinen Trias in den einzelnen Faziesregionen der Nördlichen Kalkalpen auf Grund der revidierten Triaszonengliederung. Die Mächtigkeitszahlen stellen Maximalwerte dar.
- Taf. 2: Die Schichtgliederung des Jura in den Nördlichen Kalkalpen. Bei Mächtigkeitsangaben werden Maximalwerte angeführt.
- Taf. 3: Übersicht über die Schichtfolgen der Gosaubecken in den Nördlichen Kalkalpen. Bei Mächtigkeitsangaben werden Maximalwerte angeführt.

Literatur

- ABEL, O.: Fossile Flugfische. – Jb. Geol. R.-A., 56, 1–88, 13 Abb., 2 Tab., Taf. 1–3, Wien 1906.
- ABERER, F.: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Randzone der nördlichen Kalkalpen zwischen Neustift und Konradshaim. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 39–41 (1946–1948), 1–73, Taf. 1–3, Wien 1951.
- ACCORDI, B.: Verrucano Alpino. [In:] Lexique stratigraphique internat., 1, fasc. 11, 134–135, Paris 1956.
- AIGNER, P. D.: Das Benediktenwandgebirge. – Mitt. Geogr. Ges. München, 7, 317–421, Taf. 11–12, München 1912.
- ALBRECHT, F.: Das Synklinorium zwischen Isar und Schwarzenbach. – Geologica Bavarica, 17, 89–98, 3 Abb., München 1953.
- ALLASINAZ, A.: Il trias in Lombardia. III. Studio paleontologico e biostratigrafico del Retico dei dintorni di Endine (Bergamo). – Riv. Ital. Paleont. Strat., 68, 307–376, 1 Tab., Taf. 24–28, Milano 1962.
- ALMA, F. H.: Eine Fauna des Wettersteinkalkes bei Innsbruck. – Annalen nat. hist. Mus., 40, 111–129, 5 Tab., Taf. 10, Wien 1926.
- AMMON, L. v.: Die Gastropoden des Hauptdolomites und Plattendolomites der Alpen. – Abh. zool.-min. Ver. Regensburg, 11, Sep. 72 S., 1 Abb., 1 Taf., München 1878.
- Die Gastropodenfauna des Hochfölln-Kalkes und über Gastropoden-Reste aus Ablagerungen von Adnet, vom Monte Nota und den Raibler Schichten. – Geogr. Jh., 5 (1892), 161 bis 188, 39 Abb., Cassel 1893.
- AMPFERER, O.: [in:] AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Geologische Beschreibung des südlichen Theiles des Karwendelgebirges. – Jb. Geol. R.-A., 48 (1898), 289–374, 33 Abb., Taf. 8–9, Wien 1899.
- [in:] AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. – Jb. Geol. R.-A., 61, 531–710, 50 Abb., Taf. 32–34, Wien 1911.
- Über die Gosau des Muttekopfs. – Jb. Geol. R.-A., 62, 289–310, 4 Abb., Taf. 14–15, Wien 1912.
- F. Felix Hahn †. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 7, 331–334, Wien 1914.
- Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. – Jb. Geol. R.-A., 64 (1914), 307–326, 4 Abb., Taf. 14, Wien 1915.
- Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. – Dkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 96, 1–56, 81 Abb., Wien 1918.
- Über die Breccien der Eisenspitze bei Flirsch im Stanzertal. – Jb. Geol. St.-A., 70 (1920), 1–10, 3 Abb., Taf. 1, Wien 1921 a.
- Über NW-Beanspruchungen in den Nordalpen. – Jb. Geol. St.-A., 71 (1921), 198–202, Abb. 4, Wien 1921 d.
- Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. – Jb. Geol. B.-A., 72, 105–150, 27 Abb., 1 geol. Kt. (Taf. 1), Wien 1922.
- [in:] O. AMPFERER & Th. OHNESORGE: Erläuterungen zur Geologischen Spezial-Karte ... Blatt Innsbruck-Achensee. – 108 S., Wien (Geol. B.-A.), 1924 b.
- Geologische Erfahrungen in der Umgebung und beim Bau des Ybbstal-Kraftwerkes. – Jb. Geol. B.-A., 80, 45–86, 40 Abb., Taf. 2, Wien 1930 a.
- Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales. – Jb. Geol. B.-A., 80, 103–146, 36 Abb., Taf. 3–4, Wien 1930 b.

- Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales und des Großen Walsertales. — Jb. Geol. B.-A., 81, 177–216, 30 Abb., Wien 1931 b.
- Geologische Karte der Lechtaler Alpen. — 4 Blätter 1 : 25.000 — Wien (Geol. B.-A.) 1932.
- Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. — 125 S., 28 Abb., Wien (Geol. B.-A.) 1932 a.
- Beiträge zur Geologie des Rätikons. — Jb. Geol. B.-A., 83, 137–172, 24 Abb., Wien 1933 a.
- Geologischer Führer für das Kaisergebirge. — 132 S., 48 Abb., 1 geol. Kt. 1 : 25.000, Wien (Geol. B.-A.) 1933 b.
- Geologische Spezialkarte Österreichs, Blatt Admont und Hieflau, 1 : 75.000. — Wien (Geol. B.-A.) 1933 c.
- Geologischer Führer für die Gesäuseberge. — 177 S., 84 Abb., 26 Phototaf., Wien (Geol. B.-A.) 1935.
- Georg Geyer, sein Leben und sein Werk. — Jb. Geol. B.-A., 86, 373–390, 1 Taf., Wien 1936 b.
- Die geologische Bedeutung der Halleiner Tiefbohrung. — Jb. Geol. B.-A., 86, 65–88, 15 Abb., Wien 1936 c.
- Die Eisenspitzbreccien auf dem überkippten Südrand der Lechtaldecke. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 152, 67–84, 12 Abb., Wien 1943.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. — Jb. Geol. R.-A., 48 (1898), 290–374, 33 Abb., Taf. 8–9 (Ktn.), Wien 1899.
- AMPFERER, O. & HEISSEL, W.: Das östliche Karwendel. Mit geol. Kt. 1 : 25.000. — 55 S., 2 Tab., 2 Beil.-Taf., Innsbruck (Univ.-Verlag Wagner) 1950.
- ANDERLE, N.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch etc. — Jb. Geol. B.-A., 94, 195 bis 236, Taf. 12–13, Wien 1950.
- ANDRUSOV, D.: Neues über die Epirogenese und Orogenese in den Westkarpaten. — Geol. Rdsch., 50, 404–415, Taf. 9, Stuttgart 1960.
- Geologie der tschechoslovakischen Karpaten, II. — 443 S., 140 Abb., 10 Tab., Berlin (Akademie-Verl.) 1965.
- et al.: Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France, Carpathes tchécoslovaques. — Bull. Soc. géol. France, (7) 7 (1965), 1027–1129, 20 Abb., 1 Tab., Paris 1967.
- ANGER, H.: Zur Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Gailbergsattel und Jauken (Kärnten). — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 174, 79–84, Wien 1965.
- ANGERMEIER, H.-O., PÖSCHL, A. & SCHNEIDER, H.-J.: Die Gliederung der Raibler Schichten und die Ausbildung ihrer Liegendgrenze in der „Tirolischen Einheit“ der östlichen Chiemgauer Alpen. — Mitt. baycr. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 3, 83–105, 3 Abb., 1 Tab., München 1963.
- ANIWANDTER, E.: Die Tektonik und Stratigraphie der östlichen Warscheneckgruppe und ihrer Umrahmung. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 165 S., 17 Beil., Wien 1954.
- ARKELL, W. J.: Jurassic Geology of the world. — 806 S., 102 Abb., 28 Tab., 46 Taf., Edinburgh, London (Oliver & Boyd) 1956.
- ARNI, P.: Geologische Forschungen im mittleren Rhätikon. — Diss. Zürich, 85 S., 1 Kt., Solothurn (Druck Vogt-Schild) 1926.
- Über tektonische und stratigraphische Probleme im Scesaplana-Lünersee-Gebiet. — Eclogae geol. Helv., 26, 93–99, 1 Abb., Basel 1933.
- ARTHABER, G. v.: Die Cephalopodenfauna der Reiflinger Kalke. — Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung. Oriens., 10, I. Abth. 1–112, Abb. 1–10, Taf. 1–10; II. Abth. 192–242, Abb. 11 bis 12, Taf. 23–27, Wien 1896 a.
- Einige Bemerkungen über die Fauna der Reiflinger Kalke. — Verh. Geol. R.-A., 1896, 120–126, Wien 1896 b.
- Die alpine Trias des Mediterrangebietes. — Frechs Letaea geognost., 2. Tl., 1. Bd., 3. Lief., 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), 1–29, 5 Abb., Wien 1971.
- Aegean and Bithynian: Proposal for Two New Anisian Substages. — Schriftenr. erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 2, 23–39, 8 Abb., Wien 1974.

- ASSERETO, R., BOSELLINI, A. et al.: The Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Italy). – S. 176–199, 6 Abb., [in:] *The Permian and Triassic Systems and their Mutual Boundary*. – Memoir Canad. Soc. Petroleum Geol., 2, Calgary/Alberta 1973.
- AUBOUIN, J.: A propos d'un centenaire: Les aventures de la notion de Géosynclinal. – Rev. géogr. phys. geol. dyn., 2, 135–188, 28 Abb., Paris 1959.
- Réflexions sur le facies „Ammonitico rosso“. – Bull. Soc. géol. France, (7) 6 (1964), 475 bis 501, 10 Abb., Paris 1964.
- Geosynclines. – *Developments in Geotectonics*, 1, 335 S., 67 Abb., 2 Tab., Amsterdam (Elsevier) 1965.
- BADOUX, H., CHAROLLAIS, J. et al.: Empfehlungen zur Handhabung der stratigraphischen, insbesondere lithostratigraphischen Nomenklatur in der Schweiz. – *Eclogae geol. Helv.*, 66, 479–492, Basel 1973.
- BARNICK, H.: Tektonite aus dem Verband der permotriadischen Basisschichten der mesozoischen Auflagerung auf der nördlichen Grauwackenzone. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1962, 295–316, 5 Abb., Wien 1962.
- BARTH, W.: Die Geologie der Hochkalter-Gruppe in den Berchtesgadener Alpen (Nördliche Kalkalpen). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 131, 119–177, 9 Abb., 1 Tab., 1 rekt. Kt., 1 Profiltaf., Photo-Taf. 11–12, Stuttgart 1968.
- BATHER, F. A.: Triassic Echinoderms of Bakony. – *Res. wiss. Erforsch. Balatonsee*, 1. Bd., 1. Tl., Anhang: Paläont., 1. Bd., VI, 1–288, 63 Abb., Taf. 1–18, Wien (Hölzel) 1911.
- BAUER, F.: Karsthydrologische Untersuchungen im Schneesalpenstollen in den steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen. – *Steir. Beitr. Hydrogeol.*, 1969, 193–214, 8 Abb., Taf. 1–3, Graz 1969.
- BAUMGARTNER, W.: Zur Genese der Erzlagerstätten in der Grauwackenzone und Transgressionsserie (Präbichel-Schichten) zwischen Hirschwang/Rax (NÖ.) und Neuberg/Mürz (Stmk.). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 124 S., 2 Tab., 75 Abb., zahlr. Beil., 2 geol. Kt., Wien 1974.
- BEHRENS, M.: Schwermineralverteilungen und Sedimentstrukturen in den Lunzer Schichten (Karn, Trias, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 116, 51–83, 19 Abb., 1 Tab., Taf. 1–3, Wien 1973.
- BECHSTÄDT, T.: ZyklotHEME im hangenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). – *Veröff. Univ. Innsbruck*, 86, 25–55, 3 Abb., 1 Beil., Taf. 1–2, Innsbruck 1973.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H.: Fossilagerstätten im mitteltriadischen Plattenkalk der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). – *Schriftenr. Erdwiss. Kommiss. Österr. Akad. Wiss.*, 2, 45–55, 2 Abb., Taf. 1–2, Wien 1974 a.
- Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 4, H. 5/6, 1–74, 4 Abb., 4 Tab., Taf. 1–4, Innsbruck 1974 b.
- BENDER, H.: Zur Gliederung der mediterranen Trias II. Die Conodontenchronologie der mediterranen Trias. – *Annales géol. pays Hellén.*, 19 (1967), 465–540, 9 Abb., 4 Tab., Taf. 55–59, Athènes 1967.
- BENDER, H. & KOCKEL, C. W.: Die Conodonten der Griechischen Trias. – *Annales Géol. pays Hellén.*, (1) 14, 436–445, 8 Abb., Taf. 44, Athen 1963.
- BENECKE, E. W.: Über Trias und Jura in den Südalpen. – *Beneckes geognost. palaeont. Beitr.*, 1, 1–204, 2 Tab., 6 Abb., 11 Taf., München 1865.
- BENKÖ-CZABALAY, L.: Die obersenone Gastropodenfauna von Sümeg im südlichen Bakony. – *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natwiss. Kl., Abt. I*, 173, 155–188, Taf. 1–2, Wien 1964.
- BERGGREN, W. A.: Tertiary boundaries and Correlations. – S. 693–809, 40 Tab., [in:] B. FUNNEL & W. RIEDEL: *The Micropalaeontology of Oceans*. 828 S., zahlr. Abb. u. Tab., Cambridge (Univers. Press) 1971.
- A Cenozoic time-scale – some implications for regional geology and paleobiogeography. – *Lethaia*, 5, 195–215, 9 Abb., Oslo 1972.
- BERNAUER, F.: Gebänderte Carbonatgesteine und ihre Umwandlung. I. Teil: Der Bänderdolomit von Bürs. – *N. Jb. Miner. etc., Abh., Abt. A, Beil.-Bd.* 66, 319–361, 8 Abb., Taf. 19 bis 22, Stuttgart 1933.

- BERNHARD, J.: Die Mitterberger Kupferkieslagerstätte, Erzführung und Tektonik. – Jb. Geol. B.-A., 109, 3–90, 55 Abb., Wien 1965.
- BERNOULLI, D.: Redeposited pelagic sediments in the Jurassic of the Central Mediterranean area. – *Annales Inst. geol. publ. hungar.*, 54, fasc. 2, 71–90, 12 Abb., Budapest 1971.
- BERNOULLI, D. & JENKYN, H. C.: A Jurassic Basin: The Glanbach Gorge, Salzburg, Austria. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1970, 504–531, 2 Abb., Taf. 1–6, Wien 1970.
- BESLER, W.: Die Jura-Fleckenmergel des Tannheimer Tales (Außerfern, Tirol). – Jb. Geol. B.-A., 102, 407–460, 2 Abb., 1 Tab., Taf. 14, Wien 1959.
- BEYRICH, E.: Einige Cephalopoden des Muschelkalkes der Alpen und über verwandte Arten. – *Abh. Akad. Wiss. Berlin*, 1866, 105–149, Taf. 1–5, Berlin 1867.
- BIELY, A. & BYSTRICKÝ, J.: Mesozoic of the Inner West Carpathians and the Klippen Belt. – *Guide Excurs. 23. Int. Geol. Congr. Prague 1968*, 15 AC, 44 S., 8 Abb., Bratislava (Geol. ústav) 1968.
- BILGÜTAY, U.: Some Triassic Calcareous Algae from Plackles (Hohe Wand, Lower Austria). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1968, 65–76, 6 Abb., Taf. 1–3, Wien 1968.
- BITTERLI, P.: Studien an bituminösen Gesteinen aus Österreich und benachbarten Gebieten. – *Erdool.-Z.*, 78, 405–416, 2 Abb., 3 Tab., Wien-Hamburg 1962.
- BITTNER, A.: I. Die geologischen Verhältnisse. S. 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) 1886.
- Der Untersberg und die nächste Umgebung von Golling. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1883, 200–204, Wien 1883.
- Aus den Salzburger Kalkalpen – das Gebiet der unteren Lammer. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1884, 78–87, Wien 1884 a.
- Aus den Salzburger Kalkhochgebirgen. Zur Stellung der Hallstätter Kalke. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1884, 99–113, Wien 1884 b.
- Neue Petrefactenfundes im Werfener Schiefer der Nordostalpen. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1886, 387–390, Wien 1886 a.
- Über das Auftreten gesteinsbildender Posidonomyen in Jura und Trias der Nordostalpen. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1886, 448–450, Wien 1886 b.
- Aus dem Gebiete der Ennsthaler Kalkalpen und des Hochschwab. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1887, 89–98, 1 Abb., Wien 1887.
- Aus der Umgebung von Wildalpe in Obersteiermark und Lunz in Niederösterreich. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1888, 71–80, 3 Abb., Wien 1888 a.
- Aufnahmebericht von Turnau bei Aflenz. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1888, 248–251, Wien 1888 b.
- Die Brachiopoden der alpinen Trias. – *Abh. Geol. R.-A.*, 14, 1–325, zahlr. Abb., 41 Taf., Wien 1890.
- Was ist norisch? – *Jb. Geol. R.-A.*, 42, 387–396, Wien 1892 a.
- Aus dem Miesenbachthale. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1892, 72–76, Wien 1892 b.
- Brachiopoden der alpinen Trias. Nachtrag 1. – *Abh. Geol. R.-A.*, 17, H. 2, 40 S., 4 Taf., Wien 1892 c.
- Geologische Mittheilungen aus dem Gebiet des Blattes Z. 14, Col. XII – Gaming–Mariazell. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1893, 65–85, Prof. 1–3, Wien 1893 a.
- Aus dem Schwarza- und dem Hallbachthale. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1893, 320–338, 2 Abb., Wien 1893 b.
- Zur neueren Literatur der alpinen Trias. – *Jb. Geol. R.-A.*, 44, 233–379, 5 Tab., Wien 1894 a.
- Aus dem Gebiete des Traisenflusses etc. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1894, 278–282, Wien 1894 b.
- Überschiebungs-Erscheinungen in den Ostalpen. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1894, 372–376, Wien 1894 c.
- Neue Koninckiniden des alpinen Lias. – *Jb. Geol. R.-A.*, 43 (1893), 133–144, Taf. 4, Wien 1894 d.
- Zur definitiven Feststellung des Begriffes „norisch“ in der alpinen Trias. – 16 S., Wien (Selbstverlag, Druck Hollinck) 1895 a.
- Ein von Dr. E. Böse neu entdeckter Fundpunkt von Brachiopoden in den norischen Hallstätter Kalken des Salzkammergutes etc. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1895, 367–369, Wien 1895 b.

- Geologisches aus dem Pielachthale nebst Bemerkungen über die Gliederung der alpinen Trias. — Verh. Geol. R.-A., 1896, 385–418, 1 Abb., Wien 1896 a.
- Bemerkungen zur neuesten Nomenklatur der alpinen Trias. — 32 S., 1 Tab., Wien (Selbstverlag, Druck Hollinek) 1896 b.
- Über die Auffindung der Fauna des Reichenhaller Kalkes im Gutensteiner Kalke bei Gutenstein. — Verh. Geol. R.-A., 1897, 201–202, Wien 1897.
- Über zwei neue Fundstellen der *Posidonomya alpina* Gras. in den niederösterreichischen Kalkalpen. — Verh. Geol. R.-A., 1898, 216–217, Wien 1898.
- Über *Pseudomonotis Telleri* und verwandte Arten der unteren Trias. — Jb. Geol. R.-A., 50 (1900), 559–592, Taf. 22–24, Wien 1901.
- Geologische Spezialkarte Österr.-Ungarn, Blatt Gaming–Mariazell. — Wien (Geol. R.-A.) 1906.
- Brachiopoden aus der Trias des Bakonyer Waldes. — Res. wiss. Erforsch. Balatonsee, 1. Bd., 1. Tl., Anhang: Paläont., II. Bd., I. Teil, S. 1–60, Tf. 1–5, Wien 1912 a.
- Lamellibrachiaten aus der Trias des Bakonyer Waldes. — Res. wiss. Erforsch. Balatonsee, 1. Bd., 1. Tl., Anhang: Paläont., II. Bd., III. Teil, S. 1–107, Taf. 1–9, Wien 1912 b.
- BLIND, W.: Die Ammoniten des Lias alpha aus Schwaben, vom Fonsjoch und Breitenberg (Alpen) und ihre Entwicklung. — Palaeontogr., 121, Abt. A, 131 S., 5 Taf., 10 Tab., Stuttgart 1963.
- BLOW, W.: Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. — Proc. First Intern. Conf. Planktonic Microfossils, 1, 199–421, 43 Abb., Taf. 1–54, Leiden (Brill) 1969.
- BODEN, K.: Geologische Untersuchungen am Geigerstein und Fockenstein bei Lenggrieß etc. — Geognost. Jh., 28 (1915), 195–236, 5 Abb., Taf. 1–2, München 1916.
- Geologisches Wanderbuch für die bayerischen Alpen. — 458 S., 59 Abb., Stuttgart (Enke) 1930.
- Die geologische Aufnahme des Roßstein- und Buchstein-Gebietes zwischen der Isar und dem Schwarzen-Bach. — Abh. geol. Lds.-unters. Bayer. Oberbergamt, 1. Teil: 17, 7–45, 1 Abb., 1 Taf., 1 geol. Kt.; 2. Teil: 18, 3–51, 1 Taf., 1 geol. Kt., München 1935.
- BÖGEL, H.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Puiten-Tal und Buchener Sattel im Süden des Wetterstein-Hauptkammes (Tirol). — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 35 S., 19 Abb., 4 Beil., München 1958.
- Der geologische Bau des Wettersteingebirges und seiner Umrahmung. — Jb. österr. Alpen-Ver., 1960, 21–28, 3 Abb., Innsbruck 1960.
- Beitrag zum Aufbau der Reiteralm-Decke und ihrer Umrandung (Berchtesgadener Alpen). — Diss.-Auszug Fak. Allg. Wiss. Techn. Univ. München, 21 S., 1 Tab., 2 Abb., München (Photodruck) 1971.
- BOHADSCH, J.: Bericht über seine auf allerhöchsten Befehl im Jahre 1763 unternommene Reise nach dem oberösterreichischen Salzkammergut. — Abh. Privatges. Böhmen, 5, 209–222, Prag 1782.
- BOLLI, H.: Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on Planctonic Foraminifera. — Boletín inform. Asoc. Venezol. geol. etc., 9, 3–32, 4 Tab., Caracas 1966.
- BOLZ, H.: Die Zlambach-Schichten (alpine Obertrias) etc., 1: Ostracoden der Zlambach-Schichten, besonders Bairdiidae. — Senckenbergiana lethaea, 52, 129–283, 34 Abb., Taf. 1–16, Frankfurt/M. 1971.
- BORNEMANN, J. G.: Geologische Algenstudien. — Jb. Preuß. geol. Landesanst., 1886, 116–131, Taf. 5–6, Berlin 1887.
- BÖSE, E.: Die Fauna der liasischen Brachiopodenschichten bei Hindelang (Algäu). — Jb. Geol. R.-A., 42 (1892), 627–650, 2 Abb., 1 Tab., Taf. 14–15, Wien 1893 a.
- Über liasische und mitteljurassische Fleckenmergel in den bayerischen Alpen. — Z. dt. geol. Ges., 46, 703–768, 1 Tab., Taf. 55–56, Berlin 1894 a.
- Geologische Monographie der Hohenschwangauer Alpen. — Geognost. Jh., 6 (1893), 1–48, 9 Abb., 1 Tab., 1 geol. Kt., München 1894 b.
- Zur Gliederung der Trias im Berchtesgadener Lande. — N. Jb. Miner. etc., 1895/I, 218–220, Stuttgart 1895.

- Die mittelliasische Brachiopodenfauna der österreichischen Nordalpen. Nebst einem Anhang über die Fauna des unteren Dogger im bayrischen Innthale. — *Palaeontogr.*, 44, 145–235, 10 Abb., 2 Tab., Taf. 11–16, Stuttgart 1897.
- Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. I. Die Berchtesgadener Trias und ihr Verhältnis zu den übrigen Triasbezirken der nördlichen Kalkalpen. — *Z. dt. geol. Ges.*, 50, 468–586, 27 Abb., Taf. 18, Berlin 1898 a.
- Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. II. Die Faciesbezirke der Trias in den Nordalpen. — *Z. dt. geol. Ges.*, 50, 695–761, 1 Abb., 3 Tab., Berlin 1898 b.
- BOUÉ, A.: *Mémoire sur les terrains secondaires du Versant Nord des Alpes Allemands.* — *Annales des Mines*, 9, Sep.-S. 1–43, Paris 1824.
- Beschreibung der secundären Gebirge am Nordrande der Alpen. — [Kefersteins] *Teutschland geognost.-geol. dargestellt*, 3, H. 3, 438–469, Weimar 1826.
- *Synoptical Table of the formations of the Crust of the Earth etc.*, auszugsweise mitgeteilt von Keferstein. — *Teutschland geognost.-geolog. dargestellt*, 5, H. 5, 54–58, Weimar 1828.
- *Description des divers gisements intéressans de fossiles dans les Alpes autrichiennes.* — *Bull. Soc. géol. France*, 1, 128–137, Paris 1830 a.
- *Resumé des observations sur l'âge relatif des dépôts secondaires dans les Alpes et les Carpathes.* — *Journal de Géologie*, 1, 50–86, 115–151, Taf. 2–6, Paris (Impr. Lachevardière) 1830 b.
- *Description de divers gisements intéressans de fossiles dans les Alpes autrichiennes.* — *Mémoires géol. paléont.*, 1, 185–241, Taf. 1–2, Paris 1832.
- *Nature des roches composant les montagnes de Baden.* — *Bull. Soc. géol. France*, (1) 13, 81–84, Paris 1842.
- BRINKMANN, R.: *Zur Schichtfolge und Lagerung der Gosau in den nördlichen Ostalpen.* — *Sber. Preuß. Ak. Wiss., phys.-math. Kl.*, 27, 470–475, 2 Abb., Berlin 1934.
- *Die Ammoniten der Gosau und des Flysch in den nördlichen Ostalpen.* — *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, 15, 1–14, Hamburg 1935 a.
- *Bericht über vergleichende Untersuchungen in den Gosaubecken der östlichen Nordalpen.* — *Sber. Ak. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I.*, 144, 145–149, 4 Abb., Wien 1935 b.
- *Über Fenster von Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen.* — *Sber. preuß. Ak. Wiss., phys.-math. Kl.*, 31, 1936, 436–445, 5 Abb., Berlin 1936.
- BRIX, F. & GÖTZINGER, K.: *Zur Geologie der Beckenfüllung, des Rahmens und des Untergrundes [der Molassezone Niederösterreichs].* — *Erdoel-Z.*, 80, 57–76, 3 Taf., 1 Tab., Wien 1964.
- BROILI, F.: *Kampenwand und Hochplatte, ein Beitrag zur Geologie der Chiemgauer Berge.* — *N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd.*, 37, 391–456, Taf. 4–5 (Taf. 4 = geol. Kt.), Stuttgart 1914.
- *Ein Sauropterygier aus den Arlbergschichten.* — *Sitzber. Bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Abt.*, 1927, 205–228, 5 Abb., 1 Taf., München 1927 a.
- *Eine Muschelkalkfauna aus der Nähe von Saalfelden.* — *Sitzber. Bayr. Akad. Wiss., math.-natw. Abt.*, 1927, 229–242, München 1927 b.
- BRONN, H.: *Die Versteinerungen des Salza-Tales etc.* — *Jb. Mineral. etc.*, 3, 150–182, Heidelberg 1872.
- BRÖNNIMANN, P., CADET, J.-P. et al.: *Révision morphologique et émendation du genre triasique Galeanella KRISTAN-TOLLMANN etc.* — *Verh. Geol. B.-A.*, 1973, 411–435, 7 Abb., Taf. 1–3, Wien 1973.
- BUCH, L. v.: *Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien. Bd. 1* — 320 S., 3 Taf., Berlin (Haude u. Spener) 1802.
- *Einige Bemerkungen über die Alpen in Bayern.* — *Abh. kgl. Akad. Wiss. Berlin*, 1828, 73–84, 1 Prof., Berlin 1831.
- BÜCHNER, K.-H.: *Geologie der nördlichen und südwestlichen Gesäuse-Berge (Obersteiermark, Österreich).* — *Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Marburg/Lahn*, 118 S., 45 Abb., 3 Beil.-Taf., Marburg (Photodruck Mauersberger) 1970.
- *Ergebnisse einer geologischen Neuaufnahme der nördlichen und südwestlichen Gesäuseberge (Obersteiermark, Österreich).* — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 22, 71–94, 14 Abb., Taf. 4–5, Wien (1973) 1974.

- BUCKLAND, W.: Über die Struktur der Alpen und des angrenzenden Landes. – *Annales of philosophy*, 2/1, London 1821.
- BUNZA, G. & KOZUR, H.: Beiträge zur Ostracodenfauna der tethyalen Trias. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 1, H. 2, 1–76, Phototaf. 1–8, Farbtaf. 1–3, Innsbruck 1971.
- BYSTRICKY, J.: Übersicht der Stratigraphie und Entwicklung der Trias in den Westkarpaten. – *Geol. sborník slov. Akad. vied*, 18, 257–266, 1 Tab., Bratislava 1967.
- Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, 289–310, 6 Abb., 1 Beil., Innsbruck (1972) 1973.
- BYSTRICKY, J. & MAHEL, M.: Beitrag zur Stratigraphie der Trias der Kleinen Karpaten. – *Geol. zborník, geol. Carpathica*, 21, 191–196, 1 Abb., Bratislava 1970.
- CHAIR, M. & THIEDIG, F.: Ein bedeutsamer Ammonitenfund in den Werfener Schichten (Skyth) der St. Pauler Berge in Ostkärnten (Österreich). – *Der Karinthin*, 69, 60–63, Knappenberg 1973.
- CHIESA, C.: Contributo alla conoscenza del Retico nella Lombardia occidentale. – *Riv. ital. Paleontol. Stratigr.*, 55, 18–34, Taf. 3, Milano 1949.
- CICHA, I., HAGN, H. & MARTINI, E.: Das Oligozän und Miozän der Alpen und der Karpaten. – *Mitt. Bayer. Staatssamm. Paläont. etc.*, 11, 279–293, 1 Tab., München 1971.
- CLAR, E.: Anmerkungen über weitere Vorkommen von Prebichlschichten. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1972, 123–125, Wien 1972.
- CORNELIUS, H. P.: Aufnahmsbericht über Blatt Mürzzuschlag (4955). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1936, 50–51, Wien 1936 a.
- Eruptivgesteine in den Werfener Schichten der steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1936, 197–202, Wien 1936 b.
- Über den Oberjurakalk mit klastischen Beimengungen vom Hohen Student (Mürztaler Kalkalpen, Steiermark). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1937, 212–215, Wien 1937.
- Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürztaler Kalkalpen. – *Jb. Zweigst. Wien Reichsstelle Bodenforsch.*, 89, 27–175, 18 Abb., Taf. 1–4, Wien 1939.
- Zur magmatischen Tätigkeit der alpidischen Geosynklinale. – *Ber. Reichsstelle Bodenforsch. Zweigst. Wien*, 1941, 89–94, Wien 1941.
- Zur Schichtfolge und Tektonik des Kammspitz-Grimmingzuges (Oberdonau-Steiermark). – *Ber. R.-A. Bodenforsch. Wien*, 1944, H. 5/8, 127–138, 2 Abb., Wien 1945.
- Die Geologie des Schneeberggebietes. – *Jb. Geol. B.-A.*, Sdb. 2, 111 S., 25 Abb., 1 Taf., 1 geol. Kt., Wien 1951.
- Die Geologie des Mürztalgebietes. – *Jb. Geol. B.-A.*, Sdb. 4, 94 S., Wien 1952.
- CORNELIUS, H. P. & PLÖCHINGER, B.: Der Tennengebirgs-N-Rand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. – *Jb. Geol. B.-A.*, 95, 146–225, 1 Abb., Taf. 9–12, Wien 1952.
- CROWL, J. C.: Origin of pebbly mudstones. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 68, 993–1010, 11 Abb., 4 Taf., New York 1957.
- CUSTODIS, A., JACOBSHAGEN, V. et al.: Zur Geologie der Allgäuer Alpen zwischen Grünten und Hochvogel. – *Max Richter-Festschrift*, 1–21, 4 Tab., Taf. 1–2, 1 Kt. 1 : 25.000, Clausthal 1965.
- CUSTODIS, A. & SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologie der Bayerischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. – *N. Jb. Min. etc.*, Abt. B., Beil.-Bd. 80, 307–463, 19 Abb., 3 Taf., Stuttgart 1939.
- CZJŹEK, J.: Gyps-Brüche in Nieder-Österreich und den angränzenden Landestheilen. – *Jb. Geol. R.-A.*, 2, H. 1, 27–34, Wien 1851.
- CZURDA, K.: Das Plattenkalkniveau als Übergangsfazies, aufgezeigt am Beispiel der Klosterstaler Alpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1970, 549–550, Wien 1970 a.
- Sedimentationszyklen aus dem Nor der Klosterstaler Alpen (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). – *Ber. Nat.-Med. Ver. Innsbruck*, 58, 465–482, 7 Abb., Taf. 1–5, Innsbruck 1970 b.
- Parameter und Prozesse der Bildung bituminöser Karbonate (Bituminöser Hauptdolomit). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, 235–250, 4 Abb., 3 Photo, Innsbruck (1972) 1973.
- Fazies und Stratigraphie obertriadischer Megalodontenvorkommen der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1973, 397–409, 8 Abb., Wien 1973.

- CZURDA, K. & NICKLAS, L.: Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomites und Plattenkalk-Niveaus der Klostertaler Alpen und des Rhätikon (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). – Festsbd. Geol. Inst. 300J.-Feier Univ. Innsbr., 165–253, Tab. 1–5, Taf. 1–13, Phototaf. 1–10, Innsbruck 1970.
- DACQUÉ, E.: Geologische Aufnahme des Gebietes um den Schliersee und Spitzingsee in den oberbayerischen Alpen. – Landeskdl. Forsch. Geograph. Ges. München, 15 (Mitt. Geogr. Ges. München, 7, S. 211–279), 1 Abb., 2 Taf., München 1912.
- Wirbellose des Jura. – [in:] G. GÜRICH (Hrsg.): Leitfossilien, 7. Lieferg., 582 S., 3 Abb., zahlr. Taf., 48 Taf., Berlin (Borntraeger) 1934.
- DEL-NEGRO, W.: Geologie von Salzburg. – 348 S., 43 Abb., 8 Taf., Innsbruck (Tiroler Graphik) 1950.
- Der Südrand der Salzburger Kalkalpen. – Mitt. Natw. Arbgem. Haus Natur Salzburg, 6, 15–21, 2 Abb., Salzburg 1955.
- Nördliche Kalkalpen. – S. 11–19, 2 Tab., Taf. 1, Karte 1 [in:] Salzburg. – Verh. Geol. B.-A., Bundesländerserie, Heft Salzburg, 56 S., 1 Taf., Abbn., Wien 1960.
- Zur Herkunft der Hallstätter Gesteine in den Salzburger Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1968, 45–53, Wien 1968.
- Das Bildungsgesetz der Alpen und Apenninen. – Salzburger Universitätsreden, 40, 24 S., 1 Abb., 3 Tab., Salzburg 1969.
- Salzburg. – Verh. Geol. B.-A., Bundesländerserie, Heft Salzburg, 2. Aufl., 101 S., 1 Abb., 10 Tab., 2 Taf., Wien 1970.
- Zur tektonischen Stellung des Hohen Göll (Salzburger Kalkalpen). – Verh. Geol. B.-A., 1972, 309–314, 2 Abb., Wien 1972.
- DENNINGER, K.: Beitrag zur Kenntnis der Molluskenfauna der Tertiärbildungen von Reit im Winkl und Bad Reichenhall. – Geognost. Jh., 14, 221–246, 2 Taf., Kassel 1901.
- DESIO, A.: Studi geologi sulla regione dell' Albenza (Prcalpi Bergamaschi). – Memorie Soc. ital. sci. nat. etc., 10, fasc. 1, 156 S., 27 Abb., 1 Taf., 1 geol. Kt., Milano 1929.
- DHEIN, A.: Geologie der Alpenrandzone zwischen Marquartstein und Bergen in Oberbayern. – N. Jb. Miner. etc., Abh., Abt. B, 88, 176–228, 12 Abb., 2 Textbeil., Taf. 19–22, Stuttgart 1944.
- DIECI, G., ANTONACCI, A. & ZARDINI, R.: Le spugne cassiane (Trias medio-superiore) della regione dolomitica attorno a Cortina d'Ampezzo. – Boll. Soc. Paleont. Ital., 7, n. 2, 94–155, 10 Abb., 1 Tab., Taf. 18–33, Modena 1968.
- DIENER, C.: Die triadische Cephalopoden-Fauna der Schiechling-Höhe bei Hallstatt. – Beitr. Palacont. Österr.-Ungarn Orient, 13, 3–42, Taf. 1–3, Wien 1900 a.
- Neue Cephalopodenfunde im Ammonitenhorizont des Muschelkalkes der Kaminspitzen bei Innsbruck. – Verh. Geol. R.-A., 1900, 208–209, Wien 1900b.
- Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. S. 327–646, 28 Abb., 1 Taf., 6 Kt. – [in:] E. SUESS [Hrsg.]: Bau und Bild Österreichs. 1110 S., 250 Abb., 4 Taf., 8 Kt., Wien-Leipzig (Tempusky-Freytag) 1903.
- Edmund v. Mojsisovics. – Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarns Orients, 20, 272–284, Wien 1907.
- Die marinen Reiche der Triasperiode. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 92, 405–549, Taf. 1 (Kt.), Wien 1915.
- Die Fauna der Hallstätter Kalke des Siriuskogel bei Ischl. – Vh. Geol. R.-A., 1916, 275 bis 280, Wien 1916.
- Über die Beziehungen zwischen den Belemnitidengattungen Aulacoceras Hau., Asteroconites Tell. und Dictyoconites Mojs. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 126, 495–513, 2 Abb., Wien 1917.
- Nachträge zur Kenntnis der Nautiloideenfauna der Hallstätter Kalke. – Dkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 96, 751–778, 19 Abb., Taf. 1–3, Wien 1919 a.
- Nachträge zur Dibranchiatenfauna der Hallstätter Kalke. – Jb. Geol. R.-A., 68 (1918), 475–492, Taf. 19, Wien 1919 b.
- Die Ceratitoidea der karnisch-norischen Mischfauna des Feuerkogels bei Aussee. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 129, 589–618, 3 Abb., Taf. 1–3, Wien 1920 a.

- Neue Ceratitoidea aus den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 129, 513–538, 1 Taf., Wien 1920 b.
- Die Faunen der Hallstätter Kalke des Feuerkogels bei Aussee. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 130, 21–33, 1 Abb., Wien 1921 a.
- Neue Ammonoidea leiostraca aus den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes. — Dkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 97 (1919), 341–389, 19 Abb., Taf. 1–4, Wien 1921 b.
- Neue Tropitoidea aus den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes. — Dkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 97, 465–519, 20 Abb., Taf. 1–9, Wien 1921 c.
- Wirbellose Tiere und Kalkalgen. — [In:] G. GÜRICH: Leitfossilien der Trias. 4. Lief., 118 S., 27 Abb., 8 Tab., 28 Taf., Berlin (Borntraeger) 1925 a.
- Grundzüge der Biostratigraphie. — 304 S., 40 Abb., Leipzig-Wien (Deuticke) 1925 b.
- Die Fossilagerstätten in den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 135, 73–101, 1 Abb., Wien 1926.
- DIERSCHKE, V.: Die geodynamische Entwicklung des Ablagerungsraumes der Radiolaritgruppe im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen zwischen Salzach und Tiroler Ache. — Bericht Arbeitsbespr. Geotraverse IA [Hrsg. H. BÖGEL], S. 26–29, München (Inst. Geol. T. H., hektogr.) 1973.
- DIETRICH, W. O.: Nerineidae. — Fossilium Catalogus, 31, 164 S., Berlin 1925.
- DITTMAR, A.: Die Contorta-Zone etc. — 217 S., 3 Taf., 1 Kt., München (H. Manz) 1864.
- Zur Fauna der Hallstätter Kalke. — Benecke's geognost. — paläont. Beitr., 1, H. 2, 319–398, 1 Tab., Taf. 12–21, München 1866.
- DOBEN, K.: Über Calpionellen an der Jura-Kreide-Grenze. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., 3, 35–50, 1 Tab., Taf. 5–6, München 1963.
- Nannosphären als Gesteinsbildner des alpinen Lias-Fleckenkalkes. — Geologica Bavarica, 63, 173–175, 2 Abb., München 1970 a.
- Ein zweiter Nachweis von (?) meteoritischen schwarzen magnetischen Kügelchen im alpinen Radiolarit. — Geol. Bavarica, 63, S. 176, München 1970 b.
- DÖSSEGGER, R. & TRÜMPY, R.: Zur Verwendung des Begriffes „Verrucano“ (s. l.) in den Schweizer Alpen. — Verh. Geol. B.-A., 1972, 183–184, Wien 1972.
- DREGER, J.: Die Gastropoden von Häring bei Kirchbichl i. T. — Annalen Nathist. Hofmus. Wien, 7, 11–34, 4 Taf., Wien 1892.
- Die Lamellibranchiaten von Häring bei Kirchbichl in Tirol. — Jb. Geol. R.-A., 53 (1903), 253–284, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 11–13, Wien 1904.
- DUNIKOWSKI, E.: Die Spongien, Radiolarien und Foraminiferen der unterliassischen Schichten vom Schafberg bei Salzburg. — Dkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 45, 163–194, Taf. 1–6, Wien 1882.
- EBNER, F.: Ein bisher unbekannter Fundpunkt von *Conchodus infraliasicus* STOPP. bei Bad Mitterndorf im Steirischen Salzkammergut. — Jber. Landesmus. Joanneum, N. F., 2, 115–126, 9 Abb., Graz 1973.
- EHRlich, E.: Aus den Werfener Schichten des Dachsteingebirges bei Schladming. I. Die Gervillien. — Mitt. Mus. Bergbau etc. Joanneum, 5, 101–207, 1 Abb., Taf. 1–3, Graz 1946.
- EISBACHER, G.: Primäre gerichtete Gefüge und Paläogeographie des alpinen Buntsandsteins im Raume Innsbruck-Saalfelden. — Veröff. Ferdinandeum Innsbruck, 43, 133–141, 3 Abb., Taf. 11, Innsbruck 1963.
- EMMRICH, H.: Die Schichten-Folge der Flötz-Gebirge des Gader-Thals, der Seißer-Alpe und insbesondere bei St. Cassian. — N. Jb. Miner. etc., 1844, 791–803, Stuttgart 1844.
- Geognostische Notizen über den Alpenkalk und seine Gliederung im bairischen Gebirge. — Z. dt. geol. Ges., 1, 263–288, Berlin 1849.
- Notiz über den Alpenkalk der Lienzer Gegend. — Jb. Geol. R.-A., 6, 444–450, 2 Abb., Wien 1855.
- ERHARDT, W.: Der Staufen. — Wiss. Veröff. dt. österr. Alpenver., 11, 52 S., 8 Abb., 5 Taf., 1 Kt., Innsbruck 1931.
- ERKAN, E.: Die exotischen Gerölle in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 154 S., 22 Abb., 7 Taf., 17 Profile, Wien 1970.

- Die exotischen Gerölle in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 65 (1972), 33–108, 18 Prof., Taf. 1–6, Wien 1973.
- ESCHER v. D. LINTH, A.: Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzenden Gegenden. — *Neue Denkschr. allg. Schweiz. Ges. gesamt. Natwiss.*, 13/5, 1–136, 3 Text-Tab., 3 Beil.-Tab., Taf. 1–10, Zürich 1853.
- ETTINGSHAUSEN, C. v.: Die tertiäre Flora von Häring in Tirol. — *Abh. Geol. R.-A.*, 2, H. 3, 1–118, 1 Tab., Taf. 1–31, Wien 1853.
- EXNER, Ch. & ERKAN, E.: Autigene Plagioklase in Kalkgeröllen der Gosauschichten bei Puchberg am Schneeberg (N.-Ö.). — *Verh. Geol. B.-A.*, 1971, 153–162, 1 Abb., Wien 1971.
- EYSINGA, F. van: Stratigraphic Terminology and Nomenclature; a Guide for Editors and Authors. — *Earth-Sci. Rev.*, 6, 267–288, Amsterdam 1970.
- FABRICIUS, F. H.: Vorschlag zur Umbenennung von „Oberrätalk“ in „Rätolias-Riffkalk“ (Nördliche Kalkalpen). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1959, 546–549, 1 Abb., Stuttgart 1959.
- Sedimentation und Fazies des Rät und der Lias-Überdeckung in den Bayerisch-Tirolischen Kalkalpen. — *Diss. Auszug Fak. Allg. Wiss. Techn. Hochsch. München*, 16 S., 2 Taf., München (Photodruck) 1960.
- Die Strukturen des „Rogenpyrits“ (Kössener Schichten, Rät) als Beitrag zum Problem der „vererzten Bakterien“. — *Geol. Rdsch.*, 51, 647–657, 9 Abb. (= 3 Taf.), Stuttgart 1961.
- Faziesentwicklung an der Trias/Jura-Wende in den mittleren Nördlichen Kalkalpen. — *Z. dt. geol. Ges.*, 113 (1961), 311–319, 3 Abb., Hannover 1962.
- Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. — *Internat. sedim. petrogr. series*, 9, 143 S., 24 Abb., 7 Tab., 27 Taf., Leiden (Brill) 1966.
- Die Rät- und Lias-Oolithe der nordwestlichen Kalkalpen. — *Geol. Rdsch.*, 56, 140–170, 10 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Stuttgart 1967.
- *Calcareous Sea Bottoms of the Rhaetian and Lower Jurassic Sea from the Western Part of the Northern Calcareous Alps.* — S. 240–249, 3 Abb., [in:] MÜLLER, G. & FRIEDMANN, G. [Hrsg.]: *Carbonate Sedimentology in Central Europe*. Berlin (Springer) 1968.
- Die stratigraphische Stellung der Rät-Fazies. — *Schriftenr. Erdwiss. Kommiss. Österr. Akad. Wiss.*, 2, 87–92, Wien 1974.
- FABRICIUS, F., FRIEDRICHSEN, H. & JACOBSHAGEN, V.: Paläotemperaturen und Paläoklima in Obertrias und Lias der Alpen. — *Geol. Rdsch.*, 59, 805–826, 5 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1970 a.
- Zur Methodik der Paläotemperatur-Ermittlung in Obertrias und Lias der Alpen und benachbarter Mediterran-Gebiete. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1970, 583–593, 5 Abb., Wien 1970 b.
- FAHLBUSCH, V.: Zur Stratigraphie des Doggers in der kalkalpinen Randzone des Kampenwand-Vorlandes. — *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc.*, 2, 9–16, 2 Abb., München 1962.
- Die höhere Unterkreide des Kampenwand-Vorlandes (Chiemgauer Alpen). — *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc.*, 4, 107–125, 2 Abb., München 1964.
- FAUPL, P. & HAMEDANI, A.: Ein Trachyt-Tuffit aus dem Reiflinger Kalk bei Göstling a. d. Ybbs, Niederösterreich. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 65 (1972), 109–116, 2 Abb., Wien 1973.
- FELIX, J.: Studien über die korallenführenden Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und den Mediterrangebieten. I. Teil: Die Anthozoen der Gosauschichten in den Ostalpen. — *Palaeontographica*, 49, 163–360, 67 Abb., Taf. 17–25, Stuttgart 1903.
- Studien über die Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und den Mediterrangebieten. II. Teil: Die Kreideschichten der Gosau. — *Palaeontographica*, 54, 251–339, 5 Abb., 9 Tab., Taf. 25–26, Stuttgart 1908.
- Über Hippuritenhorizonte in den Gosauschichten der nordöstlichen Alpen. — *Cbl. Miner. etc.*, 1. Mitt., 1905, 77–81; 2. Mitt., 1907, 417–422, 1 Abb.; 3. Mitt., 1910, 396–399, 2 Abb., Stuttgart 1905–1910.
- FELLNERER, R.: Zur Geologie des Südrandes der nördlichen Kalkalpen zwischen Schnann und Arlberg (Lechtaler Alpen). — *Z. dt. geol. Ges.*, 116 (1964), 832–858, 4 Abb., Taf. 12–13, Hannover 1966.
- FENNINGER, A.: Riffentwicklung im oberostalpinen Malm. — *Geol. Rdsch.*, 56, 171–185, 8 Abb., Stuttgart 1966.

- Das Kalzitgefüge der sparitischen Kalke des Plassen (Tithonium, Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich). — *Sedimentology*, **10**, 273–291, 9 Abb., 3 Tab., Amsterdam 1968.
- Die Hydrozoenfauna des Sandling (Kimeridgium, Nördliche Kalkalpen). — *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl.*, **1969**, 33–35, 1 Tab., Wien 1969.
- Die Fauna und Flora der Barmsteinkalk-Bank B₂ im Raume des Trattberges (Osterhorngruppe, Salzburg). — *Ber. Haus Natur Salzburg*, **B**, 1972, H. 3, 10–23, 2 Abb., Taf. 1–4, Salzburg 1972.
- FENNINGER, A., FLÜGEL, H. & HOLZER, H.-L.: Der oberostalpine Malm der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). — *Annales inst. geol. publ. hungar.*, **54**, fasc. 2, 345–352, 2 Abb., 3 Tab., Budapest 1971.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Entwicklung der Rettenbachkalke im Raume des Hubkogels bei Bad Ischl. — *Carinthia II*, Sdh. **28**, 31–49, 3 Abb., 3 Tab., 2 Taf., 1 Beil., Klagenfurt 1971.
- Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **63** (1970), 52–141, 15 Abb., 1 Tab., 2 Beil., Taf. 1–19, Wien 1972.
- FENNINGER, A. & HÖTZL, H.: Die Hydrozoa und Tabulozoa der Tressenstein- und Plassenkalke (Ober-Jura). — *Mitteil. Museum Joanneum*, **27**, 61 S., 4 Abb., 9 Tab., 8 Taf., Graz 1965.
- Die Mikrofauna und -flora des Plassen- und Tressensteinkalkes der Typlokalitäten (Nördliche Kalkalpen). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **128**, 1–37, 8 Abb., 3 Tab., Taf. 1–5, Stuttgart 1967.
- FERNECK, F. A.: Stratigraphie und Fazies im Gebiet der mittleren Saalach und des Reiteralm-Gebirges. — *Diss.-Auszug Fak. Allg. Wiss. T. H. München*, 12 S., 2 Abb., München 1962.
- FINKELSTEIN, H.: Der Laubenstein bei Hohen-Aschau. Ein Beitrag zur Kenntnis der Brachiopodenfazies des unteren alpinen Doggers. — *N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd. 6*, 36–104, 1 Abb., Taf. 2–5, Stuttgart 1889.
- FISCHER, A. G.: Fossilien aus Riffkomplexen der alpinen Trias: Cheilosporites Wähner, eine Foraminifere? — *Paläont. Z.*, **36**, 118–124, Taf. 13–14, Stuttgart 1962.
- The Lofer cyclothems of the alpine Triassic. — *Bull. Geol. Surv. Kansas*, **169**, 107–149, 38 Abb., Lawrence 1964.
- Eine Lateralverschiebung in den Salzburger Kalkalpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1965**, 20–33, 7 Abb., Wien 1965.
- FISCHER, P.: Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Unteren Gosau von Brandenberg in Tirol. — *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc.*, **4**, 127–144, 2 Abb., München 1964.
- FISCHER, R.: Die Dactylioceratidae (Ammonoidea) der Kammerkehr (Nordtirol) und die Zonengliederung des alpinen Toarcien. — *Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., N. F.* **126**, 83 S., 4 Abb., 5 Tab., 6 Taf., München 1966.
- Roter Ammonitenkalk und Radiolarit aus dem unteren Dogger der Kammerkehr (Nordtirol). — *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc.*, **9**, 93–116, 3 Abb., Taf. 4–5, München 1969.
- Ammoniten aus dem Aalenium der nördlichen Kalkalpen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1970**, 585–604, 6 Abb., Stuttgart 1970.
- FISCHER-OOSTER, C. v.: Über die Rhätische Stufe in der Umgebung von Thun. — *Mitt. naturforsch. Ges. Bern*, **1869**, 32–99, Taf. 1–4, Bern 1869.
- FLÜGEL, E.: *Heterastridium conglobatum conglobatum* REUSS, an upper triassic Hydrozoan etc. — *J. Paleontol.*, **34**, 127–132, Taf. 26, Tulsa 1960.
- Zur Mikrofazies der alpinen Trias. — *Jb. Geol. B.-A.*, **106**, 205–228, 2 Abb., Taf. 1–3, Wien 1963 a.
- Zur Geologie der Sauwand bei Gußwerk (Steiermark). — *Mitt. Nat.-wiss. Ver. Steiermark*, **93**, 64–105, 4 Abb., 8 Tab., Taf. 2–7, Graz 1963 b.
- Ein neues Vorkommen von Plassenkalk (Ober-Jura) im Steirischen Salzkammergut, Österreich. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **120**, 213–232, 2 Abb., 1 Tab., Taf. 11–13, Stuttgart 1964.
- Conodonten und Mikrofazies der Hallstätter Kalke (Nor) am Siriuskogel in Bad Ischl, Oberösterreich. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1967**, 91–103, 2 Tab., Stuttgart 1967.

- Hydrozoen mit circumlamellarer Mikrostruktur aus den Gosau-Schichten (Senon) des Gosau-Beckens etc. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1969, 126–132, 1 Tab., Taf. 1, Wien 1969.
- Mikrofazielle Untersuchungen in der alpinen Trias. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, 9–64, 1 Abb., 5 Tab., 9 Taf., 1 Beil., Innsbruck (1972) 1973 a.
- Mikroproblematika in Dünnschliffen von Trias-Kalken. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, 957–988, 2 Abb., 2 Tab., Taf. 1–5, Innsbruck (1972) 1973 b.
- FLÜGEL, E. & FLÜGEL-KAHLER, E.: Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffes der nördlichen Kalkalpen (Sauwand bei Gußwerk, Steiermark, Österreich). — *Mitt. Mus. Bergbau etc. Joanneum*, 24 (1962), 129 S., 11 Abb., 19 Tab., 10 Taf., Graz 1963.
- FLÜGEL, E. & KIRCHMAYER, M.: Typlokalität und Mikrofazies des Gutensteiner Kalkes (Anis) der nordalpine Trias. — *Mitt. Natwiss. Ver. Steiermark*, 93, 106–136, 7 Abb., 4 Tab., Taf. 8–13, Graz 1963.
- FLÜGEL, E. & TIEFZ, G.: Über die Ursachen der Buntfärbung in Oberrät-Riffkalken (Adnet, Salzburg). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 139, 29–42, 3 Abb., 4 Tab., Stuttgart 1971 a.
- Red Limestones in the Kirchenbruch Quarry, Adnet (Salzburg). — S. 187–192, 2 Abb., 1 Tab., [in:] G. MÜLLER [Hrsg.]: *Sedimentology of parts of Central Europe*. — Frankfurt/M. (W. Kramer) 1971 b.
- FLÜGEL, H.: Die Lithogenese der Steinmühl-Kalke des Arracher Steinbruches (Jura, Österreich). — *Sedimentology*, 9, 23–53, 6 Abb., 3 Tab., Amsterdam 1967 a.
- Sphinctozoa aus den Klobenwand-Kalken (Trias, Mürtzaler Kalkalpen). — *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I*, 176, 61–63, Taf. 1, Wien 1967 b.
- Revision der von Toula 1913 aus dem Jägerhauskalk bei Baden beschriebenen Spongien. — *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl.*, 108 (1971), 48–51, Wien 1972.
- FLÜGEL, H. & FENNINGER, A.: Die Lithogenese der Oberalmer Schichten und der mikritischen Plassen-Kalke (Tithonium, Nördliche Kalkalpen). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 123, 249 bis 280, 10 Abb., 2 Tab., Taf. 28–31, Stuttgart 1966.
- FLÜGEL, H. & PETAK, H.: Zur Kenntnis der „Pseudo-Hallstätter Kalke“ der alpinen Trias. — *Mitt. Natwiss. Ver. Steiermark*, 94, 19–30, 5 Abb., 5 Tab., Graz 1964.
- FLÜGEL, H. & PÖLSLER, P.: Lithogenetische Analyse der Barmstein-Kalkbank B₂ nordwestlich von St. Koloman bei Hallein (Tithonium, Salzburg). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1965, 513–527, 6 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1965.
- FLÜGEL, H. & WEDEPOHL, K.: Die Verteilung des Strontiums in oberjurassischen Karbonatgesteinen der Nördlichen Kalkalpen. — *Contr. Miner. Petrol.*, 14, 229–249, 6 Abb., 7 Tab., Berlin etc. 1967.
- FLURL, M.: Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz. — 30 + 642 S., 4 Taf., 1 petr. Kt., München (J. Lentner) 1792.
- Über das Vorkommen der Steinkohlen zu Häring etc. — *Denkschr. Akad. Wiss. München*, 1813, 127–182, München 1813.
- FOLGNER, R.: Über die Unterschiede der Entwicklung von Jura und Kreide im Sonnwendgebirge etc. [Hrsg.: O. AMPFERER]. — *Verh. Geol. R.-A.*, 1917, 38–40, Wien 1917.
- FRAAS, E.: Das Wendelsteingebiet. — *Geognost. Jh.*, 3, 65–99, 2 Abb., 1 geol. Kt., Cassel 1890.
- FRANK, M.: Zur Bildungsgeschichte der oberen Trias am Nordrand der Kalkalpen zwischen Oberstdorf und Schliersee. — *Geol. Rdsch.*, 25, 98–110, 4 Abb., Berlin 1934.
- Zur Fazies und Bildung der Trias in den nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Salzach. — *N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. 74*, Abt. B, 402–440, 6 Abb., 6 Tab., Stuttgart 1935.
- Der Faziescharakter der Schichtgrenzen der süddeutschen und kalkalpinen Trias. — *Zbl. Miner. etc.*, 1936, Abt. B, 475–502, 2 Abb., 15 Tab., Stuttgart 1936.
- FRANZ, U.: Die Trias der Oberwössener Mulde (Chiemgauer Alpen). — *Diss. Natwiss. Fak. Univ. München*, 102 S., 3 Abb., 9 Taf., 1 geol. Kt., München (Bamberger Photodruck/Rodenbusch) 1966.
- FRECH, F.: Die Korallenfauna der Trias. I. Die Korallen der juvavischen Triasprovinz (Zlambachsichten, Hallstätterkalke, Rhät). — *Palaeontographica*, 37, 1–116, 73 Abb., 1 Tab., Taf. 1–21, Stuttgart 1890.

- Nachträge zu den Cephalopoden und Zweischalern der Bakonyer Trias (Werfener und Cassianer Estherienschichten). — Res. wiss. Erforsch. Balatonsee, 1. Bd., 2. Teil, Anhang: Paläont., III. Bd., Abh. V, 1–30, 30 Abb., Wien (Hölzel) 1911.
- Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. — Result. wiss. Erforsch. Balatonsees, 1. Bd., 1. Teil, Anhang, Paläont., II. Bd., II. Teil, 1–138, 140 Abb., Wien (Hölzel) 1912 a.
- Die Leitfossilien der Werfener Schichten und Nachträge zur Fauna des Muschelkalkes der Cassianer und Raibler Schichten, sowie des Rhät und des Dachsteindolomites. — Res. wiss. Erforsch. Balatonsee, 1. Bd., 1. Teil, Anhang: Paläontol., II. Bd., VI. Teil, 1–96, 16 Taf., Wien 1912 b.
- FUCHS, Th.: Über die Entstehung der Aptychenkalke. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 76 (1877), 329–334, Wien 1878.
- Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten? — N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd. 2, 487–584, Stuttgart 1883.
- Der Gießhühler Sandstein und die Flyschgrenze bei Wien. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 108, 612–616, Wien 1899.
- FUCHS, W.: Über Ursprung und Phylogenie der Trias-„Globigerinen“ und die Bedeutung dieses Formenkreises für das echte Plankton. — Verh. Geol. B.-A., 1967, 135–176, 3 Abb., 8 Taf., Wien 1967.
- Eine bemerkenswerte, tieferes Apt belegende Foraminiferenfauna aus den konglomeratreichen Oberen Roßfeldschichten von Grabenwald (Salzburg). — Verh. Geol. B.-A., 1968, 87–97, 1 Abb., Taf. 1–4, Wien 1968.
- Eine alpine, tiefliassische Foraminiferenfauna von Hernstein in Niederösterreich. — Verh. Geol. B.-A., 1970, 66–145, 2 Abb., Taf. 1–10, Wien 1970.
- FUGGER, E.: Das Blühnbachtal. — Jb. Geol. R.-A., 57, 91–114, 9 Abb., Wien 1907 a.
- Die Salzburger Ebene und der Untersberg. — Jb. Geol. R.-A., 57, 455–528, 6 Abb., Wien 1907 b.
- Das Tennengebirge. — Jb. Geol. R.-A., 64 (1914), 369–442, 5 Abb., Taf. 20, Wien 1915.
- FURLANI-CORNELIUS, M.: Stratigraphische Studien in Nordtirol. — Verh. Geol. St.-A., 1921, 90–94, 1 Abb., Wien 1921.
- GABL, G.: Geologische Untersuchungen in der westlichen Fortsetzung der Mitterberger Kupfererzlagstätte. — Archiv Lagerstättenforsch. Ostalpen, 2, 2–31, Abb. 5–8, 1 Taf., 1 geol. Kt., Leoben 1964.
- GANSS, O.: Zur Geologie des westlichen Toten Gebirges. — Jb. Geol. B.-A., 87, 331–375, 7 Abb., Taf. 14–16, Wien 1937.
- Geologische Exkursion in die Berchtesgadener Alpen. — Geol. Bavarica, 6, 72–90, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 2–5, Beil. 3, München 1951 a.
- Exkursion in die Berchtesgadener Alpen. — Z. dt. geol. Ges., 102 (1950), 353–366, 3 Abb., Hannover 1951 b.
- Sedimentation und Tektonik in den Kalkalpen zwischen Schliersee und dem Inntal. — Z. dt. geol. Ges., 102 (1950), 203–211, 1 Abb., Taf. 5–6, Hannover 1951 c.
- Geologie des Blattes Bergen. — Geol. Bavarica, 26, 164 S., 7 Abb., 6 Beil., 1 geol. Kt. 1 : 25.000, München 1956.
- GANSS, O. & KNIPSCHER, H.: Das Alter der Nierentaler und Zwieselalmschichten des Beckens von Gosau. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 99, 361–378, 1 Kt., Taf. 23–24, Stuttgart 1954.
- Nochmals: Zur Altersstellung der Nierentaler Schichten. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1956, 290–297, Stuttgart 1956.
- GANSS, O., KÜMEL, F. & SPENGLER, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. — Wiss. Alpenvereinsh., 15, 82 S., 3 Abb., Taf. 1–6, 1 geol. Kt., Innsbruck 1954.
- GARRISON, R. E.: Jurassic and early Cretaceous sedimentation in the Unken valley area, Austria. — Unveröff. Diss. Geol. Dept. Univ. Princeton, 193 S., 28 Abb., 22 Taf., Princeton 1964.
- Pelagic limestones of the Oberalm beds (Upper Jurassic – Lower Cretaceous), Austrian Alps. — Bull. Canad. Petroleum Geol., 15, 21–49, 8 Abb., Taf. 1–4, Calgary 1967.

- GARRISON, R. E. & FISCHER, A. G.: Deep-water Limestones and Radiolarites of the alpine Jurassic. – S. 20–56, 22 Abb. [In:] FRIEDMAN, G. M. [Hrsg.]: Depositional Environments in Carbonate Rocks. A symposium. – Spec. Public. Soc. Econ. Paleont. Mineralogists, 14, Tulsa 1969.
- GASCHÉ, E.: Cephalopoden aus dem Hydasp (der unteren Mitteltrias) der Nördlichen Kalkalpen Oberösterreichs. – Cbl. Miner. etc., Abt. B, 1938, 207–224, Stuttgart 1938.
- Ein Crinoidkelch aus dem Hydasp der Nördlichen Kalkalpen Oberösterreichs. – N. Jb. Miner., B, Abh., Beil.-Bd. 80, 72–112, 20 Abb., Taf. 4, Stuttgart 1939.
- GATTINGER, T.: Geologie und Baugeschichte des Schneecalpenstollens der I. Wiener Hochquellenleitung (Steiermark-Niederösterreich). – Abh. Geol. B.-A., 30, 60 S., 52 Abb., 7 Beil., Wien 1973.
- GERMANN, K.: Diagenetic patterns in the Wettersteinkalk (Ladinian, Middle Trias), Northern Limestone Alps, Bavaria and Tyrol. – J. Sedimentary Petrol., 38, 490–500, 17 Abb., Tulsa 1968.
- Reworked dolomite crusts in the Wettersteinkalk (Ladinian, Alpine Triassic) as indicators of early supratidal dolomitization and lithification. – Sedimentology, 12, 257–277, 13 Abb., Amsterdam 1969.
- Mangan-Eisen-führende Knollen und Krusten in jurassischen Rotkalken der Nördlichen Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1971, 133–156, 7 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1971.
- Verbreitung und Entstehung Mangan-reicher Gesteine im Jura der Nördlichen Kalkalpen. – Tscherma's Min. Petr. Mitt., (3) 17, 123–150, 8 Abb., Wien-New York 1972.
- Deposition of Manganese and iron carbonates and silicates in Liassic marks of the Northern Limestone Alps (Kalkalpen). – Int. Union Geol. Sci., ser. A., 3, Ores in Sediments, 129–138, 4 Abb., 2 Tab., Berlin (Springer) 1973.
- GERMANN, K. & WALDVOGEL, F.: Mineralparagenesen und Metallgehalte der „Manganschiefer“ (unteres Toarcian) in den Allgäu-Schichten der Allgäuer und Lechtaler Alpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 139, 316–345, 10 Abb., 4 Tab., Stuttgart 1971.
- GERTH, H.: Ein neuer Fund eines Scaphiten in den unteren Gosauergeln der Gosau und seine stratigraphische Bedeutung. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1956, 433–438, 1 Abb., Stuttgart 1957.
- Neue Ammonitenfunde in den Gosauschichten der Gosau und ihre stratigraphische Bedeutung. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 112, 119–142, 4 Abb., 1 Tab., Taf. 24, Stuttgart 1961.
- GESSNER, D.: Gliederung der Reiflinger Kalke an der Typlokalität Großreifling a. d. Enns (Nördliche Kalkalpen). – Z. dt. geol. Ges., 116 (1964), 696–708, 5 Tab., Taf. 7–8, Hannover 1966.
- GEYER, G.: Über die liasischen Cephalopoden der Hierlatz bei Hallstatt. – Abh. Geol. R.-A., 12, S. 213–287, Taf. 1–4, Wien 1886.
- Beiträge zur Geologie der Mürzthaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. – Jb. Geol. R.-A., 39 (1889), 497–784, 18 Abb., Taf. 13, Wien 1889 a.
- Über die liasischen Brachiopoden des Hierlatz bei Hallstatt. – Abh. Geol. R.-A., 15, H. 1, 1–88, 2 Tab., Taf. 1–9, Wien 1889 b.
- Die mittelliasische Cephalopoden-Fauna des Hinter-Schafberges in Oberösterreich. – Abh. Geol. R.-A., 15, H. 4, 1–76, 1 Tab., Taf. 1–9, Wien 1893.
- Über die Granitklippe mit dem Leopold von Buch-Denkmal im Pechgraben bei Weyer. – Vh. Geol. R.-A., 1904, 363–390, 1 Abb., Wien 1904.
- Über die Gosaubildungen des unteren Ennstales und ihre Beziehungen zum Kreideflysch. – Verh. Geol. R.-A., 1907, 55–76, Fig. 1–2, Wien 1907.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte ... Gaming und Mariazell. – 34 S., Wien (Geol. R.-A.) 1908.
- Aus der Umgebung von Molln, Leonstein und Klaus im Steyrtale. – Verh. Geol. R.-A., 1909, 129–143, 2 Abb., Wien 1909.
- Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. – Jb. Geol. R.-A., 59 (1909), 29–100, 3 Abb., Taf. 2, Wien 1910 a.

- Aus den Kalkalpen zwischen dem Steyr- und dem Almtale in Oberösterreich. — Verh. Geol. R.-A., 1910, 169–195, 2 Abb., Wien 1910 b.
- Über die Kalkalpen zwischen dem Almtale und dem Traungebiet. — Verh. Geol. R.-A., 1911, 67–86, 2 Abb., Wien 1911 a.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte . . . Weyer. — 60 S., Wien (Geol. R.-A.) 1911 b.
- Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. — Verh. Geol. R.-A., 1913, 267–309, 2 Abb., Wien 1913.
- Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im steirischen Salzkammergut. — Jb. Geol. R.-A., 65 (1915), 178–232, 2 Abb., Taf. 1–2, Wien 1916 a.
- [In:] VACEK, M. & GEYER, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte Liezen. — 58 S., Wien (Geol. R.-A.) 1916 b.
- [In:] G. GEYER & O. ABEL: Erläuterungen zur Geologischen Karte . . . Kirchdorf. — 66 S., Wien (Geol. R.-A.), 1918.
- GEYSSANT, J. R. & GEYER, O. F.: Rhyncholithes du Jurassique supérieur subbétique d'Espagne. — Paläont. Z., 46, 151–179, 10 Abb., 11 Tab., Taf. 23–25, Stuttgart 1972.
- GIFSE, P.: Ergebnisse der bisherigen seismischen Messungen in den Alpen etc. — Max Richter-Festschrift, 271–290, 11 Abb., Clausthal-Zellerfeld 1965.
- GILITZER, G.: Geologischer Aufbau des Reiteralpegebirges im Berchtesgadener Land. — Geognost. Jahresh., 25 (1912), 161–227, 22 Abb., 4 Taf., München 1913.
- GLAESSNER, M.: Eine Crustaceenfauna aus den Lunzer Schichten Niederösterreichs. — Jb. Geol. B.-A., 81, 467–486, 8 Abb., Taf. 15–17, Wien 1931.
- GOETEL, W.: Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subalpinen Zone in der Tatra. — Bull. Acad. Sci. Crac., m.-n., Sér. A., math. sci., 1916, 222 S., Taf. 7–12, Krakau 1917.
- GORJANOVIC-KRAMBERGER, K.: Die obertriadische Fischfauna von Hallein in Salzburg. — Bcitr. Paläont. Geol. Österr. Ungarn Orient, 18, 193–224, 20 Abb., 4 Tab., Taf. 17–21, Wien 1905.
- GOTTSCHLING, H.: Zur Geologie und Stratigraphie der Losensteiner Kreidemulde im Raume Stiedelsbach-Pechgraben (Ennstal, O.-Ö.). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 114 S., 2 Abb., 28 Taf., Wien 1971.
- GÖTZINGER, G.: Zur Frage des Alters der Oberflächenform der östlichen Kalkhochalpen. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 56, 39–57, 4 Abb., 2 Taf., Wien 1913 a.
- Neue Funde von Augensteinen auf den östlichen Kalkhochalpenplateaus. — Verh. Geol. R.-A., 1913, 61–65, 1 Abb., Wien 1913 b.
- Weitere neue Funde von Augensteinen auf den östlichen Kalkhochalpenplateaus. 2. Mitt. — Verh. Geol. R.-A., 1915, 272–284, 1 Abb., Wien 1915.
- GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H. & VETTERS, H.: Geologische Karte der Umgebung von Wien, 1 : 75.000, Wien (Geol. B.-A.) 1952.
- GRANT-MACKIE, J. & ZAPPE, H.: Otapiria (Monotidae, Bivalvia) aus den Zlambach-Schichten des Salzkammergutes, O.-Ö. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 110 (1973), 45–49, Wien 1974.
- GREILING, L.: Die Entstehung von Knollenkalken in eu- und miogeosynklinalen Gebieten. — Geol. Rdsch., 56, 336–340, Stuttgart 1967.
- GROTTENTHALER, W.: Die Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Salzach und Phyrnpaß. — Auszug Diss. Fak. Allg. Wiss. Techn. Univ. München, 23 S., 1 Abb., 1 Taf., München (Photodruck) 1972.
- GRUBINGER, H.: Geologie und Tektonik der Tennengebirgs-Südseite. — Kober-Festschrift, 148–158, Taf. 1–2, Wien (Hollinek) 1953.
- GRUSS, H.: Exhalativ-sedimentäre Mangankarbonatlagerstätten etc. — N. Jb. Miner. Abh., 92, 47–107, Stuttgart 1958.
- Vulkanogen-sedimentäre Mangankarbonatlagerstätten der Nördlichen Kalkalpen. — Schr. Ges. dt. Metallhütten- und Bergleute, 22, 87–93, Clausthal-Zellerfeld, 1969.
- GUGENBERGER, O.: Über einige unbekanntere Cephalopoden aus der karnisch-norischen Mischfauna des Feuerkogels bei Aussee. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 137, 113–122, Taf. 1, Wien 1928.

- Obertriadische Cephalopoden und Brachiopoden des Plackles auf der Hohen Wand. — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 66, 54–56, Wien 1929.
- Die obertriadische Fauna des Plackles auf der Hohen Wand (Niederösterreich). III. Gastropoden. — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 70, 103–104, Wien 1933.
- GÜMBEL, C. W.: Beiträge zur geognostischen Kenntniss von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. — Jb. Geol. R.-A., 7, 1–39, 17 Abb., Wien 1856.
- Untersuchungen in den bayerischen Alpen zwischen der Isar und Salzach. — Jb. Geol. R.-A., 8, 146–151, 1 Abb., Wien 1857.
- Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — XX, 950 S., 25 Abb., 42 Profilaf., 5 geol. Kt., 1 Taf., Gotha (Perthes) 1861.
- Die Dachsteinbivalve (*Megalodon triquetra*) und ihre alpinen Verwandten. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 45, 325–377, Taf. 1–7, Wien 1862.
- Foraminiferen in den Cassianer und Raibler Schichten. — Verh. Geol. R.-A., 1868, 275–276, Wien 1868.
- Über Foraminiferen, Ostracoden und mikroskopische Thier-Überreste in den St. Cassianer und Raibler Schichten. — Jb. Geol. R.-A., 19, 175–186, Taf. 5–6, Wien 1869.
- Die geognostische Durchforschung Bayerns. — Festschr. Akad. Wiss. München, 1877, 80 S., München 1877.
- GWINNER, M. P.: Geologie der Alpen. — 477 S., 394 Abb., Stuttgart (E. Schweizerbart) 1971.
- HAAS, O.: Über einen Cephalopodenfund im oberen Jura des Losers bei Alt-Aussee. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 1, 385–395, Taf. 14, Wien 1908.
- Bericht über neue Aufsammlungen in den Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Alt-Aussee. — Beitr. Paläont. Geol. Österr. Ungarn Orient, 22, 143–167, Taf. 5–6, Wien 1909.
- HABER, G.: Bau und Entstehung der bayerischen Alpen. — 206 S., 16 Abb., München (Beck) 1934.
- HABERFELNER, E.: Zur Genesis der Bauxite in den Alpen und Dinariden. — Berg- und Hüttenmänn. Mh., 96, 62–69, 7 Abb., Wien 1951.
- HABERFELNER, J. & H.: Die Trias in den Alpen mit ihren kohlenführenden Lunzer Schichten und deren bergmännische Bedeutung. — 18 S., 1 Tab., Scheibbs (R. Radinger) 1902.
- HAGN, H.: Das Alter der Konglomerate des Tratenbachs bei Lenggries (Bayr. Alpen). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1951, 103–118, Stuttgart 1951.
- Zur Altersfrage der Nierentaler Schichten im Becken von Gosau. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1955, 16–30, Stuttgart 1955.
- Das Profil des Beckens von Gosau (österreichische Kalkalpen) in mikropaläontologischer Sicht. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 94, 31–67, 1 Tab., Wien 1957.
- Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. — Geol. Bavarica, 44, 3–208, 10 Abb., 1 Tab., Taf. 1–12, München 1960.
- Klassische und neue Aufschlüsse mit Faunen der Oberkreide und des Tertiärs in den östlichen Bayerischen Alpen und angrenzenden Gebieten. — Paläont. Z., 35, 146–170, 14 Abb., Stuttgart 1961.
- Das Alttertiär der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., 7, 245–320, 3 Abb., 1 Tab., München 1967.
- *Haddonella heissigi* n. sp., ein bemerkenswerter Sandschaler (Foram.) aus dem Obereozän der Bayerischen Kalkalpen. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., 8, 3–50, 8 Abb., Taf. 1–3, München 1968.
- Über Gosau-Gerölle mit Großforaminiferen der höchsten Oberkreide aus der Subalpinen Molasse des bayerischen Alpenvorlandes. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., 11, 17–32, Taf. 4, München 1971.
- HAGN, H., HERM, D. & KLÖREN, Ch.: *Erymnaria rauschi* n. sp. (Brach.) aus der Gosau des Untersberg-Vorlandes (Land Salzburg, Österreich). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., 8, 99–116, 5 Abb., Taf. 8–11, München 1968.
- HAGN, H., HÖLZL, O. & HRUBESCH, K.: Zur Gliederung des Oligozäns im östlichen Oberbayern und in Nordtirol. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1962, 423–447, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1962.

- HAGN, H. & ZEIL, W.: Globotruncanen aus dem Ober-Cenoman und Unter-Turon der Bayerischen Alpen. – *Ecl. geol. Helv.*, 47, 1–60, 3 Abb., 1 Tab., Taf. 1–7, Basel 1954.
- HAHN, F. F.: Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. 1. und 2. Teil. – *Jb. Geol. R.-A.*, 60, 1. Teil: 311–420, 20 Abb., Taf. 16–17; 2. Teil: 637–712, 16 Abb., Taf. 23–26, Wien 1910.
- Neue Funde in nordalpinem Lias der Achenseegegend und bei Ehrwald. – *N. Jb. Miner. etc.*, Beil.-Bd. 32, 535–577, 1 Abb., Taf. 20–21, Stuttgart 1911.
 - Versuch zu einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österreichischen Traun. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1912, 337–344, 1 Abb., Wien 1912.
 - Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofer und Diesbachtal. – *Jb. Geol. R.-A.*, 63, 1–76, 6 Abb., Taf. 1–3, Wien 1913 a.
 - Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 6, 238–357 und 374–501, 6 Abb., Taf. 11–17, Wien 1913 b.
 - Ergebnisse neuer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. 3. Die Kalkalpen Südbayerns. – *Geol. Rdsch.*, 5, 112–145, 1 Abb., Leipzig 1914.
- HADINGER, W.: Bericht über die Geognostische Übersichts-Karte der Österreichischen Monarchie. – 43 S., Wien (Hof- u. Staats-Druckerei) 1847.
- HALLAM, A.: Sedimentology and palaeogeographic significance of certain red limestones and associated beds in the Lias of the Alpine region. – *Scottish J. Geol.*, 3, 195–220, 5 Abb., Taf. 1–2, Edinburgh 1967.
- Evaluation of bathymetric criteria for the mediterranean Jurassic. – *Annales Inst. geol. publ. hungar.*, 54, fasc. 2, 63–69, Budapest 1971.
- HAMMER, W.: Die Erzführung des Verrucano in Westtirol. – *Verh. Geol. St.-A.*, 1920, 77–88, Wien 1920.
- HANIEL, C. A.: Vorläufige Mitteilungen über das Vorkommen von Gosaukreide südlich des Hohen Lichts. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1908, 362, Wien 1908.
- HANZLIKOVÁ, E.: Carpathian Upper Cretaceous Foraminiferida of Moravia (Turonian-Maastriatian). – *Rozpravy ústř. ústavu geol.*, 39, 160 S., 5 Abb., 40 Taf., Praha 1972.
- HARGRAVES, R. B. & FISCHER, A. G.: Remanent magnetism in Jurassic red limestones and radiolarites from the Alps. – *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 2, 34–41, 3 Abb., 2 Tab., Bristol 1959.
- HARSCHE, W.: Zur Sedimentologie und Paläogeographie der Raibler Schichten (Ober-Trias) im Westteil der Nördlichen Kalkalpen. – *Z. dt. geol. Ges.*, 121 (1969), 253–272, 4 Abb., 1 Taf., Hannover 1970.
- HAUER, F. v.: Die Cephalopoden des Salzkammergutes aus der Sammlung seiner Durchlaucht, des Fürsten von Metternich. – 48 S., 11 Taf., Wien (Braumüller & Seidl) 1846 a.
- Über die Cephalopoden des Muschelmarmors von Bleiberg. – *Haidingers naturwiss. Abh.*, 1, 21–30, Taf. 1, Wien 1846 b.
 - Neue Cephalopoden aus dem rothen Marmor von Aussee. – *Haidingers naturwiss. Abh.*, 1, 257–277, Taf. 7–9, Wien 1847.
 - Cephalopoden vom Roßfeld. – *Haidingers Berichte Mitth. Freunde Naturwiss. Wien*, 3, 476–480, Wien 1848.
 - Über die geognostischen Verhältnisse des Nordabhanges der nordöstlichen Alpen zwischen Wien und Salzburg. – *Jb. Geol. R.-A.*, 1, 17–60, Wien 1850 a.
 - Über neue Cephalopoden aus den Marmorschichten von Hallstatt und Aussee. – *Haidingers naturwiss. Abh.*, 3, 1–26, 1 Tab., Taf. 1–6, Wien 1850 b.
 - Über die Gliederung der geschichteten Gebirgsbildungen in den östlichen Alpen und den Karpathen. – *Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I*, 4, 247–315, Wien 1850 c.
 - Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. – *Jb. Geol. R.-A.*, 4, 715–784, 8 Abb., 8 Tab., Wien 1853.
 - Beiträge zur Kenntniss der Capricornier der österreichischen Alpen. – *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl.*, 13, 94–121, 1 Tab., Taf. 1–3, Wien 1854 a.
 - Über einige unsymmetrische Ammoniten aus den Hierlatz-Schichten. – *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl.*, 13, 401–410, 1 Taf., Wien 1854 b.

- Beiträge zur Kenntniss der Cephalopoden-Fauna der Hallstätter Schichten. — Dkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., **9**, 141—166, 1 Tab., Taf. 1—5, Wien 1855.
- Über die Cephalopoden aus dem Lias der nordöstlichen Alpen. — Dkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., **11**, 1—86, 6 Tab., Taf. 1—25, Wien 1856 a.
- Allgemeiner Bericht über die geologischen Arbeiten . . . im Sommer 1855. — Jb. Geol. R.-A., **6**, 741—749, Wien 1856 b.
- Über die Cephalopoden der Gosauschichten. — Hauers Beitr. Palaeont. Österr., **1**, H. 1, 7—14, Taf. 1—3, Wien 1858.
- Nachtrag zur Kenntniss der Cephalopoden-Fauna der Hallstätter Schichten. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., **41**, 113—147, Taf. 1—5, Wien 1860.
- Die Cephalopoden der unteren Trias der Alpen. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., **52**, 605—640, 1 Tab., Taf. 1—3, Wien 1865 a.
- Choristoceras. Eine neue Cephalopodensippe aus den Kössener Schichten. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., Abt. I, **52**, 654—660, Taf. 1, Wien 1865 b.
- Neue Cephalopoden aus den Gosauschichten der Alpen. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., Abt. I, **53**, 300—308, Taf. 1—2, Wien 1866.
- Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie (Blatt IX, XI und XII). — Jb. Geol. R.-A., **22**, 149—228, Wien 1872.
- Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntniss der Bodenbeschaffenheit der Österr.-Ungar. Monarchie. 1. Aufl. — 681 S., 658 Abb., Wien (Hölder) 1875.
- HAUERSTEIN, G.: Zur Stratigraphie der Mitteltrias südwestlich der Kampenwand (Chiemgauer Alpen). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., **4**, 71—92, 4 Abb., Taf. 12, München 1964.
- HAUERSTEIN, G. & WAGNER, W.: Polyacne Spongiennadeln aus der Mitteltrias der Chiemgauer Alpen. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., **6**, 9—12, 3 Abb., München 1966.
- HAUG, É. & LUGEON, M.: Sur l'existence dans le Salzkammergut de quatre nappes de charriage superposées. — Comptes rend. hebd. séanc. Acad. Sci., **139**, 892—894, Paris 1904.
- HAUSER, L.: Ein Diabasvorkommen im Gutensteinerkalk bei Mariazell. — Zbl. Miner. etc., 1942, Abt. A, 151—160, 2 Abb., Stuttgart 1942.
- HÄUSLER, H.: Vorläufiger Bericht über ein Vorkommen von oberjurassischem Cephalopoden im Gebiet des Bärenfeuchter Mölbings bei Wörschach. — Mitt. Reichsstelle Bodenforsch. Zweigst. Wien, **1**, 315—317, Wien 1941.
- Zur Tektonik des Grimming. — Mitt. R.-A. Bodenforsch. Wien, **5**, 19—53, 14 Abb., 1 Tab., 2 Kt., Wien 1943.
- HEDBERG, H. D. [Hrsg.]: An International Guide to Stratigraphic Classification, Terminology, and Usage. — Lethaia, **5**, 283—295, Oslo 1972.
- HEINRICH, A.: Vorläufige Mitteilung über eine Cephalopodenfauna aus den Hallstätterkalken des Feuerkogels am Röthelstein bei Aussee etc. — Verh. Geol. R.-A., **1909**, 337—347, Wien 1909.
- HEISSEL, W.: Geologie der Vilser Alpen. — Jb. Geol. B.-A., **87**, 235—273, 1 Tab., Taf. 11—12, 1 geol. Kt., Wien 1937.
- Die geologischen Verhältnisse am Westende des Mitterberger Kupfererzerganges (Salzburg). — Jb. Geol. B.-A., **90** (1945), 117—127, Taf. 1—3, Wien 1947.
- Grauwackenzone der Salzburger Alpen. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. A (1950—1951), 71—76, Taf. 12, Wien 1951 a.
- Das Kaisergebirge. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. A, 113—116, Abb. 6—7, Taf. 18, Wien 1951 b.
- Das Unterinntaler Tertiär. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. A, 116—119, Taf. 18, Wien 1951 c.
- Beiträge zur Tertiär-Stratigraphie und Quartärgeologie des Unterinntales. — Jb. Geol. B.-A., **94** (1949—1951), 207—221, 14 Abb., Taf. 21—22, Wien 1951 d.
- Über Baufragen der Salzburger Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., **1952**, 224—231, Wien 1952.
- Zur Stratigraphie und Tektonik des Hochkönig (Salzburg). — Jb. Geol. B.-A., **96**, 344 bis 356, 1 Abb., Taf. 14, Wien 1953.
- Die grünen Werfener Schichten von Mitterberg (Salzburg). — Tschemmaks miner. petrogr. Mitt., (3) **4**, 338—349, 1 Abb., Wien 1954.
- Die „Hochalpenüberschiebung“ und die Braunciscnerzlagerstätten von Werfen-Bischofs-hofen (Salzburg). — Jb. Geol. B.-A., **98**, 183—201, 3 Abb., Taf. 11—12, Wien 1955.

- Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärgebietes. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **48** (1955), 49–70, 1 Taf., Wien 1957.
- Die Großtektonik der westlichen Grauwackenzone und deren Vererzung, mit besonderem Bezug auf Mitterteck. — Erzmetall, **21**, 227–231, 4 Abb., Stuttgart 1968.
- Verrucano in Westösterreich. — Verh. Geol. B.-A., 1972, 79–81, Wien 1972.
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R. et al.: Geologische Karte des Rätikon, Vorarlberg 1 : 25.000. — Wien (Geol. B.-A.) 1965.
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R. & SCHMIDEGG, O.: Geologische Karte des Walgtaus 1 : 25.000. — Wien (Geol. B.-A.) 1967.
- HEITZER, I.: Die Radiolarienfauna der mitteljurassischen Kieselmergel im Sonnwendgebirge. — Jb. Geol. B.-A., **80**, 381–406, 1 Tab., Taf. 27–29, Wien 1930.
- HELMCKE, D. & PFLAUMANN, U.: Zur „Transgression“ der mittleren Kreide im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Vorarlberg, Österreich). — *Geologica et Palaeont.*, **5**, 149–163, 2 Abb., Taf. 1–2, Marburg 1971.
- HERM, D.: Die Schichten der Oberkreide (Untere, Mittlere und Obere Gosau) im Becken von Reichenhall (Bayrische/Salzbürger Alpen). — *Z. dt. geol. Ges.*, **113** (1961), 320–338, 4 Abb., Hannover 1962 a.
- Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und im Nierental. — *Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., N. F.*, **104**, 119 S., 9 Abb., 11 Taf., München 1962 b.
- HERM, D., BUTT, A. & IBRAHIM, H.: Die paläogeographische Entwicklung der inneralpinen Oberkreide östlich und westlich des Inntales. — *Ber. Arbeitsbespr. Geotraverse IA Salzburg* [Hrsg. H. BÖGEL], 35–38, München (Inst. Geol. T. H., hektograph.) 1973.
- HERTLE, L.: Lilienfeld-Bayerbach. — *Jb. Geol. R.-A.*, **15**, 451–552, 28 Abb., Wien 1865.
- HERTWECK, G.: Das Fenster von Ödenhof im Sierningtal (Niederösterreich). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.* Wien, **9**, 35–52, Taf. 8–9, Wien 1958.
- Die Geologie der Otscherdecke im Gebiete der Triesting und der Piesting usw. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.* Wien, **12**, 3–84, Taf. 1–6, Wien 1961.
- HILLEBRANDT, A. v.: Das Alttertiär im Becken von Reichenhall und Salzburg (Nördliche Kalkalpen). — *Z. dt. geol. Ges.*, **113** (1961), 339–358, 7 Abb., Hannover 1962 a.
- Das Paleozän und seine Foraminiferenfauna im Becken von Reichenhall und Salzburg. — *Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., N. F.* **108**, 182 S., 12 Abb., 15 Taf., München 1962 b.
- Foraminiferen-Stratigraphie im Alttertiär von Zumaya etc. und ein Vergleich mit anderen Tethys-Gebieten. — *Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., N. F.* **123**, 62 S., 3 Kt., 3 Prof., 5 Tab., München 1965.
- HILTERMANN, H.: Zur Entwicklung der Benthos-Foraminifere Bolivinoides. — S. 198–223, Tab. 1–2, Taf. 1–4 — [in:] *Evolutionary Trends in Foraminifera*. Amsterdam (Elsevier) 1963.
- HILTERMANN, H. & KOCH, W.: Oberkreide des nördlichen Mitteleuropa. — S. 299–338, [in:] SIMON, W. & BARTENSTEIN, H. [Hrsg.]: *Leitfossilien der Mikropaläontologie*. — 432 S., 27 Abb., 22 Tab., 61 Taf., Berlin (Borntraeger) 1962.
- HINTE, J. E. v.: Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). — *Jb. Geol. B.-A., Sdb.* **8**, 147 S., 15 Abb., 6 Tab., 4 Beil., 24 Taf., Wien 1963.
- Remarks on the Kainach Gosau (Styria, Austria). — *Proceed. kon. Nederl. Akad. Wetensch.*, ser. B, **68**, No. 2, 72–92, 1 Abb., Taf. 1–4, Amsterdam 1965.
- The Cretaceous time scale and Planctonic-Foraminiferal zones. — *Proceed. kon. nederl. Akad. Wetens.*, ser. B, **75**, No. 1, 1–8, 1 Abb., Amsterdam 1972.
- HIRSCH, F.: Étude stratigraphique du Trias moyen de la région de l'Arberg (Alpes du Lechtal, Autriche). — *Thèse Fac. Sci. Univ. Zurich*, 87 S., zahlr. Abb. und Kt., Zurich (Offset-Express/Genève) 1966.
- Contribution à l'étude micropaléontologique du trias etc. — *Archives sci. soc. phys. hist. nat. Genève*, **22**, 83–90, 1 Abb., 1 Taf., Genève 1969.

- HIRSCHBERG, K. & JACOBSHAGEN, V.: Stratigraphische Kondensation in Adneten Kalken am Rötstein bei Filzmoos (Salzburger Kalkalpen). – Verh. Geol. B.-A., 1965, 33–42, 1 Abb., Wien 1965.
- HÖCK, V. & SCHLAGER, W.: Einsedimentierte Großschollen in den jurassischen Strubberg-breccien des Tennengebirges (Salzburg). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 101, 228–229, Wien 1964.
- HOERNES, R.: Materialien zu einer Monographie der Gattung *Megadolus* etc. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 40, 91–126, 8 Abb., Taf. 1–7, Wien 1880.
- HOFMANN, E.: Florenbilder aus der Vorwelt Österreichs. – [In:] KÜPPER, H. et al. [Hrsg.]: Skizzen zum Antlitz der Erde/Kober-Festschrift, S. 287–302, Wien (Hollinek) 1953.
- HOHENEGGER, J. & LOBITZER, H.: Die Foraminiferen-Verteilung in einem obertriadischen Karbonatplattform-Becken-Komplex der östlichen Nördlichen Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1971, 458–485, 4 Abb., Taf. 1–3, Wien 1971.
- HÖLDER, H.: Jura. Handbuch der stratigraphischen Geologie, 4. Bd., 603 S., 158 Abb., 43 Tab., Stuttgart (Enke) 1964.
- HÖLLER, H.: Ein vulkanischer Tuff aus den Reiflinger Kalken, E von Groß-Reifling. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 100, 323–324, Wien 1963.
- HOLSER, W. & KAPLAN, R.: Isotope Geochemistry of Sedimentary Sulfates. – Chemical Geology, 1, 93–135, 8 Abb., Amsterdam 1966.
- HOLZER, H.-L.: Stratigraphie und Lithologie der Jura-Kreide-Folge im nördlichen Pechgraben-Steinbruch (O.-Ö.). – Mitt. natw. Ver. Steiermark, 98, 47–57, 4 Abb., 1 Taf., Graz 1968.
- Agglutinierte Foraminiferen des Oberjura und Neokom aus den östlichen Nördlichen Kalkalpen. – *Geologica et Palaeontol.*, 3, 97–121, 15 Abb., 4 Tab., 2 Taf., Marburg 1969.
- HÖRNES, M.: Über die Gastropoden und Acephalen der Hallstätter Schichten. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., 9, 33–54, Taf. 1–2, Wien 1855.
- Über einige neue Gastropoden aus den östlichen Alpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., 10, 173–178, Taf. 1–3, Wien 1856 a.
- Über Gastropoden aus der Trias der Alpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., 12, 21–34, Taf. 1–3, Wien 1856 b.
- HÖTZL, H.: Zur Kenntnis der Tressenstein-Kalke (Ober-Jura, Nördliche Kalkalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 123, 281–310, 10 Abb., 4 Tab., Taf. 32–36, Stuttgart 1966.
- HRUBESCH, K.: Die santone Gosau-Landschneckenfauna von Glanegg bei Salzburg. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., 5, 83–120, 5 Taf., München 1965 a.
- Gosau-Landschnecken des Coniac von Unterlaussa bei Windisch-Garsten, Oberösterreich. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., 5, 121–126, 1 Taf., München 1965 b.
- HUCKRIEDE, R.: Die Kreideschiefer bei Kaisers und Holzgau in den Lechtaler Alpen (Apt-Unteres Cenoman). – Verh. Geol. B.-A., 1958, S. 71–86, Wien 1958 a.
- Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. – *Paläont. Z.*, 32, 141–175, 1 Tab., Taf. 10–14, Stuttgart 1958 b.
- Das sogenannte Klesenzafenster in den Vorarlberger Kalkalpen. – *Notizbl. Hess. L.-A. Bodenforsch.*, 87, 227–238, 4 Abb., Wiesbaden 1958 c.
- Die Eisenspitze am Kalkalpensüdrand. – *Z. dt. Geol. Ges.*, 111 (1959), 410–433, 4 Abb., Hannover 1959 a.
- Trias, Jura und tiefere Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). *Verh. Geol. B.-A.*, 1959, 44–92, 1 Abb., Wien 1959 b.
- Rhyncholithen-Anreicherung (Oxfordium) an der Basis des Älteren Radiolarits der Salzburger Kalkalpen. – *Geologica et Palaeont.*, 5, 131–147, 2 Abb., 1 Taf., Marburg 1971.
- HUDSON, J. D. & JENKINS, H. C.: Conglomerats in the Adnet Limestones of Adnet (Austria) and the origin of the "Scheck". – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1969, 552–558, 2 Abb., Stuttgart 1969.
- HUENE, F. v.: Das Alter des Verrucano auf Grund zahlreicher Reptilfahrten. – *Eclogae geol. Helv.*, 33, 184–185, Basel 1940.
- ICHIKAWA, K.: Zur Taxonomie und Phylogenie der triadischen „Pteriidae“ (Lamellibranch.). – *Palaeontographica*, 111, Abt. A, 131–212, 7 Abb., 4 Tab., Taf. 21–24, Stuttgart 1958.

- JACOBSHAGEN, V.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Jura-Fleckenmergel im südöstlichen Allgäu. – Notizbl. hess. L.-A. Bodenforsch., 87, 208–226, 3 Abb., 1 Tab., Wiesbaden 1958.
- Zur Gliederung der mediterranen Trias. I. Die Grenze Ladin/Karn. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1961, 477–483, 2 Tab., Stuttgart 1961 b.
- Lias und Dogger im West-Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Geologia Romana*, 3, 303–318, 13 Abb., 1 Tab., Rom 1964.
- Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. – Jb. Geol. B.-A., 108, 1–114, 3 Abb., 2 Tab., 13 Taf., Wien 1965.
- Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. – Jb. Vorarlberger Landesmus.-Ver., 1966, 324–326, Bregenz 1966.
- JACOBSHAGEN, V. & OTTE, O.: Zur Stellung der Arosa-Zone im Allgäu und im Bregenzer Wald (Ostalpen). – *Geologica et Palaeont.*, 2, 97–107, 5 Abb., Marburg 1968.
- JAKSCH, K.: Zur Geologie der Landschaft um Schwendt am Nordostrand des Kaisergebirges (Tirol). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1964, 211–222, Wien 1964.
- Aptychen aus dem Neokom zwischen Kaisergebirge und Saalach. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1968, 105–125, 100 Abb., 1 Tab., Wien 1968.
- JANCIK, R.: Ichthyosaurier-Funde bei Salzburg (Glasenbachklamm, Oberostalpiner Lias). – *Ber. Haus Natur Salzburg*, B, 1972, H. 3, 24–28, Taf. 1, Salzburg 1972.
- JANOSCHEK, R.: Das Tertiär in Österreich. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 56 (1963), H. 2, 319–360, 1 Tab., Wien 1964.
- JANOSCHEK, W.: Bericht 1964 über Aufnahmen am Südrand des Toten Gebirges auf Blatt 97 (Mitterndorf) und Blatt 98 (Liez). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1965, A 31–32, Wien 1965.
- Oberkreide und Alttertiär im Bereich von Wörschach (Ennstal, Steiermark) etc. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1968, 138–155, 3 Abb., Wien 1968.
- JEFFERIES, R. & MINTON, P.: The mode of life of two Jurassic species of „*Posidonia*“ (Bivalvia). – *Palaeontology*, 8, 156–185, 12 Abb., London 1965.
- JELETZKY, J. & ZAPFE, H.: Coleoid and Orthocerid Cephalopods of the Rhaetian Zlambach Marl from the Fischerwiese near Aussee, Styria (Austria). – *Ann. Nathist. Mus. Wien*, 71, 69–106, 4 Taf., 1 Abb., Wien 1967.
- JENKYN, H. C.: Fossil Manganese Nodules from the West Sicilian Jurassic. – *Eclogae geol. Helv.*, 63, 741–774, 24 Abb., 1 Tab., Basel 1970.
- Speculations on the Genesis of Crinoidal Limestones in the Tethyan Jurassic. – *Geol. Rdsch.*, 60, 471–488, 9 Abb., Stuttgart 1971 a.
- The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic. – *Lethaia*, 4, 327–352, 11 Abb., Oslo 1971 b.
- Pelagic „Oolites“ from the Tethyan Jurassic. – *J. Geol.*, 80, 21–33, 8 Abb., Chicago 1972.
- JERZ, H.: Zur Paläogeographie der Raibler Schichten in den westlichen Nordalpen. – *Z. dt. geol. Ges.*, 116 (1964), 427–439, 9 Abb., Hannover 1965.
- Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). – *Geologica Bavarica*, 56, 3–102, 32 Abb., 2 Tab., 1 Taf., München 1966.
- JERZ, H. & ULRICH, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt 8533/8633 Mittenwald (erschien. 1966 mit Profiltaf.). – 152 S., 21 Abb., 2 Tab., 2 Beil., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1966.
- JOHN, C. v.: Über Eruptivgesteine aus dem Salzkammergut. – *Jb. Geol. R.-A.*, 49, 247–258, Wien 1899.
- JURGAN, H.: Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. – *Geol. Rdsch.*, 58, 464–501, 15 Abb., Stuttgart 1969.
- KALTENEGGER, W., PREISINGER, A. & RÖGL, F.: Paläotemperaturbestimmungen an aragonit-schaligen Mollusken aus dem alpinen Mesozoikum. – *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 10, 273–285, 1 Abb., 2 Tab., Amsterdam 1971.
- KAMPTNER, E.: Über ein Vorkommen der Dasycladaceen-Spezies *Griphoporella curvata* (Gümbel) Pia in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1956, 143–146, Wien 1956.

- KAPOUNEK, J. & HORVATH, S.: Die Bohrung Schönkirchen Tief 32 etc. – *Erdoel-Erdgas-Z.*, **84**, 396–407, 6 Abb., 5 Tab., Wien-Hamburg 1968.
- KAPOUNEK, J., KAUFMANN, A. et al.: Die Erdöllagerstätte Schönkirchen Tief im alpin-karpatischen Beckenuntergrund. – *Erdoel-Z.*, **80**, 305–317, 12 Abb., 1 Tab., Wien-Hamburg 1964.
- KAPOUNEK, J., KÖBL, L. & WEINBERGER, F.: Results of new exploration in the basement of the Vienna Basin. – *Proceed. Sixth World Petrol. Congr.*, sect. 1, 205–220, 10 Abb., 5 Tab., Frankfurt/Main 1963.
- KAPOUNEK, J., KRÖLL, A. et al.: Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandssockels der Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. B.-A.*, **110**, 73–91, 1 Tab., Taf. 1–4, Wien 1967.
- KARRER, F.: Über ein neues Vorkommen von oberer Kreideformation in Leitzersdorf bei Stockerau und deren Foraminiferen-Fauna. – *Jb. Geol. R.-A.*, **20**, 157–184, Taf. 10–11, Wien 1870.
- KEFERSTEIN, Ch.: Darstellung der allgemeinen geognostischen Verhältnisse von Teutschland. – *Teutschland geognost.-geol. dargestellt*, **1**, 1–252, 4 Beil.-Taf. (geol. Ktn.), Weimar 1821 a.
- Reisebemerkungen über Tyrol und einige angränzende Gegenden. – *Teutschland geognost.-geolog. betrachtet*, **1**, 253–448, 2 Abb., 1 Profiltaf. (Taf. 5), Weimar 1821 b.
- Beobachtungen und Ansichten über die geognostischen Verhältnisse der nördlichen Kalk-Alpenkette in Oesterreich und Baiern etc. – *Teutschland geognost.-geolog. dargestellt*, **5**, H. 3, 425–570, 5 Abb., Weimar 1828.
- KARNER-MARILAUN, F.: Das Klimazeugnis der Gosauformation. – *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. II a*, **143**, 267–284, Wien 1934.
- KIESLINGER, A.: Eine Meduse aus der alpinen Trias. – *N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd.* **51**, 494–502, 2 Abb., Taf. 14, Stuttgart 1925.
- Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. – 436 S., 127 Abb., 2 Beil.-Taf., Salzburg (Bergland-Buch) 1964.
- KIPARISSOWA, L. & POPOW, Ju.: Rastshlenenije nishnego otdela triassowoi sistemy na jarussy. – *Doklad. Akad. Nauk. SSSR*, **109**, H. 4, 842–845, Moskwa 1959.
- KIRCHMAYER, M.: Einige geologische Untersuchungen im Grünauer Becken und in der Kasberggruppe in Oberösterreich. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **4**, 3–28, 2 Abb., Wien 1956.
- Zur Geologie des Grünauer Beckens (O.-Ö.) und seiner Umrahmung. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **8**, 44–59, Taf. 8–16, Wien 1957 a.
- Durch Mikrofossilien belegte Grüne Schichten im norischen Hauptdolomit in Oberösterreich. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1957**, 234–239, 2 Abb., Wien 1957 b.
- Die Triasbasis im Becken von Grünau im Almtal (Oberösterreich). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1957**, 29–37, 1 Abb., Stuttgart 1957 c.
- KITTL, E.: Salzkammergut. – *Exk.-führer 9. Intern. Geol. Kongr.*, **4**, 118 S., 14 Abb., 3 Tab., 1 geol. Kt., Wien 1903.
- Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. – *Res. wiss. Erforsch. Balatonsee*, **1** Bd., 1. Tl., Anhang: *Palaeont.*, II. Bd., IV. Teil, 1–229, Taf. 1–10, Wien 1912 a.
- Trias-Gastropoden des Bakonyer Waldes. – *Res. wiss. Erforsch. Balatonsee*, **1** Bd., 1. Teil, Anhang: *Palaeont.*, II. Bd., V. Teil, S. 1–58, Taf. 1–3, Wien 1912 b.
- Halorellenkalk vom Vorderen Gosausee. – *Annalen Naturhist. Hofmus. Wien*, **30**, 51–54, Taf. 3, Wien 1916.
- KLASZ, I. de: Einige neue oder wenig bekannte Foraminiferen aus der helvetischen Oberkreide der bayerischen Alpen südlich Traunstein (Oberbayern). – *Geologica Bavarica*, **17**, 223–244, Taf. 4–7, München 1953 a.
- On the foraminiferal genus *Gublerina* KIKOINE. – *Geologica Bavarica*, **17**, 245–251, Taf. 8, München 1953 b.
- Stratigraphie der helvetischen Zone. [In:] O. GANSS: *Geologie des Blattes Bergen*. – *Geologica Bavarica*, **26**, 42–72, Tab. 1, München 1956.
- Zur Kenntnis der ostalpinen Oberkreidestratigraphie. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1956**, 410–419, Stuttgart 1957.
- KLASZ, I. de & KNIPSCHER, H.: Die Foraminiferenart *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI). – *Geol. Jb.*, **69**, 599–610, 1 Tab., Taf. 45, Hannover 1954.

- KLAUS, W.: Mikrosporen-Stratigraphie der ostalpinen Salzberge. – Verh. Geol. B.-A., 1953, 161–175, 3 Abb., 1 Tab., Wien 1953.
- Über die Sporendiagnose des deutschen Zechsteinsalzes und des alpinen Salzgebirges. – Z. dt. geol. Ges., 105 (1953), 776–788, 3 Abb., Taf. 33–34, Hannover 1955.
- Bericht 1957 aus dem Laboratorium für Palynologie. – Verh. Geol. B.-A., 1958, 298–299, Wien 1958.
- Sporenfunde in der karnischen Stufe der alpinen Trias. – Verh. Geol. B.-A., 1959, 160–163, 1 Tab., Wien 1959.
- Sporen der karnischen Stufe der ostalpinen Trias. – Jb. Geol. B.-A., Sdb. 5, 107–184, 14 Abb., Taf. 28–38, Wien 1960.
- Sporen aus dem südalpinen Perm: Vergleichsstudie für die Gliederung nordalpiner Salzserien. – Jb. Geol. B.-A., 106, 229–361, 38 Abb., Taf. 1–20, Wien 1963.
- Zur sporenstratigraphischen Einstufung von gipsführenden Schichten in Bohrungen. – Erdööl-Z., 80, 119–132, Taf. 1–4, Wien-Hamburg 1964.
- Bericht 1964 aus dem Laboratorium für Palynologie. – Verh. Geol. B.-A., 1965, A 66, Wien 1965 a.
- Zur Einstufung alpiner Salztone mittels Sporen. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 288–292, 1 Abb., Wien 1965 b.
- Zwei Pflanzenreste der alpinen Trias mit ihren Sporen (Luedkisporites und Decussatisporites). – Verh. Geol. B.-A., 1966, 172–177, Wien 1966.
- Möglichkeiten der Stratigraphie im „Permoskyth“. – Verh. Geol. B.-A., 1972, 33–34, Wien 1972.
- Zur Aufbereitungstechnik und Stratigraphie von Trias-Sporen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21 (1972), 427–435, 2 Abb., Innsbruck 1973.
- KLAUS-GOTTSCHLING, H.: Vorläufiger Bericht über geologische Neuaufnahmen in der Losensteiner Kreidemulde (Ennstal, O.-Ö.). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 105 (1968), 97–100, Wien 1969.
- KLEBELSBERG, R. v.: Trias-Ammoniten aus dem südlichen Karwendelgebirge. – Verh. Geol. St.-A., 1920, 185–189, Wien 1920.
- Geologie von Tirol. – 872 S., 11 Beil., 1 geol. Kt., Berlin (Borntraeger) 1935.
- Otto Ampferers geologisches Lebenswerk. – Jb. Geol. B.-A., 92 (1947), 93–116, 1 Abb., Wien 1949.
- KLINGHARDT, F.: Das geologische Alter der Riffe des Lattengebirges (Süd-Bayern). – Z. dt. geol. Ges., 91, 131–140, 2 Abb., Taf. 2–3, Berlin 1939.
- Das Krönner Riff (Gosauschichten) im Lattengebirge. – Mitt. Geol. Ges. Wien (Mitt. Alpenländ. geol. Ver.) 35 (1942), 179–214, 5 Abb., Taf. 1–5, Wien 1944.
- KLIPSTEIN, A. v.: Beiträge zur geologischen Kenntniss der östlichen Alpen. – 311 S., 1 Tab., 21 Taf. (0–20), Gießen (Heyer) 1843.
- KLOIBER, H. G.: Das Becken von Gosau (O.-Ö.) und sein Rahmen. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 154 S., zahlr. Beil., Wien 1966.
- KNAUER, J.: Geologische Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. – Geognost. Jh., 18 (1905), 73–112, 6 Abb., 1 Profiltaf., 1 geol. Kt., München 1907.
- KNER, R.: Die fossilen Fische der Asphalt-schiefer von Seefeld in Tirol. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 54, 303–334, 1 Abb., Taf. 1–6, Wien 1866.
- Die fossilen Fische der Asphalt-schiefer von Seefeld in Tirol. Nachtrag 1 und 2. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 56, 898–913, Taf. 1–4, Wien 1867.
- KOBEI, M.: Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der kalkalpinen Mitteltrias (Anisian und Ladinian) des Rätikon etc. – Mitt. Geol. Inst. T.H. Zürich, N. F. 118, 149 S., 17 Abb., 1 + 12 Taf., 2 Beil.-Taf., Zürich 1969.
- Erläuterungen zur Tektonik des Rätikon mit spezieller Berücksichtigung des Kalkalpenanteils. – Jb. Vorarlbg. Landesmuseum Ver., 1968/69, 245–260, 2 Abb., 4 Taf., Bregenz (abgeschl. 1969) 1972.
- KOBER, L.: Untersuchungen über den Aufbau der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 4, 63–116, Taf. 2–5, Wien 1911 a.

- Über Bau und Entstehung der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 5 (1912), 368–481, Taf. 8–14, Wien 1912 a.
- Bau und Entstehung der Alpen. 1. Aufl., 283 S., 102 Abb., 8 Taf., Berlin (Borntraeger) 1923.
- Zur Geologie des Salzkammergutes. — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 67, 10–12, Wien 1927.
- Der Hallstätter Salzberg. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 138, 35–45, Wien 1929.
- Der geologische Aufbau Österreichs. — 204 S., 20 Abb., 1 Taf., Wien (Springer) 1938.
- Der Hallstätter Salzberg und der Hallstätter Erbstollen. — Berg- und Hüttenmänn. Mh., 95, 165–171, 3 Abb., Wien 1950.
- Bau und Entstehung der Alpen. 2. Aufl. — 379 S., 100 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1955.
- KOCH, K. E.: Die Vererbung der Krabachmasse östlich von Zürs am Arlberg. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenforsch., 87, 202–207, 2 Abb., Taf. 17, Wiesbaden 1958.
- Zur Tektonik der Krabachmasse und ihrer Umgebung (Lechtaler Alpen). — Z. dt. geol. Ges., 116 (1964), 620–650, 27 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Hannover 1966.
- KOCH, K. E. & W. STENDEL-RUTKOWSKI: Faziesuntersuchungen in Jura und Unterkreide der westlichen Lechtaler Alpen. — Vh. Geol. B.-A., 1959, 179–201, 4 Abb., 2 Taf., Wien 1959.
- KOCKEL, C. W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 15 (1922), 63–168, 4 Abb., Wien 1923.
- Der Falkensteinzug im östlichen Allgäu — eine Deckenmulde. — Geol. Rdsch., 26, 153–154, 2 Abb., Stuttgart 1935.
- KOCKEL, C. W., RICHTER, M. & STEINMANN, H. G.: Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. — Wiss. Veröff. Dt. Österr. Alpenver., 10, 231 S., 57 Abb., 17 Taf., Innsbruck 1931.
- KOCKEL, C. W., SCHMIDT-TIOMÉ, P. & CUSTODIS, A.: Der Falkensteinzug im östlichen Allgäu. — N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd., 76, Abt. B, 161–191, 5 Abb., 2 Beil.-Taf., Stuttgart 1936.
- KOHN-ZANINETTI, L.: Les Foraminifères du Trias de la Région de l'Almtal (Haute-Autriche). — Jb. Geol. B.-A., Sdb. 14, 1–155, 44 Abb., 12 Taf., Wien 1969.
- KOKEN, E.: Die Gastropoden der Schichten mit *Arcestes Studeri*. — Jb. Geol. R.-A., 44 (1884), 441–458, 12 Abb., Wien 1895.
- Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. — Jb. Geol. R.-A., 46 (1896), 37–126, 31 Abb., 1 Tab., Wien 1897 a.
- Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. — Abh. Geol. R.-A., 17, H. 4, 1–112, 31 Abb., 23 Taf., Wien 1897 b.
- KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVÁ, V.: Récentes trouvailles d'Ammonoidés dans le Trias des Karpates occidentales. — Geol. Sbornik slov. Akad. vied, 11, 105–110, Bratislava 1960.
- Die Ammonoiden Cephalopoden aus der Trias der Slowakei. 1. Teil. — Geol. Sbornik, 12, 203–260, Bratislava 1961.
- Cephalopodenfaunen und Stratigraphie der Trias der Westkarpaten. — Geol. Sbornik slov. Akad. vied, 18, 267–275, 1 Abb., 1 Tab., Bratislava 1967.
- KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVÁ, V. & KOCHANOVÁ, M.: Molluskenfauna des Bleskový Prameň bei Drnava (Nur, Westkarpaten). — 236 S., 66 Abb., 28 Taf., Bratislava (Slovak. Akademie Wiss.) 1973.
- KOLLMANN, H.: Zur stratigraphischen Gliederung der Gosauschichten von Gams. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 13 (1962), 189–212, 3 Tab., Wien 1963.
- Stratigraphie und Tektonik des Gosabeckens von Gams (Steiermark, Österreich). — Jb. Geol. B.-A., 107, 71–159, 5 Abb., Taf. 1–4, Wien 1964 a.
- Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich), VII. Funde von *Heterastridium conglobatum* REUSS (*Heterastridiidae*, Hydrozoa) im Dachstein-Riffkalk und ihre stratigraphische Bedeutung. — Verh. Geol. B.-A., 1964, 181 bis 187, 1 Abb., 2 Tab., Wien 1964 b.
- Actaeonellen (*Gastropoda*) aus der ostalpinen Oberkreide. — Annalen Naturhist. Mus. Wien, 68, 243–262, 2 Abb., Taf. 1–4, Wien 1965.

- Die Gattung *Trochacta* in der ostalpinen Oberkreide. — *Annalen Naturhist. Mus. Wien*, 71, 199–261, 7 Abb., 9 Taf., Wien 1967.
- Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (O.-Ö.). — *Verh. Geol. B.-A.*, 1968, 126–137, Taf. 1–2, Wien 1968 a.
- Itruvien (*Iticriidae*, *Gastropoda*) aus dem Wiener Raum. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 60 (1967), 13–22, 1 Taf., Wien 1968 b.
- KOLLMANN, H. & KURAT, G.: Zur Strontiumverteilung im Riff und den anschließenden Gebieten des Gosaukammes. — *Annalen Naturhist. Mus. Wien*, 74, 409–415, 3 Abb., Wien 1970.
- KOLLMANN, K.: Ostracoden aus der alpinen Trias Österreichs. I. *Parabairdia* n. g. und *Ptychobairdia* n. g. (*Bairdiidae*). — *Jb. Geol. B.-A.*, Sdb. 5, 79–105, 3 Abb., Taf. 22–27, Wien 1960.
- Ostracoden aus der alpinen Trias II. Weitere *Bairdiidae*. — *Jb. Geol. B.-A.*, 106, 121–203, 8 Abb., 3 Tab., Taf. 1–11, Wien 1963.
- KOSSMAT, F.: Umgebung von Raibl (Kärnten). — *Führer geol. Exk. Österreich*, 9. Int. Geol. Congr., H. 11, Exk. 44, 12 S., 1 Abb., Wien (Hollinek) 1903.
- Geologische Spezialkarte etc. 1 : 75.000, Blatt Wiener Neustadt. — Wien (Geol. R.-A.) 1916.
- KOVÁCS, L.: Manganausscheidung in den jurassischen Ammonitenmeeren. — *Mitt. Fak. Berging. Geo-Ing. Techn. Univ.-Fak. Sopron*, 19, 1–8, Sopron 1956.
- KOZUR, H.: Zur Verwertbarkeit von Conodonten, Ostracoden und ökologisch-fazielle Untersuchungen in der Trias. — *Geol. Zbornik-Geol. Carpathica*, 22, 105–130, 1 Tab., Taf. 1–6, Bratislava 1971 a.
- Die *Bairdiacea* der Trias. Teil I–III. — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 1, H. 3, 5, 6; 27, 21, 28 Seiten; 3, 2, 2 Taf., Innsbruck 1971 b.
- Die Conodontengattung *Metapolygnatus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 2, H. 11, 1–37, 1 Tab., Taf. 1–7, Innsbruck 1972.
- Vorläufige Mitteilungen zur Parallelsierung der germanischen und tethyalen Trias sowie einige Bemerkungen zur Stufen- und Unterstufengliederung der Trias. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, 361–412, 1 Tab., Innsbruck (1972) 1973 a.
- Die Bedeutung triassischer Ostracoden für stratigraphische und paläoökologische Untersuchungen. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, 623–660, 3 Abb., 2 Tab., Taf. 1–3, Innsbruck (1972) 1973 b.
- Die Bedeutung der triassischen *Scolocodonta* insbesondere für die Taxonomie und Phylogenie der fossilen *Eunidica* [sic!]. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21 (1972), 745–776, 9 Abb., 2 Tab., Taf. 1, Innsbruck 1973 c.
- Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 3, H. 1, 1–30, 1 Abb., 2 Tab., Taf. 1–3, Innsbruck 1973 d.
- KOZUR, H. & MOCK, R.: Neue Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 2, H. 4, 1–20, 1 Abb., Taf. 1–3, Innsbruck 1972.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Neue Conodonten aus der Trias. — *Ber. Nat.-Med. Ver. Innsbruck*, 58, 429–464, Taf. 1–4, Innsbruck 1970 a.
- *Holothuriensklerite* aus der Unter- und Mitteltrias des Germanischen Beckens und Alpenen Raumes sowie deren stratigraphische Bedeutung. — *Festbd. Geol. Inst. 300-J.-Feier Univ. Innsbruck*, 361–398, Tab. 1–2, Taf. 1–5, Innsbruck 1970 b.
- Probleme der Conodontenforschung der Trias. — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 1, H. 4, 1–19, Taf. 1–2, Innsbruck 1971.
- Die Conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert. I. Die „Zahnreihen-Conodonten“ der Mittel- und Obertrias. — *Abh. Geol. B.-A.*, 28, H. 1, 36 S., 1 Abb., Taf. 1–15, Wien 1972 a.
- *Holothuriensklerite* und Conodonten aus der Mittel- und Obertrias von Köveskál (Balatonhochland, Ungarn). — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 1 (1971), H. 10, 1–36, 6 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Innsbruck 1972 b.
- Die Bedeutung der Mikrofossilien für stratigraphische, paläontologische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21 (1972), 341 bis 360, Innsbruck 1973 a.

- Die Bedeutung der Conodonten für stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21 (1972), 777–810, 3 Tab., Taf. 1–4, Innsbruck 1973 b.
- Mikroproblematika aus Lösungsrückständen triassischer Kalke und deren stratigraphische Bedeutung. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21 (1972), 989–1012, 1 Tab., Taf. 1–6, Innsbruck 1973 c.
- KOZUR, H. & NICKLAS, L.: Ostracoden aus dem Plattenkalk-Niveau des Hauptdolomites (Rhätikon). — Festbd. Geol. Inst. 300-J.-Feier Univ. Innsbruck, 309–320, 3 Abb., Taf. 1–3, Innsbruck 1970.
- KOZUR, H. & ORAVECZ-SCHEFFER, A.: Neue Ostracoden-Arten aus dem Rhät Ungarns. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 2, H. 3, 1–14, 6 Abb., Innsbruck 1972.
- KRANZ, J. & SCHNEIDER, H.-J.: Versuch einer sedimentpetrographischen und geochemischen Kennzeichnung von Leitschichten in Pb-Zn-erzhaltigen Oberladin etc. — Arbeitsbespr. Bericht Geotraverse IA, [Hrsg.] H. BÖGEL, S. 18–19, München (hektographiert am Inst. Geol. T. H.) 1973.
- KRASSER, F.: Über die fossile Kreideflora von Grünbach in Niederösterreich. — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 43, 41–43, Wien 1906.
- Die Diagnosen der von D. Stur in der obertriadischen Flora der Lunzer Schichten als Marattiaceenarten unterschiedenen Farne. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 118, 13–43, Wien 1909.
- Zur Kenntnis der fossilen Flora der Lunzer Schichten. — Jb. Geol. R.-A., 59 (1909), 101–126, Wien 1910.
- Studien über die fertile Region der Cycadophyten aus den Lunzer Schichten etc. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 94, 489–454, 3 Abb., 1 Tab., Taf. 1–4, Wien 1918.
- KRAUS, E.: Die Baugeschichte der Alpen. — 1. Teil: 552 S., 138 Abb., 16 + 5 Taf.; 2. Teil: 489 S., 123 Abb., 11 Taf., Berlin (Akademie-Verlag) 1951.
- KRAUS, O.: Die Raibler Schichten des Drauzuges etc. — Jb. Geol. B.-A., 112, 81–152, 18 Abb., Taf. 1–7, Wien 1969.
- KRAUS, O. & OTTE, E.: Eine ladinische Riff-Fauna im Dobratsch-Gipfelkalk (Kärnten, Österreich) und Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug. — Mitt. Geol. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 8, 263–290, 3 Abb., Taf. 17–20, München 1968.
- KRAUS, O. & SCHMIDT-THOMÉ, P.: Faziesverteilung in der alpinen Trias des Heiterwand-Gebietes (östliche Lechtaler Alpen, Tirol). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1967, 117–127, 3 Abb., Stuttgart 1967.
- KRÄUSEL, R.: Über einige Pflanzen aus dem Keuper von Lunz (Nieder-Österreich). — Jb. preuß. geol. L.-A., 41, 192–209, 3 Taf., Berlin 1921.
- KRAUTER, E.: Zur Frage der Reliefüberschiebung am Staner Joch (Östliches Karwendel, Tirol). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 60 (1967), 23–64, 10 Abb., 2 Taf., Wien 1968.
- Zur Genese rauhackiger Breccien der alpinen Trias an Beispielen aus der Schweiz und Österreich. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 1, H. 7, 1–12, 5 Abb., Innsbruck 1971.
- KRETSCHMER, A.: Norische Conodonten aus den Kössener Schichten bei Adnet (Salzburg). — Anz. Österr. Akad. Wiss., 110 (1973), 93–96, 1 Abb., Wien 1974.
- KRISTAN, E.: Neues vom Puchberger Becken, Odenhof-Fenster und Semmering-Mesozoikum. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 4, 43–46, Wien 1956.
- Ophthalmitidae und Tetraaxinae (Foraminifera) aus dem Rhät der Hohen Wand in Nieder-Österreich. — Jb. Geol. B.-A., 100, 269–298, 4 Abb., Taf. 22–27, Wien 1957.
- Geologie der Hohen Wand und des Miesenbachtals (Niederösterreich). — Jb. Geol. B.-A., 101, 249–291, 3 Abb., Taf. 22–23, Wien 1958.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Rotaliidea (Foraminifera) aus der Trias der Ostalpen. — Jb. Geol. B.-A., Sdb. 5, 47–78, 2 Abb., Taf. 7–21, Wien 1960.
- Stratigraphisch wertvolle Mikrofossilien aus dem Oberjura und Neokom der nördlichen Kalkalpen. — Erdol.-Z., 78, 637–649, 1 Abb., Taf. 1–3, Wien-Hamburg 1962.
- Holothurien-Sklerite aus der Trias der Ostalpen. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 172, 351–380, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1963.

- Beiträge zur Mikrofauna des Rhät, I. und II. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 14 (1963), 125–147, Abb. 1–4, Wien 1964 a.
- Die Foraminiferen aus den rhätischen Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Aussee im Salzkammergut. – Jb. Geol. B.-A., Sdb. 10, 189 S., 6 Abb., 39 Taf., Wien 1964 b.
- Zur Charakteristik triadischer Mikrofaunen. – Paläont. Z., 38, 66–73, 3 Abb., Taf. 6–7, Stuttgart 1964 c.
- Zur stratigraphischen Reichweite der Ptychobairdien und Anisobairdien (Ostracoden) in der alpinen Trias. – Geologica et Palaeont., 3, 81–95, 4 Abb., 3 Taf., Marburg 1969.
- Einige neue Bairdien (Ostracoda) aus der alpinen Trias. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 135, 268–310, 5 Abb., Taf. 33–37, Stuttgart 1970 a.
- Beiträge zur Mikrofauna des Rhät III. Foraminiferen aus dem Rhät des Königsbergzuges bei Göstling (Nieder-Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, 1–14, 6 Abb., Wien 1970 b.
- Die Osteocrinuszufazies, ein Leithorizont von Schwebecrinoiden im Oberladin-Unterkarn der Tethys. – Erdoel und Kohle, 23, 781–789, 13 Abb., 1 Taf., Hamburg 1970 c.
- *Torohealdia* n. gen., eine charakteristische Ostracodengattung aus der obersten alpinen Trias. – Erdoel-Erdgas-Z., 87, 50–54, Taf. 1, Wien 1971 a.
- Zur phylogenetischen und stratigraphischen Stellung der triadischen Healdiiden (Ostracoda). – Erdoel-Erdgas-Z., 87, 428–438, 5 Abb., Wien-Hamburg 1971 b.
- Weitere Beobachtungen an skulptierten Bairdiidae (Ostrac.) der alpinen Trias. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 139, 57–81, 5 Abb., Stuttgart 1971 c.
- Die obertriadischen Arten der Ostracoden-Gattung *Kerocythere* KOZUR & NICKLAS 1970, und ihr stratigraphischer Wert. – Erdoel-Erdgas-Z., 88, 43–49, 2 Abb., Wien-Hamburg 1972 a.
- Eine neue triadische Foraminiferen-Gattung der Saccamminidae. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1972, 527–537, 4 Abb., Stuttgart 1972 b.
- Zur phylogenetischen und stratigraphischen Stellung der triadischen Healdiiden (Ostracoda) II. – Erdoel-Erdgas-Z., 89, 150–155, 3 Abb., Taf. 1–2, Wien-Hamburg 1973 a.
- Zur Ausbildung des Schließmuskelfeldes bei triadischen Cytherellidae (Ostracoda). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1973, 351–373, 9 Abb., Stuttgart 1973 b.
- Neue sandschalige Foraminiferen aus der alpinen Obertrias. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1973, 416–428, 5 Abb., Stuttgart 1973 c.
- Einige neue mesozoische Holothurien-Sklerite. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 65 (1972), 123–136, Taf. 1–5, Wien 1973 d.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & HAMEDANI, A.: Eine spezifische Mikrofaunen-Vergesellschaftung aus den Opponitzer Schichten des Oberkarn der niederösterreichischen Kalkvorlpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 143, 193–222, 13 Abb., Stuttgart 1973.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Die Mürzalpendecke – eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 171, 7–39, Taf. 1, Wien 1962.
- Das mittelostalpine Rhät-Standardprofil aus dem Stangalm-Mesozoikum (Kärnten). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 56 (1963), H. 2, 539–589, Taf. 1–8, Wien 1964.
- Crinoiden aus dem zentralalpinen Anis (Leithagebirge, Thörlers Zug und Radstädter Tauern). – Wiss. Arb. Burgenland, 36, 55 S., 11 Taf., Eisenstadt 1967.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., TOLLMANN, A. & GEYSSANT, J.: Zur Schichtfolge und Fossilführung des zentralalpinen (unterostalpinen) Rhät der Tarntaler Berge in Tirol. – Jb. Geol. B.-A., 112, 1–29, 1 Abb., Taf. 1–7, Wien 1969.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G.: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1. – Erdoel-Erdgas-Z., 83, 342–353, 3 Abb., 1 Taf., Wien-Hamburg 1967.
- Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluß im Wiener Becken. – Erdoel-Erdgas-Z., 1973, 400–413, 7 Abb., Hamburg/Wien 1973.
- KRYSTYN, L.: Zur Conodonten-Stratigraphie in den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 1970, 497–502, 1 Abb., 1 Tab., Wien 1970 a.

- Stratigraphie und Fauna des Klauskalkes (Dogger) im Steinbruch Neumühle, NÖ. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 107, 55–59, 1 Abb., 1 Tab., Wien 1970 b.
- Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Aalenium-Oxford) in den Östlichen Nordalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1971, 486–509, 1 Abb., Taf. 1–3, Wien 1971.
- Die Oberbajocium- und Bathonium-Ammoniten der Klaus-Schichten des Steinbruches Neumühle bei Wien (Österreich). — Annalen Naturhist. Mus. Wien, 76, 195–310, 29 Abb., Taf. 1–24, Wien 1972 a.
- Conodonten im Dachstein-Riffkalk (Nor) des Gosaukammes (Salzburg). — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 1972, 51–54, 1 Abb., Wien 1972 b.
- Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). — Verh. Geol. B.-A., 1973, 113–153, 7 Abb., Taf. 1–5, Wien 1973.
- Probleme der biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranen Obertrias. — Schriftenr. erdwiss. Kommiss. Österr. Akad. Wiss., 2, 137–144, 1 Abb., 1 Tab., Wien 1974 a.
- Die Tirolites-Fauna (Ammonoidea) der Werfener Schichten Europas und ihre stratigraphische Bedeutung. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 183, 29–50, 5 Abb., Taf. 1, Wien 1974 b.
- Zur Grenzzichung Karn-Nor mit Ammoniten und Conodonten. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 1974, 47–53, 1 Abb., Wien 1974 c.
- KRYSZYN, L. & GRUBER, B.: *Daonella lommeli* (WISSMANN) im Hallstätter Kalk der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1974, 279–286, 2 Abb., Wien 1974.
- KRYSZYN, L., SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W.: Stratigraphie und Sedimentationsbild obertriadischer Hallstätterkalke des Salzkammergutes. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 105 (1968), 329–332, Wien 1969.
- Über die Fossil-Lagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 137, 284–304, 9 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1971 a.
- Der Stratotypus des Nor. — Annales Inst. Geol. Publ. Hungarici, 54, fasc. 2, 607–629, 7 Abb., Budapest 1971 b.
- KRYSZYN, L. & SCHLAGER, W.: Der Stratotypus des Tuval. — Annales Inst. Geol. Publ. Hungar., 54, fasc. 2, 591–605, 5 Abb., Budapest 1971.
- KRYSZYN, L. & SCHÖLLNBERGER, W.: Die Hallstätter Trias des Salzkammergutes. — Exkurs-Führer Tagung Paläont. Ges. 1972, 61–106, 7 Abb., 1 Tab., Graz (Paläont. Ges.) 1972.
- KUBANEK, F.: Sedimentologie des alpinen Muschelkalkes (Mitteltrias) am Kalkalpensüdrand zwischen Kufstein (Tirol) und Saalfelden (Salzburg). — Diss. Fak. Allg. Ingenieurwiss. Techn. Univ. Berlin, 202 S., 40 Abb., 6 Beil.-Taf., Berlin (Photodruck Ladewig) 1969.
- KÜHN, O.: Die Echinodermen der Gosauformation. — Annalen Naturhist. Mus. Wien, 39, 177–189, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1925.
- Das Danien der äußeren Klippenzone bei Wien. — Geol. Paläont. Abh., N. F., 17, H. 5, S. 1–84, 18 Abb., 1 Tab., Taf. 1–2, Jena 1930.
- Rudistae. — Fossilium Catalogus, (I) 54, 200 S., Berlin (Junk) 1932.
- Die Hornsteinbreccie des Sonnwendgebirges und ihre Korallenfauna. — Palaeont. Z., 17, 178–204, 2 Abb., Taf. 12, Berlin 1935.
- Ausflug auf den Wuhrbauerkogel. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 30–31 (1937–1938), S. 260, Wien 1939.
- Zur Kenntnis des Rhät von Vorarlberg. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 33 (1940), 111–157, 6 Abb., Taf. 1–2, Wien 1942.
- Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 156, 181–200, Wien 1947.
- Stratigraphie und Paläogeographie der Rudisten. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Abt. B, Beil.-Bd. 70, (1933), 227–250, Taf. 9–10; 78 (1937), 268–284, 9 Abb.; 86 (1942), 450–480, 4 Abb., Taf. 28–30; 89 (1948), 167–194, 13 Abb., Taf. 27; 90 (1949), 267–316, 2 Abb., Taf. 14–15.
- Eine inneralpine Eozänfauna aus Niederösterreich. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 94, 71–76, Wien 1957.
- Die Rudistenfauna von Wietersdorf in Kärnten. — Carinthia (II) 70, 47–50, Klagenfurt 1960.

- Autriche. — Lexique Stratigraphique International, vol. 1, fasc. 8, 646 S., 2 Taf., Paris (Centre Nat. Rech. Sci.) 1962.
- Rudistenhorizonte in den Alpen. — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 102, 245–256, Wien 1965.
- Rudistenhorizonte als ökologische und stratigraphische Indikatoren. — Geol. Rdsch., 56, 186–189, Stuttgart 1967.
- KÜHNEL, J.: Zur tektonischen Stellung des Gölls im Berchtesgadener Land. — Geol. Rdsch., 16, 378–383, 1 Abb., Berlin 1925.
- Geologie des Berchtesgadener Salzberges. — N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. B, 61, 447–559, 6 Abb., Taf. 17–22, Stuttgart 1929.
- KUHNERT, Ch.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Nr. 8432 Oberammergau. — 128 S., 31 Abb., 7 Tab., 16 Beil.-Taf., München (Bayr. Geol. L.-A.) 1967 a.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Nr. 8431 Linderhof. — 99 S., 20 Abb., 2 Tab., 2 Beil.-Taf., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1967 b.
- KUNZ, B.: Eine Fauna aus dem oberen Dogger der niederösterreichischen Kalkvorpalpen (Unterer Reitmauerkalk, Frankenfelder Decke). — Annalen Naturhist. Mus. Wien, 71, 263–293, 2 Abb., Taf. 1–3, Wien 1967.
- KÜPPER, H.: Wien. — Verh. Geol. B.-A., Bundesländerserie, Heft Wien, 206 S., 20 Tab., 23 Abb., 8 Taf., 20 Falttaf., Wien (Geol. B.-A.) 1968 a.
- KÜPPER, H. et al.: Exkursion zur Hohen Wand in den Kalkalpen südlich von Wien. — Exk.-Führer Aches Europ. Mikropal. Koll. Österr., 9–19, 5 Abb., Tab. 2–4, Wien 1963.
- KÜPPER, K.: Stratigraphische Verbreitung der Foraminiferen in einem Profil aus dem Becken von Gosau. — Jb. Geol. B.-A., 99, 273–320, 1 Tab., Taf. 10–11, Wien 1956.
- KUTHAN, M.: Spuren der vulkanischen Tätigkeit in der Mitteltrias des Slowakischen Karstes. — Geol. Prace, 56, 55–74, 1 Abb., Taf. 3–4, Bratislava 1959.
- LACHMANN, R.: Ekzeme als geologische Chronometer. — Z. dt. geol. Ges., B, Mon.-ber., 1912, 553–562, 5 Abb., Berlin 1912.
- LANGE, W.: Der untere Lias am Fonsjoch (östl. Karwendelgebirge) und seine Ammonitenfauna. — Palaeontographica, 102, Abt. A, 49–162, Taf. 8–18, Stuttgart 1952.
- LANGER, J.: Über einige Stücke der Keuper-Flora von Lunz (Niederdonau). — Ber. Reichsamt Bodenforsch. Zweigst. Wien, 1943, 52–58, Wien 1943.
- Über einige Stücke der Liasflora von Steierdorf und der Keuperflora von Lunz. — Jb. Geol. B.-A., 90, 23–33, 1 Abb., Taf. 1–9, Wien 1945.
- LAUER, G.: Der Kalkalpennordrand im Raum von Ybbsitz. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 256 S., Abbn., 10 Beil., Wien 1968.
- Der Kalkalpennordrand im Raume von Ybbsitz. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, 103–130, 2 Abb., Taf. 3–4, Wien 1970.
- LEBLING, Ch., HABER, G. et al.: Geologische Verhältnisse des Gebirges um den Königs-See. — Abh. geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, 20, 1–46, 7 Abb., 1 Profiltaf., 1 geol. Kt., München 1935.
- LECHNER, K. & PLÖCHINGER, B.: Die Manganzlagerstätten Österreichs. — Symposium Manganese 20 Congr. Geol. Intern. Mexico, 5, 299–313, 2 Abb., Mexico 1956.
- LEIN, R.: Zur Cenomantransgression im Raum von Alland (N.-Ö.). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, 15–25, 2 Abb., Wien 1970.
- Stratigraphie und Fazies der Obertrias der Mürztaler Kalkalpen. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 144 S., 25 Abb., 13 Beil., Wien 1972.
- Neue Ergebnisse über die Stellung und Stratigraphie der Hallstätter Zone südlich der Dachsteindecke. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natwiss. Kl., Abt. I, 183, 6 Abb., Wien 1975.
- LEIN, R. & ZAPPE, H.: Ein karnischer ‚Dachsteinkalk‘ mit Pachyodonten in den Mürztalcer Alpen, Steiermark. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 108, 133–139, 2 Abb., Wien 1971.
- LEINE, L.: Rauhacken und ihre Entstehung. — Geol. Rdsch., 60, 488–524, 6 Abb., Stuttgart 1971.

- LEISCHNER, W.: Geologische Neuaufnahme in der Umgebung von Bad Ischl (Ischl- und unteres Rettenbachtal). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 10, 63–94, Taf. 2–6, Wien 1959 a.
- Zur Mikrofazies kalkalpiner Gesteine. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 168, 839–882, 17 Abb., 6 Taf., Wien 1959 b.
- Zur Kenntnis der Mikrofauna und -flora der Salzburger Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 112, 1–47, Taf. 1–14, Stuttgart 1961 a.
- Stratigraphie und Tektonik des Wolfgangseegebietes in den Salzburger Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 53 (1960), 177–208, 2 Abb., 2 Taf., Wien 1961 b.
- LEONARDI, P.: Il trias inferiore delle Venezie. – Mem. Istit. Geol. Univ. Padova, 11, 136 S., 8 Taf., Padova 1935.
- Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave. – 2. Bd., 1025 S., 519 Abb., 74 Taf., Rovereto (Manfrini) 1968.
- LEPSIUS, R.: Das westliche Süd-Tirol, geologisch dargestellt. – 375 S., 12 Abb., zahlr. Prof., 10 Taf., 1 geol. Kt., Berlin (W. Hertz) 1878.
- LEUCHS, K.: Tektonische Untersuchungen im Guffert-Pendlinggebiet (Nordtirol). – N. Jb. Miner. etc., 1921/I, 35–50, Stuttgart 1921 a.
- Geologischer Führer durch die Kalk-Alpen vom Bodensee bis Salzburg und ihr Vorland. – 144 S., 60 Abb., München (Lindauer) 1921 b.
- Der geologische Bau des Wettersteingebirges und seine Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der deutschen Kalkalpen. – Z. dt. geol. Ges., 75 (1923), V 100–V 113, Berlin 1924.
- Über Einflüsse der Triasriffe auf die Liassedimentation in den Nördlichen Kalkalpen. – Senckenbergiana, 7, 247–249, Frankf./M. 1925 a.
- Sphaerocodium im nordalpinen Plattenkalk. – Cbl. Miner. etc., 1925, Abt. B, 5–8, Stuttgart 1925 b.
- Lithogenetische Untersuchungen in den Kalkalpen. – Cbl. Miner. etc., 1925, Abt. B, 213 bis 223, Stuttgart 1925 c.
- Kaisergebirgsdecke und Unterinntaler Tertiär. – Verh. Geol. B.-A., 1925, 75–91, Wien 1926 a.
- Sedimentationsverhältnisse im Mesozoikum der nördlichen Kalkalpen. – Geol. Rdsch., 17, 151–159, Berlin 1926 b.
- Geologie von Bayern. 2. Teil. Bayerische Alpen. – Hdb. Geol. Bodenschätze Dtschld. E. Krenkel [Hrsg.], 2. Abt., 3. Bd., 374 S., 67 Abb., 20 Taf., Berlin (Borntraeger) 1927 a.
- Ganoidenreste aus dem norischen Plattenkalk Nordtirols. – Cbl. Miner. etc., 1927, Abt. B, 539–545, 1 Abb., Stuttgart 1927 b.
- Beiträge zur Lithogenese kalkalpiner Sedimente. I. und II. Teil. – N. Jb. Miner. etc., Beil. Bd., 59, Abt. B, 357–430, Taf. 25–36, Stuttgart 1928.
- Die Oberjura-Breccien des Aalbachtals östlich Tegernsee. – Cbl. Min. etc., Abt. B, 1929, 417–425, Stuttgart 1929.
- Feinschichten, Gleitfaltung, Algenrasen und Trümmerlagen im Wettersteinkalk (Beiträge zur Lithogenese kalkalpiner Sedimente, III. Teil). – Chemie der Erde, 7, 95–112, 8 Abb., Jena 1932.
- Die Beziehungen zwischen Gosau und Flyschfazies. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 156, 167–180, Wien 1947.
- Anisich-ladinische Grenze und ladinische Hallstätter Fazies in den Nordalpen. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 156, 445–459, Wien 1947.
- Orogenese im Kalkalpengebiet in Trias-, Jura- und Unterkreidezeit. – Sitzber. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 157, 39–53, Wien 1948.
- LEUCHS, K. & MOSEBACH, R.: Die spätladinische Hebung. – Zbl. Miner. etc., 1936, 1–12, Stuttgart 1936.
- LEUCHS, K. & UDLUFT, H.: Entstehung und Bedeutung roter Kalke der Berchtesgadener Alpen. – Senckenbergiana, 8, 174–199, Frankfurt/M. 1926.
- LILL v. LILIENBACH, A.: Allgemeine Lagerungs-Beziehungen der Steinsalz-Lagerstätten in den Alpen. – Leonhards Taschenb. ges. Mineral. etc., 22 (= Z. Mineral., 1828), 749–776, Heidelberg 1828.

- Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutung auf die Karpathen. — Leonhard Jb. Mineral., Geognosie etc., **1**, 153–220, Taf. 3, Heidelberg 1830.
- LINDENBERG, H. G.: Die Bolivinen (Foram.) der Häringer Schichten. — Boll. Soc. Palaeont. Ital., **4** (1965), 64–160, 32 Abb., 5 Kt., 4 Beil., Modena 1966.
- LIPOLD, M.: Über 5 geologische Durchschnitte in den Salzburger Alpen. — Jb. Geol. R.-A., **2**, 108–121, 5 Abb., Wien 1851.
- Geologische Stellung der Alpenkalksteine, welche die Dachsteinbivalve enthalten. — Jb. Geol. R.-A., **3**, H. 4, 90–98, Wien 1852.
- Der Salzberg am Dürnberg nächst Hallcin. — Jb. Geol. R.-A., **5**, 590–610, 6 Abb., 1 geol. Kt., Wien 1854.
- Umgebungen von Annaberg, Türrnitz und Lilienfeld. — Verh. Geol. R.-A., **1863**, S. 72, Wien 1863.
- Geologische Profile aus dem Traisenthalc. — Verh. Geol. R.-A., **1864**, 56–57, Wien 1864.
- Das Kohlengebiet in den nordöstlichen Alpen. — Jb. Geol. R.-A., **15**, 1–164, 45 Abb., Taf. 1–2, Wien 1865.
- LOBITZER, H.: Fazielle Untersuchungen an triadischen Karbonatplattform/Becken-Gesteinen des südöstlichen Hochschwabgebietes (Wetterstein- und Reiflinger Kalk, Dachstein- und Aflenzerkalk). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 205 S., 147 Abb., 4 Beil., Wien 1972.
- Fazielle Untersuchungen an triadischen Karbonatplattform/Becken-Gesteinen etc. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **109** (1972), 201–203, Wien 1973.
- LÖCSEI, J.: Die geröllführende Mittelkreide der östlichen Kalkvoralpen (Abschnitt Losenstein-Wien). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 207 S., etl. Abb., 20 Mikrofoss.-Taf., 13 Beil.-Taf., Wien 1970.
- Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvoralpen. — Jahrb. Geol. B.-A., **115**, 17–54, 8 Abb., 1 Tab., 3 Taf. (Beil. 3–5), Wien 1974.
- LÖTTERS, H.: Oberkreide und Tektonik in den Kalkalpen der unteren Enns (Weyerer Bögen-Buch-Denkmal). — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **16**, 85–116, 5 Abb., 1 Taf., Hamburg 1937 a.
- Zur Geologie der Weyerer Bögen, insbesondere der Umgebung des Leopold von Buch-Denkmal. — Jb. oberösterr. Muscalver., **87**, 369–437, 15 Abb., Karte 1:75.000, Linz 1937 b.
- LUPU, D.: Bemerkungen zur Rudistenfauna des Lattenberges (Gosaubecken von Reichenhall, Oberbayern). — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **181**, 51–70, 16 Abb., Taf. 1–5, Wien 1973.
- MAGNÉ, J. & SIGAL, J.: Les Calpionelles du Crétacé inférieur. — Mém. Bur. Rech. Géol. Min., **34**, 461–478, 1 Tab., Paris 1965.
- MARASCHINI, P.: Sulle formazioni delle rocce del Vicentino. — Saggio geologico. 229 S., 8 Taf., Padova (Minerva) 1824.
- MARESCH, O.: Elektronenmikroskopische Untersuchungen von Kalken und Dolomiten. — Verh. Geol. B.-A., **1970**, 648–672, 2 Abb., 1 Tab., Taf. 1–8, Wien 1970.
- MARSCHALCO, R. & PULEC, M.: Sedimentology of the Lunz Beds. — Geol. Sbornik, **18**, 331–344, 8 Abb., Taf. 22–24, Bratislava 1967.
- MARTINI, E.: Standard tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation. — [In:] H. FARINACCI [Hrsg.]: Proceed. II. Plankton Confer. Roma 1970, vol. 2, 739–785, 6 Tab., 4 Taf., Roma (Ed. Tecnoscienza) 1971.
- MATHUR, A.: Der untere Lias in der Hochlerch-Silleck-Mulde (Chiemgauer Alpen). — Mitt. Bayer. Staatssamm. Paläont. etc., **13**, 199–205, 2 Abb., München 1973.
- MAUCHER, A. & SCHNEIDER, H.-J. [Red.]: Entstehung von Blei-Zinkerzlagerstätten in Karbonatgesteinen. — Berg- und Hüttenmänn. Mh., **102**, 225–256, 12 Abb., Wien 1957.
- MAYRHOFER, H.: Beiträge zur Kenntnis des alpinen Salzgebirges. — Z. dt. geol. Ges., **105** (1953), 752–775, 4 Abb., Taf. 31–32, Hannover 1955.
- MEDWENITSCH, W.: Die Geologie der Hallstätterzone von Ischl-Aussee. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **1**, H. 2, 1–27, 1 Kt., 2 Tektonogr., Wien 1949.
- Zum Funde von Halobienschiefern im Erbstollen des Alt-Aussee Erbstollens [recte Salzberges]. — Montan-Rundschau, **4**, 29–32, 1 Abt., Wien 1956.

- Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Alt-Aussee (Salzkammergut). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50 (1957), 133–200, Taf. 1–4, Wien 1958 a.
- Zur Geologie des Halleiner Salzberges. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51 (1958), 197–218, 1 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Wien 1960.
- Die Bedeutung der Grubenaufschlüsse des Halleiner Salzberges für die Geologie des Ostlandes der Berchtesgadener Schubmasse. — Z. dt. geol. Ges., 113 (1961), 463–494, 3 Abb., 2 Tab., Hannover 1962.
- Halleiner Salzberg (Dürrenberg). — Exk.-führer 8. Europ. Mikropaläont. Kolloqu. Österr., 67–81, Abb. 14–15, Taf. 4, Tab. 9, Wien 1963 a.
- Zur Geologie des Halleiner- und Berchtesgadener Salzberges. — Mitt. Natw. Arbgem. Haus Natur Salzburg, 14, 1–13, 2 Abb., Salzburg 1963 b.
- Probleme der alpinen Salzlagerstätten. — Z. dt. geol. Ges., 115 (1963), 863–866, Hannover 1966.
- Salz und Gips im Steirischen Salzkammergut. — Der Bergmann. Der Hüttenmann (Katalog), 125–133, Abb. 22, Taf. 1–2, Graz 1968.
- MILLER, H.: Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. — Z. dt. geol. Ges., 113 (1961), 409–425, 6 Abb., Hannover 1962.
- Gliederung und Altersstellung der jurassischen und unterkretazischen Gesteine am Südrand des Wetterstein-Gebirges etc. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., 3, 51–72, 1 Tab., 2 Abb., München 1963 b.
- Die Mitteltrias der Mieminger Berge mit Vergleichen zum westlichen Wettersteingebirge. — Verh. Geol. B.-A., 1965, 187–212, 1 Tab., 7 Abb., Wien 1965.
- Die Fazies des Partnachkalkes und seiner Äquivalente an der Basis des Wettersteinkalkes etc. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., 11, 267–277, 2 Abb., München 1971.
- Mišík, M.: Die stratigraphische Verbreitung von *Globochaete alpina* LOMBARD. — Geol. Sbornik, 9, 309–316, Taf. 3–4, Bratislava 1959.
- Microfacies of the Mesozoic and Tertiary Limestones of the West Carpathians. — 278 S., 3 Abb., 101 Taf., Bratislava (Slov. Akad. Vied) 1966.
- MOHR, H.: Geologische Nachlese im Raume von Vöstenhof bei Ternitz (N.-Ö.). — Verh. Geol. B.-A., 1960, 119–130, 3 Abb., Wien 1960.
- MOJSISOVICS, E. v.: Über den Malm des Salzkammergutes. — Verh. Geol. R.-A., 1868, 124–128, Wien 1868 a.
- Über Versteinerungen des mittleren Lias vom Hallstätter Salzberg. — Verh. Geol. R.-A., 1868, 10–13, Wien 1868 b.
- Über den Salzberg von Aussee in Steiermark. — Verh. Geol. R.-A., 1868, 224–225, Wien 1868 c.
- Umgebungen von Aussee in Steiermark. Gliederung der dortigen Trias. — Verh. Geol. R.-A., 1868, 256–258, Wien 1868 d.
- Petrefacten-Suiten aus den Umgebungen von Hallstatt und Aussee. — Verh. Geol. R.-A., 1868, S. 15, Wien 1868 e.
- Über die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. — Jb. Geol. R.-A., 19, 90–150, 1 Beil.-Taf., Taf. 2–4, Wien 1869 a.
- Beiträge zur Kenntnis des alpinen Muschelkalkes (Zone des *Arcestes Studeri*). — Jb. Geol. R.-A., 19, 567–594, Taf. 15–19, Wien 1869 b.
- Beiträge zur topischen Geologie der Alpen. 3. Der Rhätikon. — Jb. Geol. R.-A., 23, 137–174, 3 Abb., Taf. 5–6, Wien 1873.
- Faunengebiete und Faciesgebilde der Trias-Periode in den Ost-Alpen. — Jb. Geol. R.-A., 24, 81–134, 5 Abb., 5 Tab., Wien 1874 a.
- Über die triadischen Pelecypodengattungen *Daonella* und *Halobia*. — Abh. Geol. R.-A., 7, H. 2, 1–38, 2 Tab., Taf. 1–5, Wien 1874 b.
- Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien. — 552 S., 110 Abb., 30 Taf., 3 Kt., Wien (Hölder) 1879.
- Über heteropische Verhältnisse im Triasgebiet der lombardischen Alpen. — Jb. Geol. R.-A., 30, 695–718, 1 Tab., Wien 1880.

- Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. — *Abh. Geol. R.-A.*, 10, 322 S., 1 Abb., zahlr. Tab., 94 Taf., Wien 1882.
- Über die geologischen Detailaufnahmen im Salzkammergute. — *Verh. Geol. R.-A.*, 1883, 290–293, Wien 1883.
- Die Hallstätter Entwicklung der Trias. — *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I.*, 101, 769–780, 1 Tab., Wien 1892.
- Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. — *Abh. Geol. R.-A.*, 6, 2. Hälfte (2. Bd.), 835 S., etl. Abb., zahlr. Tab., 130 Taf., Wien 1893.
- Das Gebirge um Hallstatt. 1. Theil. Die Mollusken-Faunen der Zlambach- und Hallstätter Schichten; Suppl.: Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. — *Abh. Geol. R.-A.*, 6, 1. Hälfte. 1. Liefg. (Heft 1), 1–82, 1 Abb., zahlr. Tab., Taf. 1–32, Wien 1873; 2. Liefg. (Heft 2) 83–174, zahlr. Tab., Taf. 33–70, Wien 1875; 3. Liefg. (Suppl.) 175–356, 8 Abb., 2 Tab., Suppl. Taf. 1–23, Wien 1902.
- Übersicht über die geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. — S. 383–391, Fig. 2, [in:] C. DIENER [Hrsg.]: *Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes*. Wien-Leipzig (Tempsky und Freytag) 1903.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte ... Ischl und Hallstatt. Mit geol. Kt. 1 : 75.000. — 60 S., Wien (Geol. R.-A.) 1905.
- MOJSISOVICS, E. v., WAAGEN, W. & DIENER, C.: Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. — *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., Abt. I.*, 104, 1271–1302, 1 Tab., Wien 1895.
- MORLOT, A. v.: Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der nordöstlichen Alpen. — 212 S., 25 Abb., 1 Prof.-Taf., Wien (Braumüller u. Seidel) 1847.
- Die Formationsreihe in den Alpen, insbesondere die Stellung des Wiener Sandsteins. — [Haidingers] *Berichte Mitt. Freunde Nat.-wiss. Wien*, 3 (1847), 335–337, Wien 1848.
- MOSHER, L.: Triassic Conodonts from western North-America and Europe and their correlation. — *J. Paleont.*, 42, 895–946, 14 Abb., Taf. 113–118, Tulsa 1968 a.
- Evolution of triassic platform Conodonts. — *J. Paleont.*, 42, 947–954, 8 Abb., Taf. 119–120, Tulsa 1968 b.
- New conodont species as Triassic guide fossils. — *J. Paleont.*, 44, 737–742, 1 Abb., 1 Taf., Tulsa 1970.
- MOSTLER, H.: Conodonten und Holothuriensklerite aus den norischen Hallstätter-Kalken von Hernstein (Niederösterreich). — *Verh. Geol. B.-A.*, 1967, 177–188, 3 Abb., Wien 1967.
- Holothuriensklerite aus oberanisischen Hallstätterkalken. — *Veröff. Univ. Innsbr.*, 2, 44 S., 5 Abb., 6 Taf., Innsbruck 1968 a.
- Conodonten aus den Werfener Schichten (Skythium) der Nördlichen Kalkalpen (Salzburg). — *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl.*, 105, 62–64, Wien 1968 b.
- Neue Holothuriensklerite aus norischen Hallstätter Kalken. — *Ber. nat. med. Ver. Innsbruck*, 56, 427–461, 2 Abb., Taf. 1–3, Innsbruck 1968 c.
- Holothuriensklerite und Conodonten aus dem Schreyeralmkalk (Anisium) der Nördlichen Kalkalpen (Oberösterreich). — *Verh. Geol. B.-A.*, 1968, 54–64, Taf. 1–2, Wien 1968 d.
- Anhydrite and Gypsum in Lowgrade Metamorphic Rocks along the Northern margin of the Grauwackenzone. — *Sympos. Geol. Saline Deposits*, Hannover 1968 e.
- Entwicklungsreihen triassischer Holothuriensklerite. — *Veröff. Univ. Innsbruck*, 18, *Alpenkdl. Stud.*, 7, 53 S., 11 Abb., 5 Taf., Innsbruck 1969.
- Über einige Holothuriensklerite aus der süd- und nordalpinen Trias. — *Festbd. Geol. Inst. 330-J.-Feier Univ. Innsbruck*, 339–360, Taf. 1–3, Innsbruck 1970 a.
- Ophiuren skelettelemente (äußere Skellettanhänge) aus der alpinen Trias. — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 1, H. 9, 1–35, 27 Abb., Taf. 1–5, Innsbruck 1971 a.
- Holothuriensklerite aus anisischen, karnischen und norischen Hallstätterkalken. — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 1, H. 1, 1–30, 2 Abb., Taf. 1–5, Innsbruck 1971 b.
- Häufigkeit und Bedeutung von Schwammspiculae in triassischen Mikrofaunen. — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 1, H. 11, 1–19, 1 Abb., Taf. 1–3, Innsbruck 1971 c.
- Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). — *Verh. Geol. B.-A.*, 1972, 155–162, 1 Abb., Wien 1972 a.

- Postvariscische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). – Verh. Geol. B.-A., 1972, 171–174, 2 Abb., Wien 1972 b.
- Neue Holothurien-Sklerite aus der Trias der Nördlichen Kalkalpen. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 2, H. 7, 1–32, 8 Abb., 1 Tab., Taf. 1–2, Innsbruck 1972 c.
- Die Spiculae triassischer Porifera. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21 (1972), 539–546, 5 Abb., 1 Tab., Innsbruck 1973 a.
- Die stratigraphische Bedeutung von Crinoiden-, Echiniden- und Ophiuren-Skelettelementen in triassischen Karbonatgesteinen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21 (1972), 711–728, 3 Abb., Taf. 1–3, Innsbruck 1973 b.
- Holothuriensklerite der alpinen Trias und ihre stratigraphische Bedeutung. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21 (1972), 729–744, 6 Abb., Innsbruck 1973 c.
- MOSTLER, H., OBERHAUSER, R. & PLÖCHINGER, B.: Die Hallstätter Kalk-Scholle des Burgfelsens Hernstein (N.-Ö.). – Verh. Geol. B.-A., 1967, 27–36, 2 Abb., Wien 1967.
- MOSTLER, H. & PARWIN, P.: Ein Beitrag zur Feinstratigraphie der Hallstätter Kalke am Sirius-Kogel (Bad Ischl, Oberösterreich). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3, H. 7, 1–47, 7 Abb., 4 Tab., 4 Prof., Taf. 1–2, Innsbruck (1973) 1974.
- MOSTLER, H. & SCHEURING, B.: Mikroflora aus dem Langobard und Cordevol der Nördlichen Kalkalpen etc. – Geol. Paläont. Mitt. Innsb., 4, 4, 1–35, 3 Abb., Taf. 1–2, Innsbruck 1974.
- MÜLLER, K.: Das „Randcenoman“ der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebung und ihrer Schubweiten. – Geol. Rdsch., 62, 54–96, 6 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1973.
- MÜLLER-DEILE, G.: Geologie der Alpenrandzone beiderseits vom Kochel-See in Oberbayern. – Mitt. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. München, 34, 109 S., 32 Abb., 9 Taf., 3 Beil.-Taf., München 1940.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U.: Sedimentary Petrologic Investigation of the Upper Triassic „Hauptdolomit“ of the Lechtaler Alps, Tyrol, Austria. – S. 228–239, 14 Abb., [in:] MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G. [Hrsg.]: Recent Develop. in Carbonate Sedimentology etc., Berlin (Springer) 1968.
- Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomites der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. – Festsbd. Geol. Inst. 300-J.-Feier Univ. Innsbruck, 255–308, Abb. 26–31, Taf. 3–8, Innsbruck 1970.
- MURCHISON, R. J.: Das Alter und die Lagerungsverhältnisse des Wiener Sandsteins. – [Haidingers] Berichte Mitt. Freunde Naturwiss. Wien, 3 (1847), 306–307, Wien 1848.
- MUTCH, Th. & GARRISON, R.: Determination of Sedimentation Rates by Magnetic Spherule Abundance. – J. sediment. Petrol, 37, 1139–1146, 8 Abb., 3 Tab., Tulsa 1967.
- MUTSCHLECHNER, G.: Die Massengesteine der Nordtiroler und Vorarlberger Kalkalpen. – Tschermaks Mincr. Petrogr. Mitt., (3) 4, 386–395, 1 Abb., Wien 1954.
- NEUBAUER, W.: Die steinkohlenführenden Lunzer Schichten von Schrambach-Lilienfeld und ihre bergmännische Bedeutung. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., 94, 319–333, 15 Abb., Wien 1949.
- NEUMAYR, M.: Über einige neue oder weniger bekannte Cephalopoden der Macrocephalen-Schichten. – Jb. Geol. R.-A., 20, 147–156, Taf. 7–9, Wien 1870.
- I. Jurastudien. 3. Phylloceraten des Dogger und Malm. – Jb. Geol. R.-A., 21, 297–354, 4 Tab., Taf. 12–17, Wien 1871.
- Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum*. – Abh. Geol. R.-A., 5, 141–257, 2 Tab., Taf. 31–43, Wien 1873.
- Zur Kenntnis der Fauna des untersten Lias in den Nordalpen. – Abh. Geol. R.-A., 7, H. 5, 1–46, Taf. 1–7, Wien 1879.
- NIEDERMAYER, J.: Geologie der bayerischen Alpen zwischen Loisach, Isar und Walchensee. – N. Jb. Miner. etc., Abt. B, Beil.-Bd. 76, 451–511, 7 Abb., 1 Beil.-Taf., 1 geol. Kt. (Taf. 29), Stuttgart 1936.
- NÖTH, L.: Der geologische Aufbau des Hochfelln-Hochkienberggebietes. – N. Jb. Min. etc. Beil. Bd., Abt. B, 53, 409–510, 3 Abb., Taf. 10–11, Stuttgart 1926.
- NOTH, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandsvorkommen. – Jb. Geol. B.-A., Sdb. 3, 91 S., 2 Tab., 9 Taf., Wien 1951.

- OBERHAUSER, R.: Ein Vorkommen von Trocholina und Paratrocholina in der ostalpinen Trias. – Jb. Geol. B.-A., 100, 257–267, 1 Abb., Taf. 20–21, Wien 1957.
- Foraminiferen und Mikrofossilien „incertae sedis“ der ladinischen und karnischen Stufe der Trias aus den Ostalpen und aus Persien. – Jb. Geol. B.-A., Sdb. 5, 5–46, 5 Abb., Taf. 1–6, Wien 1960.
- Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. Geol. B.-A., 106, 1–88, 2 Abb., 1 Tab., 1 Kt., Wien 1963 a.
- D IV. Merzger Hügel. – Exk.-führer Achte Europ. Mikropaläont. Koll. Österr., 81–82, 1 Abb., Wien (Geol. B.-A.) 1963 b.
- Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. – Verh. Geol. B.-A., 1964, 47–52, 3 Abb., Wien 1964.
- Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – Jb. Geol. B.-A., 111, 115–145, 2 Abb., Taf. 1–2, Wien 1968.
- Stratigraphisch-Paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. – Geol. Rdsch., 62, 96–106, 3 Abb., Stuttgart 1973.
- OBERHAUSER, R. & PLÖCHINGER, B.: Das rhätische Foraminiferenkalkvorkommen bei Wopfung (N.-Ö.). – Verh. Geol. B.-A., 1968, 98–104, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1968.
- OILEN, H. R.: The Steinplatte reef complex of the Alpine Triassic (Rhaetian) of Austria. – Unveröff. Diss. Princeton Univers., 122 S., 7 Abb., 20 Taf., Princeton, N. Y., 1959.
- OHMERT, W.: Die Neoflabellinen (Foraminifera) des bayerischen Coniac-Santons. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., 9, 3–32, 118 Abb., München 1969.
- OPPEL, A.: Über die Brachiopoden des unteren Lias. – Z. dt. geol. Ges., 13 (1861), 529–550, Taf. 10–13, Berlin 1861 a.
- Über die weißen und rothen Kalke von Vils in Tyrol. – Württemb. nat.-wiss. Jh., 17, 1–40, Taf. 2–3, Stuttgart 1861 b.
- Über das Vorkommen jurassischer Posidonomyen-Gesteine in den Alpen. – Z. dt. geol. Ges., 15, 188–217, 3 Taf., Berlin 1863.
- OPPENHEIM, P.: Die Anthozoen der Gosauschichten in den Ostalpen. – Textband: XXVIII, 576 S., Tafelbd.: Taf. 1–48, Berlin (Selbstverl.) 1930.
- OSSWALD, K.: Das Risserkogelgebiet. – Geognost. Jh., 37 (1924), 111–167, 3 Taf., 1 Profil-taf., 1 geol. Kt. 1 : 25.000, München 1925.
- Die Wendelsteingruppe. – Mitt. Geogr. Ges. München, 21, H. 2, 124 S., 1 geol. Kt. 1 : 25.000, 2 Taf., München 1928.
- Über einige Rätfossilien aus dem Risserkogelgebiet (südlich Tegernsee). – Jb. Preuß. Geol. L.-A., 50 (1929), 733–755, 3 Abb., Taf. 53, Berlin 1930.
- Geologische Exkursion zum Wendelstein. – Geologica Bavarica, 6, 65–71, Beil. 1–2, München 1951.
- OTT, E.: Die gesteinsbildenden Kalkalgen im Schlauchkar (Karwendelgebirge). Jb. Ver. Schutz Alpenpflanzen, 31, 1–8, 9 Abb., 2 Taf., München 1966.
- Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., N. F., 131, 96 S., 9 Abb., 5 Tab., 10 Taf., München 1967 a.
- Dasycladaceen (Kalkalgen) aus der nordalpinen Obertrias. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., 7, 205–226, 5 Abb., 1 Tab., Taf. 12–13, München 1967 b.
- Die Beziehungen zwischen Colospongia LAUBE etc. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1967, 44–58, 3 Abb., Stuttgart 1967 c.
- Zur Nomenklatur obertriadischer Kalkalgen, besonders der Gattungen Heteroporella PRATURLON und Poikiloporella PIA (Dasycladaceae). – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., 8, 252–262, 2 Abb., München 1968.
- Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten-Chronologie. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 141, 81–115, 2 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1972 a.
- Mitteltriadische Riffe der Nördlichen Kalkalpen und altersgleiche Bildungen auf Karaburun und Chios (Agäis). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 251–276, 7 Abb., 2 Taf., Innsbruck (1972) 1973 a.

- Zur Kalkalgen-Stratigraphie der Alpenen Trias. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 455–464, 1 Taf., Innsbruck (1972) 1973 b.
- Neufunde anisicher Dasycladaceen (Kalkalgen) in Österreich. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 109 (1972), 187–200, 4 Abb., Wien 1973 c.
- Algae (Dasycladaceae). — Catalogus fossilium Austriae, 17 b, 64 S., 4 Tab., Wien (Springer-Verl.) 1974.
- OTTE, O.: Schichtfolgen, Fazies und Gebirgsbau des Mesozoikums der Vorarlberger Kalkalpen südlich des Großen Walsertales (Österreich). — Diss. Geowiss. Freie Univ. Berlin, 195 S., 49 Abb., 14 Beil.-Taf., Berlin (Freie Univ.) 1972.
- PAPP, A.: Orbitoiden aus der Oberkreide der Ostalpen (Gosauschichten). — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 164, 303–315, Taf. 1–3, Wien 1955.
- Vorkommen und Verbreitung des Obereozäns in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50 (1957), 251–270, 2 Abb., Taf. 1–2, Wien 1958.
- Nummuliten aus dem Untereozän vom Kühlgraben am Fuße des Untersberges (Salzburg). — Verh. Geol. B.-A., 1959, 163–179, 10 Abb., Wien 1959.
- PAPP, A. & KÜPPER, K.: Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein St. Paul (Kärnten). I., III. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 162, 31–48, Taf. 1–2; 345–357, Taf. 1–3, Wien 1953.
- PAPP, A. & TURNOVSKY, K.: Anleitung zur biostratigraphischen Auswertung von Gesteinschiffen (Microfacies austriaca). — Jb. Geol. B.-A., Sdb. 16, 50 S., 11 Abb., 3 Tab., 88 Taf., Wien 1970.
- PARTSCH, P.: Über den Bau des östlichen Theiles der Alpen. — [Keferstens] Teutschland geognost.-geolog. betrachtet, 4, H. 3, 286–290, Weimar 1827.
- Erläuternde Bemerkungen zur geognostischen Karte des Beckens von Wien etc. — 24 S., 1 geol. Kt. (1843), Wien (Kaulfuss et al.) 1844.
- PAUSWEG, F.: [In:] WEBER, L., PAUSWEG, F. & MEDWENITSCH, W.: Zur Mitterberger Kupfervererzung. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 65 (1972), 137–158, 2 Beil., 2 Photos, Wien 1973.
- PEARSON, D. A.: Problems of Rhaetian stratigraphy with special reference to the lower boundary of the stage. — Quart. J. Geol. Soc. London, 126, 125–150, 3 Abb., London 1970.
- PETERS, K.: Die Nerineen des oberen Jura in Österreich. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., 16, 336–366, 1 Tab., Taf. 1–4, Wien 1855.
- PETRASCHECK, W.: Über Inoceramen aus der Gosau und dem Flysch der Nordalpen. — Jb. Geol. R.-A., 56, 155–168, 4 Abb., Taf. 6, Wien 1906.
- Kohlengologie der österreichischen Teilstaaten. — 2 Bd., 484 S., 295 Abb., 20 Taf., Katowice (Kattowitzer Verl.) 1926/29.
- Die Gosau der „Neuen Welt“ bei Wiener Neustadt, ein Steinkohlenschurfgebiet der Ostmark. — Berg- u. Hüttenmänn. Abh., 89, 9–16, 5 Abb., Wien 1941.
- PIA, J.: Neue Studien über die triadischen Siphoneae verticillatae. — Beitr. Paläont. Österr.-Ungarn Orient, 25, 25–81, 24 Abb., Taf. 2–8, Wien 1912.
- Geologische Studien im Hölleengebirge und seinen nördlichen Vorlagen. — Jb. Geol. R.-A., 62 (1912), 557–612, 14 Abb., Taf. 24–25, Wien 1913.
- Untersuchungen über die Gattung Oxynoticeras. — Abh. Geol. R.-A., 23, H. 1, 179 S., 5 Abb., 1 Tab., 13 Taf., Wien 1914.
- Die Siphoneae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. — Abh. zool.-botan. Ges. Wien, 11, H. 2, 1–263, 27 Abb., 2 Tab., Taf. 1–8, Wien 1920.
- Geologische Skizze der Südwestecke des Steinernen Meeres bei Saalfelden. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 132, 35–79, 1 Abb., 1 Taf., 1 geol. Kt., Wien 1924.
- Grundbegriffe der Stratigraphie. — 252 S., 3 Abb., Leipzig-Wien (Deuticke) 1930.
- Stratigraphie und Tektonik der Prager Dolomiten in Südtirol. — 248 S., 17 Abb., 14 Taf., Wien (Selbstverlag) 1937.
- Geologische Untersuchungen in der Salmgruppe (Oberdonau). — Annalen Naturhist. Mus. Wien, 53/1 (1942), 5–155, 9 Abb., Taf. 1–7, Wien 1943.
- PICHLER, A.: Zur Geognosie der nordöstlichen Kalkalpen Tirols. — Jb. Geol. R.-A., 7, 717–738, 5 Abb., 1 Taf., Wien 1856.
- Zur Geognosie des Sonnwendjoches. — Verh. Geol. R.-A., 1888, 91–93, Wien 1888.

- Bohnerz-Augenstein-Breccien auf dem Plateau des Zahnen Kaisers (Kaisergebirge, Tirol). – Verh. Geol. B.-A., 1962, 368–389, Wien 1962.
- Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Roßfeld und Markt Schellenberg im Berchtesgadener Land. – Beih. Geol. Jb., 48, 129–204, 5 Abb., 3 Tab., 6 Taf., Hannover 1963.
- PIRKL, H.: Geologie des Trias-Streifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). – Jb. Geol. B.-A., 104, 1–150, 9 Abb., 7 Taf., Wien 1961.
- PIŠTOVIK, U.: Zur Mikrofazies und Paläogeographie der Zlambachschichten (O. Nor-? U. Lias) im Raume Bad Goisern-Bad Aussee (Nördliche Kalkalpen). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 279–288, 1 Beil., Taf. 1–2, Innsbruck (1972) 1973.
- PLÖCHINGER, B.: Ein Beitrag zur Geologie des Salzkammergutes im Bereich von Strobl am Wolfgangsee bis zum Hang der Zwieselalm. – Jb. Geol. B.-A., 93 (1948), 1–35, 7 Abb., 1 geol. Kt., Wien 1949.
- Gosau-Golling. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. A, 64–68, 1 Tab., Taf. 11, Wien 1951.
- [in:] H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER. Der Tennengebirgs-N-Rand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. – Jb. Geol. B.-A., 95, 145–225, 1 Abb., Taf. 9–12, Wien 1952.
- Charakterbilder aus der Tektonik der Salzburger Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. C, 107–111, Wien 1952 b.
- Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression. – Jb. Geol. B.-A., 96, 357–372, 3 Abb., Taf. 15, Wien 1953 a.
- Ein geologisches Profil durch die Salzburgerischen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 44, 265–266, Wien 1953 b.
- Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges; die Gölmasse und die Halleiner Hallstätter Zone. – Jb. Geol. B.-A., 98, 93–144, 5 Abb., Taf. 5–7, Wien 1955 a.
- Eine neue Subspezies des *Barroisiceras haberfellneri* v. Hauer aus dem Oberconiac der Gosau Salzburgs. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 164, 203–206, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1955 b.
- Probleme aus der Geologie Salzburgs. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 47, 312–315, Wien 1956 a.
- [in:] LECHNER, K. & PLÖCHINGER, B.: Die Manganlagerstätten Österreichs. – Symposium del Manganese, 20. congr. geol. intern. Mexico, 5, 299–313, 2 Abb., Mexico 1956 b.
- Zur Geologie der Umgebung von Hirtenberg/Triesting. – Verh. Geol. B.-A., 1957, 239–243, 1 Abb., Wien 1957.
- Der Kalkalpenrand bei Alland im Schwechattal (N.-Ö.). – Verh. Geol. B.-A., 1960, 56–71, 5 Abb., Taf. 1, Wien 1960.
- Über ein neues Klippen-Flyschfenster in den Salzburgerischen Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1961, 64–68, 1 Abb., Wien 1961 a.
- Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich). – Jb. Geol. B.-A., 104, 359–441, 19 Abb., Taf. 27, Wien 1961 b.
- [Unterkreide. In:] O. KÜHN [Hrsg.]: Lexique stratigraphique international, 1, fasc. 8, Autriche. 646 S., 2 Kt., Paris (CNRS) 1962 a.
- Geologischer Führer für Strobl am Wolfgangsee, Salzburg. – 6 S., 4 Abb., Strobl (Gemeindeamt) 1962 b.
- Exkursion in den Grünbachgraben am Untersberg-Ostfuß. – Exk.-führer Aechtes Europ. Mikropal. Koll. Österreich, 57–67, Abb. 13, Tab. 8, Taf. 3, Wien (Geol. B.-A.) 1963 a.
- Bericht 1962 über Aufnahmen zwischen dem Hengstsattel und St. Gallen (Blatt 4953/1 und 2). – Verh. Geol. B.-A., 1963, A 38–A 40, Wien 1963 b.
- Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 107, 11–69, 9 Abb., Taf. 1–2, Wien 1964 a.
- Klippen-Flyschfenster von Strobl und St. Gilgen am Wolfgangsee. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, Heft 1, 256–264, Abb. 6–8, Wien 1964 b.
- Bericht über die Klippen- und Flyschfenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee. – Veröff. Haus Natur Salzburg, Abt. 2, N. F. 15, H. 1, 12–17, 1 Taf., Salzburg 1964 c.

- Die Kreide-Palcozänablagerungen in der Gießhübler Mulde, zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56 (1963), 469–501, 6 Abb., 1 Taf., 2 Tab., Wien 1964 d.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe Wand-Gebietes (Niederösterreich). — 142 S., 20 Abb., 4 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1967.
- Die Hallstätter Deckscholle östlich von Kuchl/Salzburg und ihre in das Aptien reichende Roßfeldschichten-Unterlage. — Verh. Geol. B. — A., 1968, 80–86, 2 Abb., Taf. 1, Wien 1968.
- Erläuterungen zur Geologisch-Geotechnischen Karte 1 : 10.000 des Schwechattal-Lindkogel-Gebietes W Baden (Niederösterreich). — 58 S., 8 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Geol. Karte 1 : 10.000, Wien (Geol. B.-A.) 1970.
- Bericht 1969 über Aufnahmen im Bereich des St. Wolfgang Schafberges und der N-Seite der Osterhorngruppe (Blätter 65, 94, 95). — Verh. Geol. B.-A., 1970, A 45–A 49, Wien 1971 a.
- Bericht 1969 über Aufnahmen im Raume St. Gallen/Steiermark (Blatt 100). — Verh. Geol. B.-A., 1970, A 44–45, Wien 1971 b.
- Aufnahmen 1971 im Bereich des Gollinger Schwarzenberges (Blatt 94, Hallein). — Verh. Geol. B.-A., 1972, H. 3, A 61–63, Wien 1972.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wolfgangseegebietes. — 92 S., 16 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Wien (Geol. B.-A.), 1973.
- Der kalkalpine Wienerwald. S. 58–141, 18 Abb., 1 Tab., 1 Beil.-Taf. [in:] PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Der Wienerwald. — Samml. geol. Führer, 59, Berlin, Stuttgart (Borntraeger) 1974.
- PLÖCHINGER, B. & OBERHAUSER, R.: Ein bemerkenswertes Profil mit rhätisch-liassischen Mergeln am Untersberg-Ostfuß (Salzburg). — Verh. Geol. B.-A., 1956, 275–283, 1 Abb., Wien 1956.
- Die Nierentaler Schichten am Untersberg bei Salzburg. — Jb. Geol. B.-A., 100, 67–79, 2 Abb., Wien 1957.
- PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Profile durch die Windischgarstener Störungszone im Raume Windischgarsten-St. Gallen. — Jb. Geol. B.-A., 111, 175–211, 4 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Wien 1968.
- PLÖCHINGER, B. & WIESENER, H.: Ein Biotitandesit-Tuffit im Reiflinger Kalk des Schwarzkogels bei St. Gallen im Ennstal, O.-Ö. — Verh. Geol. B.-A., 1965, 59–68, 3 Abb., 1 Phototaf., Wien 1966.
- PODBRANY, I.: Die Gosauschichten der Ostalpen. (Beitr. zur Geschichte d. geol. Erforsch. Österr., 3). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 296 S., zahlr. Abb., Tfn., 1 Kt., Wien 1951.
- POKORNY, G.: Die Actaeonellen der Gosauformation. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 168, 945–978, 1 Abb., Taf. 1–2, Wien 1959.
- POLL, K.: Zur Geologie der Weyerer Bögen (Nördliche Kalkalpen). — Erlanger geol. Abh., 88, 72 S., 43 Abb., 1 Tab., 5 Taf., Erlangen 1972.
- POMPECK, J. F.: Ammoniten des Rhät. — N. Jb. Min. etc., 1895/II, 1–46, 4 Abb., 2 Tab., Taf. 1–2, Stuttgart 1895.
- POSTUMA, J.: Manual of planktonic foraminifera. — VIII, 420 S., 1144 Abb., 2 Faltraf., Amsterdam (Elsevier) 1971.
- PREVOST, C.: Essai sur la constitution physique et géognostique du bassin ... de Vienna en Autriche. — Journal de Physique, 1820, Sep. 34 S., 2 Abb. (Taf.), Paris 1820.
- PREY, S.: Flyschfenster von Windischgarsten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, H. 1, 246–255, 5 Abb., 1 Taf., Wien 1964.
- Probleme im Flysch der Ostalpen. — Jb. Geol. B.-A., 111, 147–174, 3 Abb., 3 Tab., Taf. 1, Wien 1968 a.
- PREY, S., RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Das Flyschfenster von Windischgarsten innerhalb der Kalkalpen Oberösterreichs. — Verh. Geol. B.-A., 1959, 201–216, 1 Abb., Taf. 3, Wien 1959.
- PRINZINGER, H.: Geologische Notizen aus der Umgebung des Salzbergwerkes zu Hall in Tirol. — Jb. Geol. R.-A., 6, 328–350, 15 Abb., Wien 1855.
- PRODEHL, C.: Auswertung von Refraktionsbeobachtungen im bayerischen Alpenvorland. — Z. Geophysik, 30 (1964), 161–181, 7 Abb., Würzburg 1964.
- PUCK, F.: Die Anfänge der Geologie in Österreich. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 154 S., Prof. 1–4, Kt. 1–2, Taf. 1–2 a, Wien 1950.

- PUGIN, L.: Le Rhétien, étage du Trias ou du Jurassique. – Comptes rendus et mém. colloque Jurass. Luxembourg 1962, 91–99, Luxembourg (Imp. St.-Paul) 1964.
- QUENSTEDT, A. F.: Petrefakten-Kunde. – N. Jb. Miner. etc., 1845, 680–684, Stuttgart 1845.
- QUENSTEDT, W.: Geologische Exkursion in das Achantalgebiet (Tirol). – Geologica Bavarica, 6, 55–64, 2 Abb., 1 Tab., München 1951.
- RAHMAN, A.: Die Gastropoden der Oberkreide (Ober-Cenoman) von Hölzelsau bei Niederdorf in Tirol. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., 7, 23–134, 15 Abb., Taf. 3–7, München 1967.
- REDTENBACHER, A.: Die Cephalopodenfauna der Gosauschichten in den nordöstlichen Alpen. – Abh. Geol. R.-A., 5, 91–140, Taf. 22–30, Wien 1873.
- REICHL, H.: Zur Frage der geologischen Deutung seismischer Grenzflächen in den Alpen. – Geol. Rdsch., 50, 465–473, 4 Abb., Taf. 12–13, Stuttgart 1960.
- REIS, O. M.: Die Korallen der Reiter Schichten. – Geognost. Jh., 2, 91–162, 3 Abb., 1 Tab., Taf. 1–4, Cassel 1889.
- *Coelacanthus Lunzensis* Teller. – Jb. Geol. R.-A., 50 (1900), 187–192, Taf. 9–10, Wien 1901.
- Eine Fauna des Wettersteinkalkes. I. Theil Cephalopoden. – Geognost. Jh., 13 (1900), 71–105, Taf. 2–7, München 1901. II. Theil Nachtrag zu den Cephalopoden. Ebenda, 18 (1905), 113–152, 19 Abb., 4 Taf., München 1907.
- Erläuterungen zur geologischen Karte des Wettersteingebirges. I. Teil. – Geognost. Jh., 23 (1910), 61–114, 15 Abb., 3 Ktn., 1 Beil., München 1911.
- Die Fauna des Wettersteinkalkes. III. Teil. – Geognost. Jh., 39, 87–138, 3 Abb., Taf. 1–10, München 1926.
- REISER, K.: Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. – Geognost. Jh., 33, 57–198, München 1920.
- REITHOFER, O. & SCHMIDEGG, O.: Exkursion III/I: Rätikon. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 57 (1964), H. 1, 225–242, 2 Taf., Wien 1964.
- REMANE, J.: Les possibilités actuelles pour une utilisation stratigraphique des Calpionelles etc. – Proceed. 1. internat. conf. Planktonic microfoss. Geneva 1967, 2, 559–573, 7 Abb., Leiden (Brill) 1969.
- RENZ, C.: Paroniceraten, Frechiellen und Leukadiellen der österreichischen und bayerischen Alpen etc. – Verh. naturforsch. Ges. Basel, 36 (1924–1925), 200–219, 1 Abb., Taf. 4–5, Basel 1925.
- REYMENT, R. A.: Neubeschreibung der Redtenbacherschen Ammonitenoriginalen aus den Gosauschichten. – Stockholm Contrib. Geology, 2, 31–49, 6 Abb., Taf. 1–12, Stockholm 1958.
- REUSS, A. E.: Kritische Bemerkungen über die von Herrn Zekeli beschriebenen Gastropoden der Gosaugebilde. – Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 11, 882–926, 1 Taf., Wien 1853.
- Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen usw. – Dkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., 7, 1–156, Taf. 1–31, Wien 1854.
- Über zwei Polyparien aus den Hallstätterschichten. – Dkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., 9, 167–168, 1 Taf., Wien 1855.
- Über einige Anthozoen der Kössener Schichten und der alpinen Trias. – Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., Abt. I, 50, 153–167, Taf. 1–4, Wien 1865 a.
- Zwei neue Anthozoen aus den Hallstätter Schichten. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., 51, 381–394, Taf. 1–4, Wien 1865 b.
- Foraminiferen und Ostracoden aus den Schichten von St. Cassian. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., I. Abt., 57, 101–108, Taf. 1–3, Wien 1868.
- RICHARZ, P. S.: Die Neokombildungen bei Kaltenleutgeben. – Jb. Geol. R.-A., 54 (1904), 343 bis 358, 2 Abb., Taf. 9, Wien 1905.
- Ein neuer Beitrag zu den Neokombildungen bei Kaltenleutgeben. – Verh. Geol. R.-A., 1908, 312–320, 3 Abb., Wien 1908.
- RICHTER, D.: Neue Untersuchungen in der Randzone von Flysch und Ostalpin im Gebiet des Großen Walsertales (Vorarlberg). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 103, 341–374, 9 Abb., 2 Beil.-Taf., Stuttgart 1956 a.

- Beiträge zur Geologie der Arosa-Zone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 105, 285–372, 7 Abb., 1 Tab., 1 geol. Kt., Stuttgart 1957.
- RICHTER, M.: Die Cenomantransgression im Ammergebirge. — Cbl. Miner. etc. B, 1926, 57–64, 3 Abb., Stuttgart 1926.
- Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. — Dtsch. Boden, 5, 179 S., 56 Abb., Berlin (Borntraeger) 1937.
- Die Entwicklung der Anschauungen über den Bau der deutschen Alpen. — Z. dt. geol. Ges., 100 (1948), 338–347, 1 Abb., Hannover 1950.
- Allgäuer Alpen. — Samml. geol. Führer, 45, 189 S., 54 Abb., 1 geol. Kt., Berlin (Borntraeger) 1966.
- Vorarlberger Alpen. — Samml. geol. Führer, 49, 169 S., 58 Abb., 1 geol. Kt., Berlin (Borntraeger) 1969.
- RICHTER, M., CUSTODIS, A., NIEDERMAYER, J. & SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologie der Alpenrandzone zwischen Isar und Leitzach in Oberbayern. — Z. dt. geol. Ges., 91, 649–704, Taf. 14 bis 15, 1 geol. Kt., Berlin 1939.
- RICHTHOFEN, F. F. v.: Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. 1. Abth. — Jb. Geol. R.-A., 10, 72–137, 12 Prof., Taf. 2–3, Wien 1859.
- Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, St. Cassian und der Seisser Alpe in Südtirol. — 327 S., 4 Profiltaf., 1 Kt., Gotha (Perthes) 1860.
- Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol. Zweite Abtheilung. — Jb. Geol. R.-A., 12 (1861–1862), 87–206, 39 Abb., Taf. 3, Wien 1861.
- RIECHT, J.: Die Hallstätter Kalke der Berchtesgadener Alpen. — Diss. Techn. Univ. Berlin, 172 S., 49 Abb., 1 Tab., Berlin (Photodruck) 1971.
- RIEDL, H.: Neue Beiträge zum Problem: Raxlandschaft-Augensteinlandschaft. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., 108, 98–109, Wien 1966.
- RISCH, H.: Stratigraphie der höheren Unterkreide der bayerischen Kalkalpen mit Hilfe von Mikrofossilien. — Palacontographica, 138, Abt. A, 1–80, 8 Abb., 4 Tab., Taf. 1–8, Stuttgart 1971.
- RONIEWICZ, E.: Rhaetian corals of the Tatra Mts. — Acta geol. polonica, 24, 97–116, 12 Abb., 1 Tab., Taf. 1–10, Warszawa 1974.
- ROSENBERG, G.: Ein Aufschluß an der Deckengrenze zwischen Lunzer- und Frankenfelsereinheit (?) bei Kalksburg. — Verh. Geol. B.-A., 1936, 187–196, 1 Abb., Wien 1936.
- Bericht über weitere Begehungen in der Umgebung von Kalksburg und Kaltenleutgeben. — Verh. Geol. B.-A., 1937, 163–175, 1 Abb., Wien 1937.
- Das Gebiet des Wienergrabens bei Kaltenleutgeben (Niederösterreich). — Jb. Geol. B.-A., 88, 147–163, 1 Abb., Wien 1938.
- Neue Fossilfunde und Beobachtungen am Kalkalpennordoststrand bei Wien. — Jb. Geol. B.-A., 89, 177–196, 1 Abb., Wien 1939.
- Vorlage einer Schichtnamentabelle der Nord- und Südalpinen Mitteltrias der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 42–43 (1949–1950), 235–247, 3 Tab., Wien 1952.
- Zur Kenntnis der Kreidebildungen des Allgäu-Ternberg-Frankenfels Deckensystems. — S. 207–227 [in:] Skizzen zum Anlitz der Erde — Kober Festschrift [Hrsg.: H. KÜPPER et al.], Wien (Hollinek) 1953 a.
- Das Profil des Rahnbauernkogels bei Großreifling. — Verh. Geol. B.-A., 1953, 233–241, 1 Abb., 1953 b.
- Erforschungsgeschichte, Stratigraphie und nutzbare Gesteine [der Kalkalpen]. — S. 11–29, [in:] GRILL, R. & KÜPPER, H. [Hrsg.]: Erläuterungen zur geol. Kt. der Umgebung von Wien. Wien (Geol. B.-A.) 1954.
- 50 Jahre nach Mojsisovics. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50 (1957), 293–314, Wien 1958 a.
- Begehung im Gebiete der Langenberge und des Höllensteins bei Kaltenleutgeben (Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-A., 1958, 96–108, Wien 1958 c.
- Geleitworte zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen. — Jb. Geol. B.-A., 102, 477–479, Taf. 16–18, Wien 1959 a.
- Die Bucht der Langenberge zwischen Kaltenleutgeben und Sulz. — Jb. Geol. B.-A., 104, 443–464, 1 Abb., Taf. 28, Wien 1961 a.

- Übersicht über den Kalkalpen-Nordostsporn um Kalksburg (Wien und N.-Ö.). – Verh. Geol. B.-A., 1961, 171–176, Taf. 6, Wien 1961 b.
- Die zweite Pechgrabenge bei Weyer (Oberösterreich). – Verh. Geol. B.-A., 1964, 187–195, 1 Abb., Wien 1964.
- Rand-Kalkalpinen aus den Weyerer Bögen. – Verh. Geol. B.-A., 1965, 2–8, Wien 1965 a.
- Der Kalkalpine Wienerwald um Kaltenleutgeben (N.-Ö. und Wien). – Jb. Geol. B.-A., 108, 115–153, Taf. 1–2, Wien 1965 b.
- Geleitworte zu den Tabellen des Nord- und Südalpinen Jura der Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., 109, 173–175, Taf. 1–3, Wien 1966.
- Der westliche Höllensteinzug am Mödlingbach (N.-Ö.). – Jb. Geol. B.-A., 110, 109–134, 1 Taf., Wien 1967.
- Knerzenalm und Knerzenkalk. – Verh. Geol. B.-A., 1969, 16–22, 1 Abb., Wien 1969.
- Die Kalkalpenfront Mödlingtal-Dornbach (N.-Ö.). – Jb. Geol. B.-A., 113, 161–188, Taf. 1–2, Wien 1970.
- ROSENBERG, G. & ZIRKL, E.: Ein Diabas-Vorkommen (Eruptivbreccie) in der Frankenfelder Decke von Kaltenleutgeben (N.-Ö.). – Verh. Geol. B.-A., 1963, 16–24, 1 Abb., Wien 1963.
- ROSENBERG, P.: Die liasische Cephalopodenfauna der Kratzalpe im Hagengebirge. – Beitr. Paläont. Geol. Österr. Ungarn Orient., 22, 193–345, 1 Abb., Taf. 10–16, Wien 1909.
- ROSSNER, R.: Die Geologie des nordwestlichen St. Martiner Schuppenlandes am Südostrand des Tennengebirges (Oberostalpin). – Erlanger geol. Abh., 89, 57 S., 25 Abb., 1 Tab., 5 Taf., Erlangen 1972.
- ROTH, P., BAUMANN, P. & BERTOLINO, V.: Late Eocene-Oligocene Calcareous Nannoplankton from Central and Northern Italy. – [In:] H. FARINACCI [Hrsg.]: Proceed. II. Plankton Conference Roma 1970, vol. 2, 1069–1097, 13 Abb., Roma (Ed. Tecnoscienza) 1971.
- ROTHPLETZ, A.: Geologisch-paläontologische Monographie der Vilsler Alpen, mit besonderer Berücksichtigung der Brachiopoden-Systematik. – Palaeontographica, 33, 1–180, 3 Abb., Taf. 1–17, Stuttgart 1886.
- Das Karwendelgebirge. – Z. dt. österr. Alpenver., 1888, 401–470, 29 Abb., 9 Taf., 1 Kt., München 1888.
- RUTTNER, A.: Das Fenster von Urmannsau und seine tektonische Stellung. – Verh. Geol. B.-A., 1963, 6–16, 1 Abb., Taf. 1–3, Wien 1963.
- RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 48 (1955), 221–256, 5 Abb., 2 Taf., Wien 1957.
- SANDER, B.: Über bituminöse Mergel. – Jb. Geol. St.-A., 71, 135–148, 4 Abb., Wien 1921.
- Gefügekunde der Gesteine. – 352 S., 155 Abb., 245 Diagr., Wien (Springer) 1930.
- Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias). – Mineral. Petrogr. Mitt., 48, 27–139, 141–209, 8 Diagr., 46 Abb., 13 Tab., Leipzig 1936.
- Zum Gesteinscharakter der Hornsteinbreccie des Sonnwendjochgebirges. – Ber. Reichsst. Bodenforsch. Wien, 1941, 81–89, Wien 1941.
- SÄRCHINGER, H.: Geologie des Benediktenwandgebirges zwischen Glaswandscharte und Isar. – N. Jb. Mineral etc., Abt. B, Beil.-Bd. 81, 347–476, 58 Abb., Taf. 12–18, Stuttgart 1939.
- SARNTHEIN, M.: Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. – Verh. Geol. B.-A., 1965, 119–162, 1 Taf., Wien 1965.
- Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. 1. Fortsetzung. – Ber. nat.-med. Ver. Innsbruck, 54, 33–59, 5 Abb., Innsbruck 1966.
- Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. – Geol. Rdsch., 56 (1967), 116–127, 4 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1967.
- SCHACHL, P. K.: Beiträge zur Kenntnis der Fauna der Kössener Schichten Tirols. – Veröff. Museum Ferdinandeum, 19 (1939), 269–278, 1 Tab., Innsbruck 1941.
- Ein Beitrag zur Kenntnis der Fauna der Häringer Schichten. – Veröff. Mus. Ferdinandeum, 19 (1939), 279–296, 1 Tab., Innsbruck 1941.

- SCHADLER, J.: Die Ergebnisse der geologischen Neukartierung im Gebiete des Ischler- und Ausseer Salzberges. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., 94, 56–60, 2 Abb., Wien 1949.
- SCHÄPFER, G.: Die Hallstätter Triasentwicklung um den Plassen (O.-Ö.). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 198 S., 93 Abb., 22 Beil.-Taf., Wien 1971.
- SCHAMHÄUTL, C. E.: Beiträge zur nähern Kenntniss der Bayerischen Voralpen. – N. Jb. Miner. etc., 1846, 641–695, 5 Abb., Taf. 8–9, Stuttgart 1846.
- Geognostische Untersuchungen des südbayerischen Alpengebirges. – 208 S., 2 Tab., 44 Taf., 1 geol. Kt., München (Liter.-artist. Anst.) 1851.
- Süd-Bayerns Lethaea geognostica: der Kressenberg usw. – 487 S., 46 Abb., 1 Tab., 86 Taf., 2 Kt., Leipzig (L. Voss) 1863.
- SCHAUBERGER, O.: Die stratigraphische Aufgliederung des alpinen Salzgebirges. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., 94, 46–56, 3 Abb., Wien 1949.
- Zur Genese des alpinen Haselgebirges. – Z. dt. geol. Ges., 105 (1953), 736–751, 2 Abb., Taf. 28–30, Hannover 1955.
- Über die Gliederung und Entstehung des alpinen Haselgebirges. – Mitt. Natw. Arb.-gem. Salzburg, 7, 15–24, Salzburg 1956.
- SCHENK, V.: Die Faziesentwicklung der Reichenhaller Schichten und die Tektonik im Süden des Achensees, Tirol. – Geol. Rdsch., 56, 464–473, 2 Abb., Stuttgart 1967.
- Zur Regressionsfazies (Biofazies und Ökologie) der Mittleren Gosau (O. Kreide) von Brandenberg, Tirol. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1972, 236–256, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1972.
- SCHIDLÓWSKI, M.: Zur Frage jungkimmerischer Bewegungen in den Nördlichen Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1967, 238–241, 1 Abb., Stuttgart 1967.
- SCHIEMENZ, S.: Schotteranalyse und Paläogeographie der subalpinen Molasse Südbayerns. – Z. dt. geol. Ges., 105 (1953), 396–401, 3 Abb., Hannover 1955.
- SCHLAGER, M.: Zur Geologie des Untersberges bei Salzburg. – Verh. Geol. B.-A., 1930, 245–255, 1 geol. Kt. 1 : 75.000, Wien 1930.
- Über zwei kleine Vorkommen tektonisch beanspruchten Jungtertiärs auf dem Hochkönig. – Verh. Geol. B.-A., 1935, 69–73, Wien 1935.
- Beitrag zur Geologie des Trattberges. – Mitt. Natwiss. Arb.-gem. Haus Natur Salzburg, 3/4 (1952–1953), 11–26, 1 Profilaf., 1 geol. Kt. 1 : 25.000, Salzburg 1953.
- Der geologische Bau des Plateaus von St. Koloman. – Mitt. Natw. Arb.-gem. Haus Natur Salzburg, 5, 31–44, 1 Profilaf., 1 geol. Kt. 1 : 25.000, Salzburg 1954.
- Geologische Studien im Tauglboden. – Mitt. natwiss. Arb.-gem. Haus Natur Salzburg, 7, 25–45, 1 Abb., Salzburg 1956.
- Exkursion zum Untersbergfuß und nach Adnet. – Mitt. Natwiss. Arb.-gem. Haus Natur Salzburg, 8, 19–35, 4 Abb., Salzburg 1957.
- Kleine geologische Studie über das Adnetner Becken. – Festschrift P. Tratz, S. 12–17 d. Salzburg (Natwiss. Arb.-gem. Haus Natur) 1958 a.
- Bilder von Sedimentations- und Bewegungsvorgängen im Jura des Tauglgebietes. – Mitt. natw. Arb.-gem. Haus Natur Salzburg, 11, 7–18, 4 Abb., Salzburg 1960.
- Zur Definition der Oberalmer Schichten. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 106 (1969), 85–86, Wien 1969.
- SCHLAGER, M. & W.: Über die Sedimentationsbedingungen der jurassischen Tauglbodenschichten (Osterhorngruppe, Salzburg). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 106 (1969), 178–183, 1 Abb., Wien 1970.
- SCHLAGER, W.: Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse. I. Zlambachschichten beim Hinteren Gosausee (Oberösterreich). – Verh. Geol. B.-A., 1966, 93–106, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1966.
- Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1967, 50–70, 3 Taf., Wien 1967 a.
- Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich). II. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17 (1966), 205–282, 8 Abb., 3 Taf., Wien 1967 b.
- Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätterkalken der Ostalpen. – Geol. Rdsch., 59, 289–308, 8 Abb., Stuttgart 1969.

- SCHLAGER, W. & M.: Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). – *Sedimentology*, 20, 65–89, 13 Abb., Amsterdam 1973.
- SCHLOSSER, M.: Zur Geologie von Nordtirol. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1895, 340–361, Wien 1895.
- Triasgebiet von Hallein. – *Z. dt. geol. Ges.*, 50, 333–384, 2 Abb., 2 Tab., Taf. 12–13, Berlin 1898.
- Zur Geologie des Unterinntales. – *Jb. Geol. R.-A.*, 59 (1909), 525–574, Wien 1910.
- Revision der Unterligocänfauna von Häring und Reut im Winkel. – *N. Jb. Miner. etc.*, Beil.-Bd. 47, 254–294, 1 Tab., Stuttgart 1923.
- Die Cenomanfauna der Bayrischen Alpen. – *Cbl. Miner. etc.*, 1924, 82–95, Stuttgart 1924.
- Die Eozoenfaunen der bayerischen Alpen. I. und II. Teil. – *Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Abt.*, 30, 1–207; 1–68, Taf. 1–8, 4 Tab., München 1925.
- SCHMIDEGG, O.: Gips und andere Bodenschätze um Reutte. – *Schlern-Schriften*, 111, 53–59, 2 Abb., Innsbruck 1955 b.
- SCHMIDT, M.: Die Lebewelt unserer Trias. – 461 S., 1220 Abb., Öhringen (Hohenlohe) 1928.
- SCHMIDT-KALER, H. & ZEISS, A.: Die Juragliederung in Süddeutschland. – *Geologica Bavarica*, 67, 155–161, München 1973.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Der Alpenraum. – 244–296, 334–343, 2 Abb., 5 Tab., [in:] Erläuterungen zur Geol. Kt. von Bayern 1 : 500.000. 2. Aufl., München 1964.
- SCHMITZ, G.: Geologische Untersuchungen im Gebiet der westlichen Schneeanne. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 113 S., 8 Beil., Wien 1961.
- SCHNABEL, W.: Bericht 1970 über geologische Arbeiten auf Blatt Ybbsitz (71). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1971, A 80–A 81, Wien 1971.
- SCHNEIDER, B.: Saurierfahrten aus der Obertrias der Quattervalsgruppe. – *Ergebn. wiss. Unters. Schweiz. Nationalpark.*, N. F., 7, 356–361, 3 Abb., Chur 1962.
- SCHNEIDER, H.-J.: Der Bau des Arnspitzstocks und seine tektonische Stellung zwischen Wetterstein- und Karwendelgebirge. – *Geologica Bavarica*, 17, 17–55, 7 Abb., Taf. 1, München 1953 a.
- Die sedimentäre Bildung von Flußspat im Oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen. – *Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., N. F.*, 66, 1–37, 17 Abb., Taf. 1–4, München 1954.
- Neue Ergebnisse zur Stoffkonzentration und Stoffwanderung in Blei-Zink-Lagerstätten der nördlichen Kalkalpen. – *Fortschr. Mineral.*, 32, 26–30, Stuttgart 1953 b.
- Facies differentiation and controlling factors for the depositional lead-zinc concentration in the Ladinian Geosyncline of the Eastern Alps. – *Develop. Sedimentol.*, 2, 29–45, 9 Abb., Amsterdam (Elsevier) 1964.
- SCHNETZER, R.: Die Muschelkalkfauna des Ofenbachgrabens bei Saalfelden. – *Palaeontographica*, 81, A, 1–160, 15 Abb., 1 Tab., Taf. 1–6, Stuttgart 1934.
- SCHNITZER, W. A.: Zur Paläogeographie des Buntsandsteins im germanischen und alpinen Sedimentationsraum in Bayern. – *Z. dt. geol. Ges.*, 118 (1966), 247–255, 5 Abb., Hannover 1969.
- SCHÖLL, W. U. & WENDT, J.: Fossil-Lagerstätten Nr. 19: Obertriadische und jurassische Spaltenfüllungen im Steinernen Meer (Nördliche Kalkalpen). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 139, 82–98, 10 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1971.
- SCHÖLLNERBERGER, W.: Zur Faziesverzahnung im Gebiet der Hohen Schrott (E. Bad Ischl, Salzkammergut) und die Auflösung der „Singereben-Teufelkogel-Deckscholle“. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 17 (1966), 73–86, 7 Abb., 1 geol. Kt., Wien 1967.
- Die Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 179 S., 13 Abb., 9 Taf., Wien 1971.
- Bericht 1971 über Aufnahmen auf Blatt Bad Ischl (96) und auf Blatt Mitterndorf (97). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1972, A 76–A 79, Wien 1972.
- Faziesübergänge in der Obertrias am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, S. 277, Innsbruck 1973.
- Zur Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 22 (1973), 95–153, 9 Abb., Taf. 6–9, Wien 1974.

- SCHOTTLE, W.: Die Geologie der westlichen Sachranger Berge in den Chiemgauer Alpen (Hochriß-Laubenstein-Spitzsteingebiet). – N. Jb. Min. etc. Beil.-Bd., B, 72, 46–119, Taf. 4–5, Stuttgart 1934.
- SCHRAMM, J.-M.: Magnesitkomponenten in der Basalbrekzie (?Unter-Rotliegend) östlich Saalfelden (Salzburg). – Veröff. Univ. Innsbruck, 86, 281–288, 3 Abb., Innsbruck 1973.
- SCHREMMER, F.: Bohrschwamm Spuren in den Actaeonellen aus der nordalpinen Gosau. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 163, 297–300, Taf. 1, Wien 1954.
- SCHRÖDER, J.: Die jurassischen Fleckenmergel der bayrischen Alpen. – N. Jb. Min., Beil.-Bd. 52, Abt. B, 214–283, zahlr. Tab., Stuttgart 1925.
- Die Ammoniten der jurassischen Fleckenmergel in den Bayrischen Alpen. – Palaeontographica, 68, 111–232, Taf. 7–13; 69, 1–110, Taf. 1–4, Stuttgart 1927.
- SCHROLL, E.: Über den Wert geochemischer Analysen ... der ostalpinen Trias. – Geol. Sbornik, 18, 315–330, 9 Abb., Bratislava 1967.
- SCHULER, G.: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen). – Erlanger geol. Abh., 71, 60 S., 18 Abb., 4 Taf., Erlangen 1968.
- Zur Schwer- und Leichtmineralführung des Unteren Keupers in Süddeutschland und der Raibler Schichten in den Ostalpen. – Geol. Bl. NO-Bayern, 21, 108–127, 3 Abb., Erlangen 1971.
- SCHULZ, O.: Neue Beiträge zur Geologie der Grauschichten des Brandenberger Tales (Tirol). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 95, 1–98, 10 Abb., 2 Tab., Taf. 1–5, 1 geol. Kt., Stuttgart 1952.
- Bauxit in den Gosau-Schichten von Brandenberg (Tirol). – Berg-Hüttenmänn. Mh., 105, 347–349, 2 Abb., Wien 1960.
- Die syndementäre Mineralparagenese im oberen Wettersteinkalk der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth (Kärnten). – Tschermarks Min. Pctr. Mitt., (3) 12, 230–289, 16 Abb., Wien 1968.
- Vergleichende petrographische Untersuchungen an karnischen Sedimenten der Julischen Alpen, Gailtaler Alpen und des Karwendels. – Verh. Geol. B.-A., 1970, 165–229, 9 Abb., 1 Taf., Wien 1970.
- SCHULZ, O. & LUKAS, W.: Eine Uranerzlagerstätte in permotriadischen Sedimenten Tirols. – Tschermarks Miner. Petrogr. Mitt., (3) 14, 213–231, 7 Abb., Wien 1970.
- SCHÜTZ, K.: Sedimentologie der Jura-Kreide-Grenze im Bereich der Thiersee- und Karwendel-Mulde (Nordtirol). – Ber. Arbeitsbespr. Geotraverse IA, Salzburg [Hrsg. H. BÖGEL], 29–30, München (Geol. Inst. T. H., hektograph.) 1973.
- SCHWARZACHER, W.: Sedimentpetrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine. Hallstätterkalk von Hallstatt und Ischl. – Jb. Geol. B.-A., 91 (1946), 1–48, 15 Abb., Wien 1948.
- Über die sedimentäre Rhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer. – Verh. Geol. B.-A., 1947, 175–188, Wien 1949.
- Die Großrhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer. – Tschermarks Min. Pctr. Mitt., (3) 4, 44–54, 5 Abb., Wien 1954.
- SCHWEIGHAUSER, J.: Spirillinen aus dem Lias von Arzo (Tessin). – Ecl. geol. Helv., 43 (1950), S. 229–236, 9 Abb., Basel 1951.
- SCHWINNER, R.: Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. – Geol. Rdsch., 20, 211–244, Berlin 1929.
- SEDGWICK, A. & MURCHISON, R. J.: On the Tertiary deposits of the vale of Gosau in the Salzburg Alps. – Proceed. Geolog. Society London, 1 (1826–1833), No. 13, 153–155, London 1829.
- A sketch of the structure of the Eastern Alps. – Transact. Geol. Soc. London, (2) 3, Teil 2, 301–420, 2 Tab., Taf. 35–40, London 1831.
- SEIDL, E.: Die Salzstöcke des deutschen und des Alpen-Permsalz-Gebietes. – Kali, 21, 34–360 mit Unterbr., Halle/S. 1927.
- SEITZ, O.: Vergleichende Stratigraphie der Oberkreide in Deutschland und in Nordamerika mit Hilfe der Inoceramen. – Congr. geol. internat. 20 ses. Mexico 1956, 1. El sistema cretácico, 113–129, 1 Tab., Mexico 1959.

- Die Inoceramen des Santon von Nordwestdeutschland. I. Teil. — *Beih. geol. Jb.*, **46**, 186 S., 39 Abb., 15 Taf., Hannover 1961.
- Die Inoceramen des Santon und Unter-Campan von Nordwestdeutschland, II. Teil. — *Beih. geol. Jb.*, **69**, 194 S., 11 Abb., 46 Tab., 26 Taf., Hannover 1965.
- Die Gruppe des Inoceramus subquadratus SCHLÜTER und der Grenzbereich Coniac/Santon. — *Beih. Geol. Jb.*, **86**, 3–103, 10 Abb., Taf. 1–13, Hannover 1970.
- SIBLIK, M.: Osservazioni nomenclaturali su „Spiriferina köveskalliensis“ brachiopodo medio-triassico. — *Riv. Ital. Palaeont.*, **76**, 347–349, Milano 1970.
- SILBERLING, N. & TOZER, E.: Biostratigraphic Classification of the Marine Triassic in North America. — *Spec. Paper Geol. Soc. America*, **110**, 63 S., 1 Abb., 1 Taf., Boulder/Colorado 1968.
- SICKENBERG, O.: Das Ostende des Tonnengebirges. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **19** (1926), 79–139, 5 Abb., Taf. 2, Wien 1928.
- SIEBER, R.: Die Fauna der nordalpinen Rhättrifflkalke. — *N. Jb. Min., Beil.-Bd.* **78**, 123–188, 5 Abb., 2 Tab., Taf. 2–5, Stuttgart 1937.
- Bericht 1970 über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen etc. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1971**, A 104–106, Wien 1971.
- SILBERLING, N. & TOZER, E.: Biostratigraphic Classification of the Marine Triassic in North America. — *Spec. Paper Geol. Soc. Amer.*, **110**, 63 S., 1 Abb., 1 Taf., Ottawa 1968.
- SIMONY, F.: 2. Winteraufenthalt im Hallstätter Schneegebirge und 3. Besteigung der hohen Dachsteinspitze. — *Ber. Mitt. Freund. Naturw.*, **2**, 207–221, Wien 1847.
- Vorkommen der Urgebirgsgeschiebe auf dem Dachsteingebirge. — *Jb. Geol. R.-A.*, **2**, H. 2, 159–160, Wien 1851.
- SIRNA, G.: Fossili retici dei Monti di Amelia (Umbria). — *Riv. Ital. Palcont.*, **74**, 747–802, 2 Abb., Taf. 53–56, Milano 1968.
- SKUPHOS, Th.: Die stratigraphische Stellung der Partnach- und der sog. Unteren Cardita-Schichten in den Nordtiroler und Bayerischen Alpen. — *Geogn. Jh.*, **4** (1891), 87–142, 12 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Cassel 1892.
- Über Partanosaurus Zitteli Skuphos und Microleptosaurus Schlosseri nov. gen., nov. spec. aus den Vorarlberger Partnachschichten. — *Abh. Geol. R.-A.*, **15**, H. 5, 1–16, 1 Abb., 2 Tab., Taf. 1–3, Wien 1893.
- Über die Entwicklung und Verbreitung der Partnachschichten in Vorarlberg und im Fürstentum Liechtenstein. — *Jb. Geol. R.-A.*, **43** (1893), 145–178, 9 Abb., Taf. 5, Wien 1894.
- SMITH, J. P.: Upper Triassic marine invertebrate faunas of North America. — *Prof. Paper U. S. Geol. Surv.*, **141**, 262 S., zahlr. Tab., Taf. 1–121, Washington 1927.
- SÖHLE, U.: Geologische Aufnahmen des Labergebirges bei Oberammergau mit besonderer Berücksichtigung des Cenomans in den bayerischen Alpen. — *Geognost. Jh.*, **9** (1896), 1–66, 5 Abb., 2 Tab., Taf. 1–8, Cassel 1897.
- SOLOMONICA, P.: Zur tektonischen Stellung der Kieselkalkzone zwischen Wien und Altenmarkt a. d. Triesting. — *Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl.*, **68**, 137–139, Wien 1931.
- Die Grenzregion zwischen Flysch und Kalkalpen von der Traisen bis zur Mank. — *Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl.*, **71**, 221–223, Wien 1934 a.
- Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien und ihrer angrenzenden Gebiete. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **27** (1934), 1–119, Taf. 1–3, Wien 1935.
- SOMMER, D.: Die Prebichl-Schichten etc. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, **104** S., 67 Abb., 6 Taf., Wien 1969.
- Die Prebichlschichten als permotriassische Basis der nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1972**, 119–122, 3 Abb., Wien 1972.
- SPATH, L.: The Ammonoidea of the Trias. — *Catal. Foss. Cephal. Brit. Mus.*, pt. 4, 1–521, London 1934.
- SPENGLER, E.: Die Schafberggruppe. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **4**, 181–275, 1 Tab., Taf. 7–11, Wien 1911 a.
- Zur Tektonik von Sparberhorn und Katergebirge im Salzkammergute. — *Cbl. Min. etc.*, **1911**, 701–704, Stuttgart 1911 b.

- Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten I. Die Gosauzone Ischl-Strobl-Abtenau. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **121**, 1039–1086, 2 Taf., 1 geol. Kt., Wien 1912.
- Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten II. Das Becken von Gosau. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **123**, 267–328, 4 Taf., 1 geol. Karte, Wien 1914.
- Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. — Jb. Geol. R.-A., **68** (1918), 285–474, Taf. 14 a–18, Wien 1919 a.
- Zur Stratigraphie und Tektonik der Hochschwabgruppe. — Verh. Geol. St.-A., **1920**, 49–60, Wien 1920 a.
- Das Aflenzur Triasgebiet. — Jb. Geol. R.-A., **69** (1919), 221–254, Taf. 4, Wien 1920 b.
- Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen I. — Jb. Geol. B.-A., **72**, 155–182, 11 Prof., Wien 1922.
- [in:] SPENGLER, E. & PIA, J. v.: Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. — Samml. geol. Führer, **26**, 150 S., 17 Abb., 10 Taf., Berlin (Borntraeger) 1924 a.
- Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. II. — Jb. Geol. B.-A., **75**, 273–300, 2 Abb., Wien 1925 a.
- [in:] SPENGLER, E. & STINY, J.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte ... Blatt Eisen- erz, Wildalpe und Aflenz. — 100 S., 1 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1926 a.
- Fossilien aus der oberen kynthischen Stufe aus dem Schneebergegebiete. — Verh. Geol. B.-A., **1927**, 205–206, Wien 1927 d.
- Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentalles und des oberen Pielachgebietes. — Jb. Geol. B.-A., **78**, 53–144, Taf. 1–2, Wien 1928 a.
- Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte ... Blatt Schneeberg–St. Ägyd. — 108 S., 1 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1931 a.
- Geologische Karte des Sonnwendgebirges 1 : 10.000. — [In:] WÄHNER, F. & SPENGLER, E.: Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. 2. Teil. Leipzig/Wien (F. Deuticke) 1935.
- Die Nördlichen Kalkalpen etc. — S. 202–294, 18 Abb., [in:] F. X. SCHAFFER [Hrsg.]: Geologie der Ostmark, 1. Aufl., 599 S., 77 Abb., 4 Ktn., Wien (Deuticke) 1943.
- Die nördlichen Kalkalpen etc. — S. 302–413, 21 Abb., [in:] F. X. SCHAFFER [Hrsg.]: Geologie von Österreich, 2. Aufl., 810 S., 97 Abb., 5 Ktn., Wien (Deuticke) 1951 a.
- Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil. — Jb. Geol. B.-A., **96**, 1–64, 8 Abb., Taf. 1, Wien 1953.
- Siehe unter GANSS, O. et al., 1954.
- Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. — 2. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. — Jb. Geol. B.-A., **99**, 1–74, 5 Abb., Taf. 1, Wien 1956.
- Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. 3. Teil: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. — Jb. Geol. B.-A., **102**, 193–312, 5 Abb., Taf. 4, Wien 1959.
- Bemerkungen zu der Arbeit: „Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen“ von A. Tollmann. — Vh. Geol. B.-A., **1961**, 176–179, Wien 1961.
- Les zones de facies du trias des Alpes Calcaires Septentrionales et leurs rapports avec la structure des nappes. — Livre mém. P. Fallot, **2**, 465–475, 1 Abb., Paris 1963.
- SPITZ, A.: Der Höllensteinzug bei Wien. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **3**, 351–433, 15 Abb., Taf. 11–13, Wien 1910.
- Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **12** (1919), 1–115, 12 Abb., Taf. 1–3, Wien 1920.
- STEINER, P.: Die Eingliederung der Weyrer Bögen und der Gr. Reiflinger Scholle in den Faltenbau des Lunzer-Reichraminger Deckensystems. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **14–15**, 267–298, 1 Abb., Taf. 11, Wien 1965.
- Geologische Studien im Grenzbereich der mittleren und östlichen Kalkalpen (Österreich). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18** (1967), 9–88, 9 Abb., Taf. 1–2, Wien 1968.

- STEINHAUSEN, W.: Die Geologie der Ötscher-Decke zwischen Unterberg und Furth (N.-Ö.). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 10, 95–116, Taf. 7–9, Wien 1959.
- STEININGER, F. & THIENIUS, E.: 100 Jahre Paläontologisches Institut der Universität Wien 1873–1973. – 68 S., 12 Taf., Wien (Paläont. Inst.) 1973.
- STEINMANN, G.: Geologische Beobachtungen in den Alpen, I. – Ber. Naturf. Ges. Freiburg Br., 9 (1895), 245–263; 10 (1898), 215–292, Abb., Freiburg/Br. 1895/1898.
- Geologische Beobachtungen in den Alpen II. Die Schardtsche Überfaltungstheorie etc. – Ber. Naturf. Ges. Freiburg Br., 16, 18–67, 1 Tab., Freiburg/Br. 1906.
- STILLE, H.: Einführung in den Bau Amerikas. – 717 S., 128 Abb., Berlin (Borntraeger) 1940.
- STOLICZKA, F.: Über die Gastropoden und Acephalen der Hierlatzschichten. – Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., 43, 157–204, Taf. 1–7, Wien 1861.
- Eine Revision der Gastropoden der Gosauschichten in den Ostalpen. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., Abt. I, 52, 104–223, 1 Taf., Wien 1865.
- STOPPANI, A.: Géologie et Paléontologie des couches à *Avicula contorta* en Lombardie. – Paléontologie Lombarde. III., 264 S., 60 Taf., Milano 1860–1865.
- STOTTER, M.: Über den geognostischen Bau der Tiroler Alpen. – Ber. Mittheil. Freunde Naturwiss. Wien, 5, 141–151, Wien 1849.
- STUDER, B.: Urtheil zur geologischen Übersichtskarte der österreichischen Monarchie. – Haidingers Berichte Mitt. Freunde Naturwiss. Wien, 3 (1847), 396–397, Wien 1848.
- Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebung. – V, 272 S., Bern 1872.
- STUR, D.: Die liassischen Kalksteingebilde von Hirtenberg und Enzersfeld. – Jb. Geol. R.-A., 2, H. 3, S. 19–27, Wien 1851.
- Die geologische Beschaffenheit des Enns-Thales. – Jb. Geol. R.-A., 4, 461–483, 5 Abb., Wien 1853.
- Das Isonzotal von Flitsch abwärts usw. – Jb. Geol. R.-A., 9, 324–366, 11 Abb., 1 Taf., Wien 1858.
- Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Gran-Thale. – Jb. Geol. R.-A., 18, 337–426, Wien 1868 a.
- Beiträge zur Kenntniss der geologischen Verhältnisse der Umgegend von Raibl und Kaltwasser. – Jb. Geol. R.-A., 18, 71–122, 2 Abb., 3 Tab., Taf. 1–2, Wien 1868 b.
- Geologie der Steiermark. – 654 S., zahlr. Abb., Tfn., Graz (Geognost.-montanist. Ver.) 1871.
- Die obertriadische Flora der Lunzer-Schichten und des bituminösen Schiefers von Raibl. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., Abt. I, 91, 93–103, Wien 1885.
- STURANI, C.: Reflexions sur les faciès lumachelliques du Dogger mésogéen (*Lumachelle à „Posidonia alpina“* auct.). – Boll. Soc. Geol. Ital., 86, 445–467, 6 Abb., Roma 1967.
- STURM, M.: Zonation of Upper Cretaceous by means of Planctonic Foraminifera, Attersee (Upper Austria). – Rocznik polsk. towar. geol., 39, 103–132, 3 Abb., 2 Tab., Taf. 9–12, Krakow 1969.
- SUËSS, E.: Über die Brachiopoden der nordöstlichen Alpen. – Jb. Geol. R.-A., 3, H. 2, 171, Wien 1852 a.
- Über *Terebratula diphya*. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., 8, 553–566, Taf. 1, Wien 1852 b.
- Untersuchungen der Brachiopoden in den sogen. Kalkschichten von Kössen. – Jb. Geol. R.-A., 3, H. 1, 180–181, Wien 1852 c.
- Über die Brachiopoden der Kössener Schichten. – Dkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., 7, 2. Abt., 29–65, Taf. 1–4, Wien 1854.
- Über die Brachiopoden der Hallstätter Schichten. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., 9, 23–32, 1 Tab., Taf. 1–2, Wien 1855.
- Gliederung des Gebirges in der Gruppe des Osterhorns. – Verh. Geol. R.-A., 1866, 164–170, Wien 1866 a.
- Die Brachiopoden der Gosaausbildungen. – S. 156–159, Taf. 27, [in:] K. ZITTEL: Die Bivalven der Gosaausbildungen in den nordöstlichen Kalkalpen. – Dkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., 25, 76–122, 4 Abb., 5 Tab., Taf. 11–27, Wien 1866 b.

- SUËSS, E. & MOJSISOVIC, E. v.: Studien über die Gliederung der Trias- und Jura-Bildungen in den östlichen Alpen. Nr. I. Raibl. – Jb. Geol. R.-A., 17, 553–582, Taf. 13–14, Wien 1867.
- I. Studien über die Gliederung der Trias- und Jura-Bildungen in den östlichen Alpen. Nr. II. Die Gebirgsgruppe des Osterhornes. – Jb. Geol. R.-A., 18, 167–200, 1 Tab., Taf. 6–8, Wien 1868.
- SUËSS, F. E.: Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien. – Z. dt. geol. Ges., 81 (1929), 177–236, Berlin 1930.
- SUMMESBERGER, H.: Stellungnahme zu einigen Schichtennamen der nordalpinen Mitteltrias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 16 (1965), 71–83, 1 Abb., Wien 1966 a.
- Zum Typusprofil des Gutensteiner Kalkes. Stellungnahme zu E. Flügel & Kirchmayer 1962. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 16 (1965), 85–88, 1 Abb., Wien 1966 b.
- SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L.: Der Lithostratotypus des Gutensteiner Kalkes (Gutenstein, Niederösterreich; Mitteltrias). – Annalen Naturhist. Mus. Wien, 75, 343–356, 2 Abb., 3 Phototaf., 1 Profiltaf., Wien 1971.
- Der Stratotypus des Anis (Trias). – Annalen Naturhist. Mus. Wien, 76, 515–538, 4 Abb., 2 Taf., Wien 1972.
- TAUPITZ, K.-C.: Erze sedimentärer Entstehung auf alpinen Lagerstätten des Typus „Bleiberg“. – Erzmetall, 7, 343–349, Stuttgart 1954.
- TAUSCH, L. v.: Über die Bivalvengattung *Conchodus* und *Conchodus Schwageri* n. f. aus der obersten Trias der Nordalpen. – Abh. Geol. R.-A., 17, H. 1, 1–8, 2 Abb., Taf. 1–3, Wien 1892.
- TELLER, F.: Über den Schädel eines fossilen Dipnoers *Ceratodus Sturii* nov. spec. aus den Schichten der oberen Trias der Nordalpen. – Abh. Geol. R.-A., 15, H. 3, 1–39, 8 Abb., Taf. 1–3, Wien 1891.
- TERMIER, P.: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. – Bull. Soc. géol. France, (4) 3, 711–766, 4 Abb., Taf. 22–23, Paris 1903.
- THENIUS, E.: Niederösterreich. – Verh. Geol. B.-A., Bundesländerserie, Heft Niederösterreich. 2. Aufl., 280 S., 48 Abb., 16 Tab., Wien 1974.
- THURNER, A.: Die Baustile in den tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen. – Z. dt. geol. Ges., 113 (1961), 367–389, 7 Abb., Hannover 1962.
- TICHY, G.: Beiträge zur Palökologie und Stratigraphie der triassischen Megalodonten (Bivalven). – Schriftenr. Erdwiss. Kommiss. Österr. Akad. Wiss., 2, 177–182, 1 Abb., 1 Tab., Wien 1974.
- TIED, L.: Die Nerineen der österreichischen Gosauschichten. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 167, 483–517, 13 Abb., Taf. 1–3, Wien 1958.
- TIETZE, E.: Edmund v. Mojsisovics. – Verh. Geol. R.-A., 1907, 321–331, Wien 1907.
- TOLLMANN, A.: Das Stangalm-Mesozoikum (Gurktaler Alpen). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 9, 57–73, Taf. 11–12, Wien 1958 a.
- Die Hallstätter Zone von Mitterndorf, Salzkammergut. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 50 (1957), 359–364, Wien 1958 b.
- Geologie der Mosermannlgruppe. – Jb. Geol. B.-A., 101, 79–115, 1 Abb., Taf. 6–10, Wien 1958 c.
- Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 10, 1–62, 1 Taf., Wien 1959.
- Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen etc. – Geol. Rdsch., 50, 506–514, Taf. 15, Stuttgart 1960 a.
- Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. – Jb. Geol. B.-A., 103, 37–131, 4 Abb., Taf. 2–5, Wien 1960 b.
- Die Foraminiferenfauna des Oberconiac aus der Gosau des Ausseer Weißenbachtals in Steiermark. – Jb. Geol. B.-A., 103, 133–203, 2 Abb., Taf. 6–21, Wien 1960 c.
- Deckenbau und Fazies im Salzkammergut. – Z. dt. geol. Ges., 113 (1961), 495–500, Hannover 1962 b.
- (Die mesozoischen Schichtglieder der österreichischen Zentralalpen.) – [In:] O. KÜHN [Hrsg.]: Lexique stratigr. intern., 1, Europe, fasc. 8, Autriche. – 646 S., 2 Kt., Paris (Centre nat. rech. sci.) 1962 d.

- Ostalpensynthese. – VIII + 256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1963 a.
- Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen). – Geol. Rdsch., 53, 153–170, Taf. 16, Stuttgart 1963 c.
- Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14 (1963), 81–88, Taf. 8, Wien 1964 a.
- Zur alpidischen Phasengliederung in den Ostalpen. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 101, 237–246, Wien 1964 b.
- Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 1964, 270–299, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1964 c.
- Analyse der Weyerer Bögen und der Reiflinger Scholle. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14 (1963), 89–124, Taf. 7, Wien 1964 d.
- Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 103–133, 1 Abb., Wien 1965 a.
- Die Auswirkung der Jungkimmerischen Phase in den Nördlichen Kalkalpen etc. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1965, 495–504, Stuttgart 1965 b.
- Geologie der Kalkvorlpen im Ötischerland als Beispiel alpiner Deckentektonik. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 58 (1965), 103–207, Taf. 1–4, Wien 1966 a.
- Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotekton. Forsch., 21, 1–156, 20 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1966 b.
- [In:] GEYSSANT, J. & TOLLMANN, A.: Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France. Alpes autrichiennes. – Compte rend. somm. séanc. Soc. géol. France, 1966, 413–472, 16 Abb., 1 Kt., Paris 1966 c.
- Der geologische Bau des Erlafgebietes im Raum der Tormäuer. – Unsere Heimat, 37, 237–248, 3 Abb., Wien 1966 d.
- Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil: Der Ostabschnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 59 (1966), H. 2, 231–253, Taf. 1–2, Wien 1967 a.
- Das Längen-Breiten-Verhältnis der geosynklinalen Sedimenttröge. – Geol. Rdsch., 56, 78–94, 1 Abb., Stuttgart 1967 d.
- Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18 (1967), 207–248, Taf. 8, Wien 1968 a.
- Beitrag zur Frage der Skyth-Anis-Grenze in der zentralalpiner Fazies der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1968, 28–45, 2 Abb., Taf. 1–2, Wien 1968 b.
- Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. – Mitt. Österr. Geogr. Ges., 110, 224–244, Wien 1968 c.
- Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten-Bogens. – Geologie, 18, 1131–1155, 2 Abb. (Taf.), Berlin 1969 a.
- Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 2. Teil: Der Mittelabschnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 61 (1968), 124–181, Taf. 1, Wien 1969 c.
- Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 3. Teil: Der Westabschnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 62 (1969), 78–170, Taf. 1–3, Wien 1970 b.
- Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub. – Verh. Geol. B.-A., 1970, 324–345, 2 Abb., Wien 1970 c.
- Überblick über die Neuergebnisse vom geologischen Bau Niederösterreichs. – Unsere Heimat, 42, 103–140, 9 Abb., Wien 1971.
- Alter und Stellung des Alpenen Verrucano in den Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1972, 83–95, 1 Abb., Wien 1972 c.
- Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 64 (1971), 173–208, 1 Abb., 1 Tab., Wien 1972 d.
- Die Neuergebnisse über die Triasstratigraphie der Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 65–113, Innsbruck (1972) 1973 a.
- Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. – XXIII, 404 S., 170 Abb., Wien (Deuticke) 1973 b.
- Der Südwestabschnitt der Inntaldecke in den Tiroler Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1973, 367–376, Beil.-Taf. 18, Wien 1973 c.

- Karpatische Züge in Fazies und Tektonik der Ostalpen sowie Anmerkungen zur Großgliederung des Subtratrikums. – Andrusov-Festschrift, Bratislava 1974 a.
- Zur Gliederung der triadischen Faziesregionen in den Ostalpen. – Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 2, 183–193, Wien 1974 b.
- TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E.: Das Alter des hochgelegenen „Ennstal-Tertiärs“. – Mitt. Österr. Geogr. Ges., 104, 338–347, 3 Abb., Wien 1962.
- Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. – *Geologica et Palaeont.*, 4, 87–145, 20 Abb., 8 Taf., Marburg/L. 1970.
- TOSCHEK, P. H.: Sedimentological Investigation of the Ladinian „Wettersteinkalk“ of the „Kaiser Gebirge“ (Austria). – S. 219–227, 11 Abb.; [in:] MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G. [Hrsg.]: Recent Development in Carbonate Sedimentology in Central Europe. – Berlin (Springer) 1968.
- TOULA, F.: Geologische Notizen aus dem Triestingthale. – *Jb. Geol. R.-A.*, 36, 699–714, 6 Abb., Wien 1886.
- Die Acanthicus-Schichten im Randgebirge der Wiener Bucht bei Gießhübl (Mödling WNW). – *Verh. Geol. R.-A.*, 1907, 299–305, Wien 1907 a.
- Die Acanthicus-Schichten im Randgebirge der Wiener Bucht bei Gießhübl (Mödling WNW). – *Abh. Geol. R.-A.*, 16, H. 2, 1–120, 32 Abb., 1 Tab., 19 Taf., Wien 1907 b.
- Oberer Lias am Inzersdorfer Waldberge (nördlich von Gießhübl), im Randgebirge der Wiener Bucht. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1908, 209–232, Wien 1908.
- Schichten mit *Gervilleia* („Perna“) Bouéi v. Hauer, am Gaumannmüllerkogel an der Weissenbacher Straße. – *Jb. Geol. R.-A.*, 59 (1909), 383–406, 2 Abb., 2 Prof., Taf. 12, Wien 1910.
- Die Kalke vom Jägerhause unweit Baden (Rauchstallbrunnengraben) mit nordalpiner St. Cassianer Fauna. – *Jb. Geol. R.-A.*, 63, 77–126, 4 Abb., Taf. 4–7, Wien 1913.
- TOZER, E.: The Triassic period. – *Quarterly J. Geol. Soc. London*, 120 S., 207–209, London 1964.
- Upper Triassic Ammonoid zones of the Peace River Foothills, British Columbia etc. – *Canad. J. Earth Sci.*, 2, 216–226, 1 Abb., Nagoya 1965 a.
- Lower Triassic stages and Ammonoid Zones of Arctic Canada. – *Paper Geol. Surv. Canada*, 65–12, 14 S., 2 Abb., 1 Tab., Ottawa 1965 b.
- A standard for Triassic time. – *Bull. Geol. Surv. Canada*, 156, 103 S., 23 Abb., 2 Tab., 10 Taf., Ottawa 1967.
- Triassic Time and Ammonoids; Problems and Proposals. – *Canadian J. Earth Sci.*, 8, 989–1031, 1 Abb., 2 Tab., Ottawa 1971.
- Definitions and Limits of Triassic Stages and Substages: Suggestions Prompted by Comparisons Between North America and the Alpine-Mediterranean Region. – *Schriftenr. Erdwiss. Kommiss. Österr. Akad. Wiss.*, 2, 195–206, 1 Tab., Wien 1974.
- TRAUTH, F.: Die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. – *Beitr. Paläont. Geol. Österr. Ungarn Orient*, 22, 1–142, 1 Abb., Taf. 1–4, Wien 1909.
- Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 9, 77–86, 1 Abb., Taf. 8, Wien 1916.
- Das Eozänvorkommen bei Radstadt im Pongau etc. – *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl.*, 95, 171–278, 5 Abb., Taf. 1–5, Wien 1918 a.
- Über einige Krustazeenreste aus der alpin-mediterranen Trias. – *Annalen Naturhist. Hofmus. Wien*, 32, 172–192, 1 Abb., Taf. 1, Wien 1918 b.
- Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 14 (1921), 105–265, 1 Tab., Taf. 3–4, Wien 1922.
- Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. I, II. – *Dkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl.*, 1. Teil: 100, 101–212, Taf. 1–5, Wien 1925; 2. Teil: 101, 29–65, 4 Abb., Taf. A–D, Wien 1927.
- Aptychenstudien VI–VII [Laevaptychi aus Malm und Unterkreide]. – *Annalen Naturhist. Mus. Wien*, 45, 17–136, 3 Abb., Taf. 1, Wien 1931.

- Die Punctapychi des Oberjura und der Unterkreide. — Jb. Geol. B.-A., 85, 309–332, 2 Abb., Taf. 12, Wien 1935.
- Aptychenstudien VIII. Die Laevilamellapychi des Oberjura und der Unterkreide. — Annalen Naturhist. Mus. Wien, 47, 127–145, Taf. 3, Wien 1936.
- Die Lamellapychi des Oberjura und der Unterkreide. — Palaeontographica, Abt. A, 88, 115–229, Taf. 9–14, Stuttgart 1938.
- Geologie des Kalkalpenbereiches der zweiten Wiener Hochquellenleitung. — Abh. Geol. B.-A., 26, H. 1, 99 S., 5 Abb., Taf. 1–12, Wien 1948.
- Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1948, 145–218, Taf. 1–3, Wien 1950.
- Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen a. d. Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. — Verh. Geol. B.-A., 1954, 89–140, 1 Abb., 1 Taf., Wien 1954.
- Erich Spengler. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 55 (1962), 237–250, 1 Taf., Wien 1963.
- TROMMSDORFF, V.: Über Lamprophyre aus den nördlichen Kalkalpen (Ehrwaldit). — Tschermarks miner. petrogr. Mitt., (3) 8, 281–325, 16 Abb., Wien 1962.
- TRÜMPY, R.: Wechselbeziehungen zwischen Palaeogeographie und Deckenbau. — Vjschr. Naturforsch. Ges. Zürich, 100, 217–231, Zürich 1955.
- Die Vorgeschichte der Kettengebirge. — Verh. Schweiz. Naturf. Ges., 1958, 80–92, Glarus 1958.
- TRÜMPY, R. & HACCARD, D.: Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France. Les Grisons. — Compte r. Soc. Géol. France, 1969, 329–396, 22 Abb., Paris 1970.
- TRUSHEIM, F.: Die Mittenwalder Karwendelmulde. — Wiss. Veröff. Dt. Ost. Alpenver., 7, 69 S., 3 Abb., 8 Taf., Innsbruck 1930.
- UHLIG, V.: Zur Kenntnis der Cephalopoden der Roßfeldschichten. — Jb. Geol. R.-A., 32, 373–396, 3 Abb., Taf. 4, Wien 1882.
- Über neocome Fossilien vom Gardenazza in Südtirol, nebst einem Anhang über das Neocom von Ischl. — Jb. Geol. R.-A., 37 (1887), 69–108, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 3–5, Wien 1888.
- ULRICH, R.: Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee. — Geologica bavarica, 41, 99–151, 17 Abb., 1 Beil.-Taf., München 1960.
- URLICHS, M.: Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ökologie. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 661–710, 8 Abb., Taf. 1–4, 1 Beil., Innsbruck (1972) 1973.
- VACEK, M.: Über Vorarlberger Kreide. — Jb. Geol. R.-A., 29, 659–758, 3 Taf. (18–19 a), Wien 1879.
- Zur Erinnerung an Dionys Stur. — Jb. Geol. R.-A., 44 (1894), 1–24, Wien 1895.
- VÉGH, S.: Die Kössener Schichten des Bakony-Gebirges in Ungarn. — Földtani Közlöny, 91, 273–281, 6 Abb., 1 Tab., Taf. 43, Budapest 1961.
- VÉGH-NEUBRANDT, E.: Petrologische Untersuchungen der Obertrias-Bildungen des Gerecsegebirges in Ungarn. — Geologica Hungar., ser. geol., 12, 1–132, 50 Abb., 11 Tab., Budapest 1960.
- Norischer Dachsteinkalk im Nord-Bakony. — Földtani Közlöny, 93, 332–340, Taf. 15–18, Budapest 1963.
- Hauptzüge der Entwicklung der Megalodontiden. — Földtani Közlöny, 98, 227–240, 7 Abb., Budapest 1968.
- Neue Megalodontaccae-Arten aus der Obertrias von Ungarn. — Földtani Közlöny, 102, 10–39, 2 Abb., Taf. 1–10, Budapest 1973.
- VERLOOP, J. H.: Profil der Lunzer Schichten in der Umgebung von Lunz. — Z. dt. geol. Ges., 60, Mon. ber., 81–89, 2 Abb., Berlin 1908.
- VETTERS, H.: Die nördliche Hälfte der Kleinen Karpaten samt dem Weißen Gebirge. — Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung. Orient, 16, 49–106, Abb. 21–40, Taf. 1–2, Wien 1904.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten. — 351 S., Tab. (S. 304–312), Wien (Geol. B.-A.) 1937.
- VIDAL, H.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges etc. — Geologica Bavarica, 17, 56–88, 8 Abb., München 1953.

- VOGELTANZ, R.: Fischfunde aus der Salzburger Obertrias. – Der Aufschluß, 20, 96–99, 4 Abb., Heidelberg 1969.
- VOZÁR, J.: Der perm-meozoische Vulkanismus in den Westkarpaten und Ostalpen. – Geol. Práce, 44–45, 149–162, 4 Abb., Bratislava 1968.
- Das vulkanoklastische Material in der Mitteltrias des Nordgermeriden Mesozoikums. – Geol. Práce, 49, 141–148, 2 Abb., Bratislava 1969.
- Der mehrphasige Charakter des Perm-Vulkanismus der Choč-Einheit in der Niederen Tatra. – Geol. Práce, 55, 131–137, 1 Abb., Bratislava 1971.
- Chemismus der permischen Vulkanite der Choč-Einheit in den Westkarpaten. – Nauka o semi, 7, ser. geol., 7, 85 S., 9 Abb., 29 Tab., Bratislava 1973.
- WAAGEN, L.: Der Formenkreis des *Oxytoma inaequivalve* Sowerby. – Jb. Geol. R.-A., 51 (1901), 1–24, Taf. 1, Wien 1902.
- Zur Stratigraphie und Tektonik des Toten Gebirges. – Verh. Geol. B.-A., 1924, 51–71, 1 Abb., Wien 1924.
- WAGNER, L.: Die Entwicklung der Mitteltrias in den östlichen Kalkvorpalen im Raum zwischen Enns und Wiener Becken. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 202 S., 11 + 164 Abb., 25 Taf., Wien 1970.
- WÄHNER, F.: Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. – Verh. Geol. R.-A., 1886, 168–176, 190–206, Wien 1886.
- Beiträge zur Kenntnis der tieferen Zonen des unteren Lias in den nordöstlichen Alpen. – Beitr. Paläont. Österr.-Ung. Oriens, 2–6, 8, 9, 11, 226 S., 26 Taf., Wien 1882–1898.
- Exkursion nach Adnet und auf den Schafberg. – Führer Geol. Exk. 9. Internat. Geol.-Kongr. Wien, IV/2, 20 S., 2 Abb., Wien 1903.
- Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. 1. Teil: XII + 356 S., 19 Taf., 1 Kt.; 2. Teil: (& E. SPENGLER): XVI + 200 S., 29 Taf., 1 Kt., Leipzig/Wien (F. Deuticke) 1903 b/1935.
- WAWILOW, M. & LOSOWSKII, W.: K woprossu o jarusnom rastschlenenii nishnego triassa. – Isw. Akad. Nauk SSSR, ser. geol., 1970, H. 9, 93–99, 2 Tab., Moskwa 1969.
- WEBER, E.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Roßfeldschichten und ihrer Fauna. – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. B, 86, 247–281, 5 Abb., 1 Tab., Taf. 12–16, Stuttgart 1942.
- WEBER, F.: Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Traunsee und Almtal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 51 (1958), 295–352, Taf. 1–3, Wien 1960.
- WEBER, L.: Das Alter der Sideritvererzung im Westteil der Gollrader Bucht (Stmk.). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 206 S., zahlr. Abb., 12 Beil., Wien 1974.
- WEIGEL, O.: Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. – Jb. Geol. B.-A., 87, 11–40, 6 Abb., geol. Kt. (Taf. 2), Wien 1937.
- WEIGERT, U.: Zur Geologie der Hallstätter Zone östlich Bad Goisern (Oberösterreich). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 146 S., 53 Abb., 10 Taf., Wien 1971.
- WENDT, J.: *Discohelix* (Archaeogastropoda, Euomphalacea) as an index fossil in the Tethyan Jurassic. – Palaeontol., 11, 554–575, 9 Abb., Taf. 107–110, London 1968.
- Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalks im Sonnwendgebirge (Tirol, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 132, 219–238, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 21–25, Stuttgart 1969.
- Foraminiferen-„Riffe“ im karnischen Hallstätter Kalk des Feuerkogels (Steiermark, Österreich). – Paläont. Z., 43, 177–193, 7 Abb., Taf. 21–22, Stuttgart 1969.
- Stratigraphische Kondensation in triadischen und jurassischen Cephalopodenkalken der Tethys. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1970, 433–448, 13 Abb., Stuttgart 1970.
- Genese und Fauna submariner sedimentärer Spaltenfüllungen im mediterranen Jura. – Paläontographica, A, 136, 121–192, 20 Abb., 7 Tab., Taf. 15–18, Stuttgart 1971.
- Die Typlokalität der Adneter Schichten (Lias, Österreich). – Annales Inst. geol. publ. Hungarici, 54, fasc. 2, 105–116, 4 Abb., Budapest 1971.
- WERNECK, W. L.: Faciesdifferenzierung und Erzvorkommen im oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen zwischen Traun und Enns (Oberösterreich). – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., 119, 211–221, 7 Abb., Wien 1974.
- WESSELY, G.: Ein Fossilfundpunkt in Lias von Groisbach (N.-Ö.) und seine geologische Stellung. – Verh. Geol. B.-A., 1967, 37–50, 2 Abb., Wien 1967.

- WEYNSCHENK, R.: Beiträge zur Geologie und Petrographie des Sonnwendgebirges (Tirol), besonders der Hornsteinbreccien. – Schlern-Schriften, 59, 66 S., 7 Abb., 15 Taf., 3 Beil.-Taf., Innsbruck 1949.
- WICHER, C. A. & BETTENSTAEDT, F.: Die Gosau-Schichten im Becken von Gams (Österreich) und die Foraminiferengliederung der höheren Oberkreide in der Tethys. – Paläont. Z., 30, Sdh., 87–136, 7 Abb., Taf. 12–13, Stuttgart 1956.
- WIEDNER, J.: Über den Ursprung der Neomorphoideen – Das Problem einer Typogenese. – *Eclogae geol. Helv.*, 63, 923–1020, 31 Abb., Taf. 1–10, Basel 1970.
- Ammoniten-Nuklei aus Schlammproben der nordalpinen Obertrias etc. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, 561–622, 21 Tab., Taf. 1–6, Innsbruck (1972) 1973 a.
- Upper Triassic Heteromorph Ammonites. – *Atlas of Palaeobiogeography* [Hrsg.: A. HALLAM], 235–249, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf. (Taf. 1 a–c), Amsterdam (Elsevier) 1973 b.
- Zum Problem der Definition und Abgrenzung von Obenor (Sevat) und Rhät. – *Schriften. Erdwiss. Kommiss. Österr. Akad. Wiss.*, 2, 229–235, 1 Abb., 1 Tab., Wien 1974.
- WIESENER, H.: Genesis und Speichereigenschaften des alpinen Hauptdolomites. – *Erdoel-Erdgas-Z.*, 84, 434–438, 5 Abb., Wien-Hamburg 1968.
- WILLE, U.: Zur Altersstellung zweier Rudistenriffe in der Gosau der südlichen Osterhorngruppe. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I*, 100, 154–163, 2 Abb., Wien 1963.
- WILLE-JANOSCHEK, U.: Stratigraphie und Tektonik der Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs im Raume von Gosau und Abtenau (Salzburg). – *Jb. Geol. B.-A.*, 109, 91–172, 3 Abb., Taf. 1–11, Wien 1966.
- WILLE, U.: Die Foraminiferenfauna des Eozäns von Schorn bei Abtenau (Salzburg, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 111, 213–291, 3 Abb., Taf. 1–16, Wien 1968.
- WILMERS, W.: Geologie des Ostendes der Mulde von Thiersee westlich Kufstein in Tirol. – *Z. dt. geol. Ges.*, 113 (1961), 426–445, 4 Abb., Hannover 1962.
- WINKLER, A.: Über Studien in den inneralpinen Tertiärlagerungen und über deren Beziehungen zu den Augensteinfeldern der Nordalpen. – *Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I*, 137, 183–225, 6 Abb., Wien 1928.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Tertiäre Ablagerungen und junge Landformung im Bereiche des Längstales der Enns. – *Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I*, 159, 255–280, Wien 1950.
- Geologisches Kräftespiel und Landformung. – 822 S., 3 Taf., Wien (Springer) 1957.
- WINKLER, G. G.: Die Schichten der *Avicula contorta* inner- und außerhalb der Alpen. – *Habil.-schrift der Ludw.-Maxim.-Univers. München*, 51 S., 2 Taf., München (J. Palm) 1859.
- Der Oberkeuper nach Studien in den bayerischen Alpen. – *Z. dt. geol. Ges.*, 13, 459–521, Taf. 5–9, Berlin 1861.
- Beiträge zur Geologie der bayerischen Alpen. – *N. Jb. Miner. etc.*, 1864, 295–314, Taf. 6–7, Stuttgart 1864.
- Neue Nachweise über den unteren Lias in den bairischen Alpen. – *N. Jb. Miner. etc.*, 1886/II, 1–34, 1 Abb., Taf. 1–2, Stuttgart 1886.
- WITTENBURG, P. v.: Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. – *Kokens Geol. Paläont. Abh.*, N. F., 8, H. 5, 251–292, 15 Abb., Taf. 36–40, Jena 1908.
- WÖHRMANN, F. v.: Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler-Schichten in den Nordtiroler und bayerischen Alpen. – *Jb. Geol. R.-A.*, 39, 181–258, 8 Abb., 2 Tab., Taf. 5–10, Wien 1889.
- Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. – *Jb. Geol. R.-A.*, 43 (1893), 617–768, 1 Tab., Taf. 13, Wien 1894.
- WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiärschichten der nördlichen Ostalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, 106, 89–119, 4 Abb., 18 Tab., 1 Taf., Wien 1963.
- Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. – *Geol. Rdsch.*, 56, 308–320, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1967.
- Zur Differenzierung der Kalkalpinen Unterkreide mit Hilfe der Schwermineralanalysen. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1970, A 80–81, Wien 1971.

- WOLF, M.: Sporenstratigraphische Untersuchungen im „Randcenoman“ Oberbayerns. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1963, 337–354, 5 Abb., Stuttgart 1963.
- WOLFF, H.: Zur Rät-Fazies des östlichen Wendelstein-Gebietes (Bayerische Alpen). – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., 7, 227–243, Abb. 2–4, Taf. 9, München 1967.
- Die tiefe Oberkreide (Cenoman-Turon) von Regau im östlichen Wendelstein-Gebiet (Bayerische Alpen). – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., 8, 309–322, 1 Abb., München 1968.
- Neue Ergebnisse der geologisch-paläontologischen Untersuchungen im „Hochbajuvaricum“ des östlichen Wendelstein-Gebietes (Bayerische Alpen). – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., 8, 393–413, 3 Abb., München 1968.
- Gastropodenfauna und Biotope des Oberalb (+ Vraconnien) vom Tennboden (Bayerische Kalkalpen, Chiemgau). – Diss. Naturwiss. Fak. Univ. München, 208 + XXVIII S., 21 Abb., 7 Taf., München (Photodruck: Typo-Druck-Dienst) 1970.
- Die tektonischen Verhältnisse des Wendelstein-Gebietes (Bayerische Kalkalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 143, 111–131, 5 Abb., Stuttgart 1973 a.
- Fazies-Gliederung und Paläogeographie des Ladins in den bayerischen Kalkalpen zwischen Wendelstein und Kampenwand. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 143, 246–274, 7 Abb., Stuttgart 1973 b.
- WOPFNER, H.: Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Muttekopf-Gebietes (Tirol). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 100, 11–82, 9 Abb., 5 Diagr., Taf. 5–8, 4 Beil., Stuttgart 1954.
- YEN, J.: Systematics and distribution of Pyrgulifera Meek. – Annalen Naturhist. Mus. Wien, 62, 193–209, 1 Tab., Taf. 2, Wien 1958.
- A Brackish Gastropod Fauna of the Lunz Strata. – Annalen Naturhist. Mus. Wien, 68, 269–272, 1 Taf., Wien 1965 a.
- Further Studies on Species of Pyrgulifera. – Annalen Naturhist. Mus. Wien, 68, 273–278, 1 Taf., Wien 1965 b.
- ZACHER, W.: Fazies und Tektonik im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., 44, 85–92, 2 Abb., Stuttgart 1962.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, Blatt 8430 Füssen. – 151 S., 31 Abb., 4 Taf., 2 Beil., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1964.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, Blatt 8429 Pfronten. – 208 S., 44 Abb., 4 Taf., 3 Beil., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1966 a.
- Die kalkalpinen Kreide-Ablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Nordtirol). – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., 6, 213–228, 4 Abb., München 1966 b.
- ZANKL, H.: Die Geologie der Torrener-Joch-Zone in den Berchtesgadener Alpen. – Z. dt. geol. Ges., 113, 446–462, 7 Abb., Hannover 1962.
- Zur mikrofaunistischen Charakteristik des Dachsteinkalkes (Nor/Rhät) mit Hilfe einer Lösungstechnik. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 293–311, 3 Taf., Wien 1965.
- Holothurien-Sklerite aus dem Dachsteinkalk (Ober-Trias) der nördlichen Kalkalpen. – Paläont. Z., 40, 70–88, 3 Abb., Taf. 5–7, Stuttgart 1966.
- Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. – Geol. Rdsch., 56, 128–139, 1 Abb., Stuttgart 1967.
- Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. – Abh. Senckenberg. naturf. Ges., 519, 1–123, 74 Abb., 15 Taf., Frankfurt/M. 1969 a.
- Structural and textural evidence of early lithification in fine-grained carbonate rocks. – Sedimentology, 12, 241–256, 7 Abb., Amsterdam 1969 b.
- Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. – S. 147–185, 20 Abb.; [in:] G. MÜLLER [Hrsg.]: Sedimentology of parts of Central Europe. Frankfurt/M. (W. Kramer) 1971.
- ZAPFE, H.: Ein Diabas in den Werfener Schiefem am Südhang der Bischofsmützensgruppe im Dachsteingebiet. – Verh. Geol. B.-A., 1934, 106–108, Wien 1934.
- Paläobiologische Untersuchungen an Hippuritenvorkommen der nordalpinen Gosauschichten. – Verh. Zool.-Bot. Ges. Wien, 86/87, 73–124, 10 Abb., Wien 1937.

- Eine rhätische Fauna aus dem Gebiete des Eibenberges bei Ebensee in Oberösterreich. — Jb. oberöst. Musealver., 94, 235–257, Taf. 1, Linz 1949.
 - Megalodontiden aus der Obertrias des südlichen Wienerwaldes. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 87, 243–250, Wien 1950.
 - Dachsteinkalk und „Dachsteinmuscheln“. — Natur und Volk, 87, 87–94, 8 Abb., Frankfurt/M. 1957.
 - Triasfragen des nordalpinen Mesozoikums. — Verh. Geol. B.-A., 1959, 122–128, Wien 1959.
 - Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich). I. Beobachtungen über das Verhältnis der Zlambach-Schichten zu den Riffkalken im Bereich des Großen Donnerkogels. — Verh. Geol. B.-A., 1960, 236–241, Wien 1960.
 - Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachstein, Oberösterreich). IV. Bisher im Riffkalk des Gosaukammes aufgesammelte Makrofossilien etc. — Verh. Geol. B.-A., 1962, 346–361, 2 Abb., Wien 1962 a.
 - Ein Massenvorkommen von Gastropoden im Dachsteinkalk des Tennengebirges, Salzburg. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, 65, 57–69, 4 Abb., 2 Taf., Wien 1962 b.
 - Zur Kenntnis der Fauna des oberrhätischen Riffkalkes von Adnet, Salzburg (exkl. Riffbildner). — Ann. Naturhist. Mus. Wien, 66, 207–259, 1 Abb., Taf. 1–3, Wien 1963 a.
 - Aptychen-Lumachellen. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, 66, 261–266, 1 Taf., Wien 1963 b.
 - Das Mesozoikum in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56 (1963), 361–399, 2 Tab., Wien 1964 a.
 - Das Meer der alpinen Gosauformation. — Veröff. Naturhist. Mus. Wien, N. F., 5, 111–117, Abb. 137–146, Wien 1964 b.
 - Zur Kenntnis der Megalodontiden des Dachsteinkalkes im Dachsteingebiet und Tennengebirge. — Annalen Naturhist. Mus. Wien, 67, 253–286, 4 Abb., 7 Taf., Wien 1964 c.
 - Die Fauna der „erratischen Blöcke“ auf der Falnbergalm bei Gosau, Oberösterreich. — Annalen Naturhist. Mus. Wien, 68, 279–308, Taf. 1, Wien 1965.
 - Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich). VIII. Fragen und Befunde von allgemeiner Bedeutung für die Biostratigraphie der alpinen Obertrias. — Verh. Geol. B.-A., 1967, 13–27, Wien 1967 a.
 - Die Fauna der Zlambach-Mergel der Fischerwiese bei Aussee, Steiermark. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, 71, 413–480, 1 Abb., Taf. 1–9, Wien 1967 b.
 - Rhaetomegalodonten aus dem Dachsteinkalk der niederösterreichischen Voralpen. — Annalen Naturhist. Mus. Wien, 73, 141–159, 4 Abb., Taf. 1, Wien 1969.
 - Die Stratotypen des Anis, Tuval und Nor und ihre Bedeutung für die Biostratigraphie und Biostratinomie der alpinen Trias. — Annales inst. geol. publ. Hungar., 54, fasc. 2, 579–590, Budapest 1971 a.
 - Index Palaeontologicorum Austriae. — Catalogus fossilium Austriae, 15, 140 S., Wien (Österr. Akad. Wiss.) 1971 b.
 - *Cornucardia hornigii* (BITTNER) in einer „Dachsteinkalk-Fazies“ der Nordalpen. — Annalen Naturhist. Mus. Wien, 76, 587–604, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1972.
 - Mesozoikum in Österreich (Überblick über die stratigraphische Forschung 1963–1972). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 65 (1972), 171–216, 9 Abb., Wien 1973 a.
 - *Otapiria* (Monotidae, Bivalvia) aus der alpinen Trias. — Annalen Naturhist. Mus. Wien, 77, 149–158, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 1, Wien 1973 b.
 - [Hrsg.]: Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. — Schriftenr. Erdwiss. Kommiss. Österr. Akad. Wiss., 2, 251 S., 42 Abb., 15 Tab., 12 Taf., Wien (Springer) 1974 a.
 - Trias in Österreich. — Schriftenr. Erdwiss. Kommiss. Österr. Akad. Wiss., 2, 245–251, 1 Tab., Wien 1974 b.
- ZARDINI, R.: Fossili di Cortina. Atlante degli Echinodermi Cassiani etc. — 29 S., 20 Abb., 22 Taf., Cortina d'Ampezzo/Via Verocai 45 (Photo Ghedina) 1973.
- ZEIL, W.: Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern. — Geologica Bavarica, 20, 85 S., 5 Abb., 10 Taf., 2 geol. Ktn., München 1954.
- Die Kreidetransgression der Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 101, 141–226, 13 Abb., 1 Tab., Taf. 18–26, Stuttgart 1955.

- Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayerischen Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 103, 375–412, 8 Abb., Taf. 17–19, Stuttgart 1956 a.
- Untersuchungen in der kalkalpinen Kreide Bayerns. – Z. dt. geol. Ges., 106 (1954), 468–477, 2 Abb., Hannover 1956 b.
- Fazies-Unterschiede in den kretazischen Teiltrögen der alpinen Geosynklinale Bayerns. – Geol. Rdsch., 45, 134–143, 4 Abb., Stuttgart 1956 c.
- Zur Frage der Faltungszeiten in den deutschen Alpen. – Z. dt. geol. Ges., 113 (1961), 359–366, 1 Abb., Hannover 1962.
- ZEKELI, F.: Die Gastropoden der Gosaugebilde. – Abh. Geol. R.-A., 1/II, 1–124, 1 Tab., Taf. 1–24, Wien 1852.
- ZIEGLER, J. H.: *Lituola grandis* (REUSS) aus dem Untermaastricht der Bayerischen Alpen. – Palaeontographica, 112, Abt. A, 59–132, 1 Abb., 2 Beil., Taf. 6–10, Stuttgart 1959.
- ZIRKEL, E.: Die basischen Eruptivgesteine an der Kalkalpen-Flyschgrenze. – Jb. Geol. B.-A., 94, 61–84, 2 Tab., Taf. 8 a, Wien 1951.
- Der Melaphyr von Hallstatt. – Jb. Geol. B.-A., 100, 139–178, Taf. 11–14, Wien 1957.
- ZITTEL, K.: Die Bivalven der Gosaugebilde in den nordöstlichen Alpen. – Dkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., 24 (1864), 105–176, Taf. 1–10; 25 (1866), 76–122, 4 Abb., 5 Tab., Taf. 11–27, Wien 1864–1866.
- Geschichte der Geologie und Paläontologie bis Ende des 19. Jahrhunderts. – Gesch. Wiss. Dtsch. Neuere Zeit, 23, 868 S., München und Leipzig (Oldenbourg) 1899.
- ZORKOVSKY, V.: The basic Eruptives in the Mesozoic of the Western and Central Slovakia. – Práce Státn. Geol. Ústav., 26, 1–44, 18 Abb., Taf. 1–4, Bratislava 1949.
- ZUGMAYER, H.: Untersuchungen über rhätische Brachiopoden. – Beitr. Paläont. Österr. Ungarn Orient, 1, 1–42, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 1–4, Wien 1880 a.
- Über rhätische Brachiopoden. – Jb. Geol. R.-A., 30, 149–156, 4 Abb., Wien 1880 b.