

**Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes – ein Modell am Beispiel  
Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich)**

von

**Gerhard Walter MANDL**

mit 5 Abb., 5 Taf., 8 Beilagen

Anschrift des Verfassers:

Dr. Gerhard W. Mandl  
Institut für Grundbau, Geologie und Felsbau,  
Abteilung Geologie  
Technische Universität Wien  
Karlsplatz 13  
A-1040 Wien

## Inhalt

1. Zusammenfassung . . . . .	134
Summary . . . . .	136
2. Einleitung . . . . .	136
3. Stratigraphie und fazielle Entwicklung . . . . .	137
3.1 Das basale Flachwasserstadium . . . . .	137
Haselgebirge . . . . .	137
Werfener Schichten . . . . .	137
Gutensteiner Schichten . . . . .	137
Steinalmschichten . . . . .	138
3.2 Die Reiflinger Wende – der Beginn fazieller Differenzierung . . . . .	138
3.3 Die Hallstätter Graufazies – Plattformrand- und Beckenbereiche . . . . .	139
Buntdolomit/Reiflinger Schichten (Mitteltrias) . . . . .	139
Nordalpine Raibler Schichten, „Cidarisbreccie“ (Karn) . . . . .	141
Pötschenschichten und helle Bankkalke (Oberkarn, Nor) . . . . .	142
Pedataschichten (Mittel- bis Oberrnor) . . . . .	144
Zlambachschichten (? Sevat, Rhät) . . . . .	145
3.4 Beziehungen zwischen Karbonatplattform und Hallstätter Graufazies . . . . .	147
Mitteltrias . . . . .	147
Karn . . . . .	147
Nor – Rhät . . . . .	148
3.5 Die Hallstätter Buntfazies – beckeninterne Schwellenzonen . . . . .	149
3.5.1 Lithologische Gliederung . . . . .	149
Unterer Grauvioletter Bankkalk . . . . .	149
Graugelber Bank- und Massenkalk . . . . .	149
Oberer Grauvioletter Bankkalk . . . . .	149
Roter Knollenflaserkalk . . . . .	150
Bunte Flaserkalke mit rotem Hornstein . . . . .	150
Roter Bankkalk/Schreyeralmkalk . . . . .	150
Massiger Hellkalk, helle Bankkalke . . . . .	150
Hangendrot- und -graukalk . . . . .	150
3.5.2 Mikrofazies und diagenetische Veränderungen . . . . .	152
Mikrofaziestypen . . . . .	152
Knollenflasergefüge . . . . .	154
Hornsteinbildung . . . . .	155
3.5.3 Räumlich/zeitliche Verteilung der Buntkalke und Beziehungen zur Graufazies . . . . .	155
Mitteltrias . . . . .	155
Obertrias . . . . .	156
3.6 Ablagerungsbedingungen und Paläogeographie . . . . .	158
4. Anmerkungen zu Detailfragen des Gosaukammgebietes . . . . .	161
5. Literatur . . . . .	163

## 1. Zusammenfassung

Die triadischen Sedimentgesteine des untersuchten Gebietes lassen nach ihrer faziellen Ausbildung eine grobe laterale Gliederung des Ablagerungsraumes in Karbonatplattformen mit Lagunen- und Riffsedimenten (Wettersteinkalk, Dachsteinkalk)

und in Beckenzonen mit Dominanz von grauen Hornsteinkalken (Hallstätter Graufazies) oder mit bunten, fossilreichen Kalken (Hallstätter Buntfazies) zu.

Da die ursprünglichen Zusammenhänge dieser drei Hauptfazieszonen im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung weitgehend zerstört wurden, sind paläogeographische Rekonstruktionen problematisch. Die Aufnahme und Korrelation zahlreicher, faziell unterschiedlicher Profile versprach ein verbessertes Bild der primären Beziehungen zu liefern.

Die fazielle Differenzierung begann im Laufe des Mitteltrias mit der tektonischen Zerlegung des einförmigen Flachwasserschelfes (Steinalmkalk); im Zusammenhang damit steht der zunehmende pelagische Einfluß. Ausgehend von verbliebenen Flachwasserarealen setzte die Entwicklung der großen Karbonatplattformen ein, die im Laufe der Zeit in Richtung Becken vorwuchsen. Dieses Wachstum wurde durch die terrigene Beeinflussung im Unterkarn kurzfristig und meist nur lokal unterbrochen. Die Beckenzone besaß ein bruchtektonisch gegliedertes Relief, wobei die weitere Ausgestaltung beckeninterner Schwellen auf das synsedimentäre Hochdringen der oberpermischen Haselgebirgsevaporite zurückgeführt wird. Kleinräumige Schollentektonik und tiefgreifende, mehrphasige Spaltenbildung sind Ausdruck dieser Auftriebstendenz, die einen Reliefausgleich innerhalb des Beckens bis in die Obertrias verhindern konnte.

Die Ausbildung der Beckensedimente folgt sowohl in der Mitteltrias als auch in der Obertrias im wesentlichen folgendem Prinzip:

Bei mäßigem Kalkschlamm-Angebot werden im Becken graue Hornsteinkalke gebildet (Reiflinger Schichten, Unterer Grauvioletter Bankkalk, Pötschenkalk), die zur Schwelle hin zunehmend buntere Farben annehmen und in knollige Rotkalke übergehen (Roter Knollenflaserkalk, Teile des Hangendrotkalkes). Diese vermitteln zu den geringmächtigen Rotkalken am Schwellenscheitel, die typische Merkmale einer Mangelsedimentation zeigen und im Vergleich zum umgebenden tieferen Becken eine höhere Organismendiversität besitzen (Roter Bankkalk/Schreyeralmkalk, Teile des Hangendrotkalkes).

Bei verstärktem Kalkschlamm-Angebot und damit relativ vermindertem Tongehalt der Sedimente bleiben die Hornsteinkalke auf das Beckentiefste begrenzt. Sie werden gegen die Beckenränder hin von gebankten bis massigen hellen Kalken vertreten (Heller Bankkalk, Graugelber Bank- und Massenkalk, Massiger Hellkalk). Die Hellkalke greifen dabei zunehmend auf die Schwellen über (Mitteltrias) und können die Rotkalksedimentation auch kurzzeitig völlig unterbrechen (Unternor).

Während der verstärkte terrigene Einfluß im Unterkarn (Nordalpine Raibler Schichten, Reingrabener Schiefer) die karbonatische Entwicklung nur kurz und nicht überall unterbrechen konnte, beenden die tonig-mergeligen Zlambachschichten die kalkige Hallstätter Bunt- und Graufazies im Grenzbereich Sevat/Rhät.

Der Übergang von der Karbonatplattform in das Graufazies-Becken konnte für die Obertrias im wesentlichen Gosaukamm-Gebiet näher untersucht werden, er ist durch die Verzahnung von Riffschutt (Dachsteinkalk) mit arenitischen Bankkalken (Pedata-schichten) und mikritischen Hornsteinkalken (Pötschenkalk) gekennzeichnet. Eine Bearbeitung der mitteltriadischen Beckenränder wurde erst begonnen.

Die als wahrscheinlich erachtete primäre Anordnung der Hallstätter Schollen zur Zeit der Trias läßt im Obenor einen Einfluß benachbarter Riffe nicht nur im Norden, sondern auch im Süden dieser Beckenzone erkennen. Dieses Becken enthält, durch laterale Übergänge verbunden, Bunt- und Graufazies gemeinsam. Das derzeit übliche

Modell eines weiträumig nach Süden offenen Ablagerungsraumes der Hallstätter Buntkalke sollte einer Überprüfung unterzogen werden.

### Summary

The Permotriassic sediments of the Northern Calcareous Alps show us a distinct differentiation into facies zones. The investigated Salzkammergut region exposes carbonate platforms with marginal reefs (Wetterstein- and Dachstein limestone) and basinal sediments, which are usually subdivided into a "Grey Hallstatt Facies" (bedded grey limestones, often with chert nodules and marly intercalations) and a "Variegated Hallstatt Facies" (light coloured to red, bedded, nodular or massive limestones). The primary relation all of these facies zones mostly has been destroyed by complex tectonic processes during Jurassic to early Tertiary times.

Detailed mapping, facies analyses and profil correlation by ammonoids and conodonts have led to a model of the Triassic arrangement of today widespread, tectonically isolated occurrences of Hallstatt limestones.

Middle Anisian block faulting has caused a first differentiation into carbonate platforms and basinal areas. Intrabasinal ridges are interpreted as diapirism structures above Upper Permian evaporites ("Haselgebirge"), they have formed the environment for the "Variegated Hallstatt Facies". Typical features of this facies are low sedimentation rates, often red coloured limestones with hardgrounds, subsolution patterns and a rich pelagic macro- and microfauna, syndimentary block faulting and tilting and deep fissures, filled by younger sediments. The terrigenous influence during the Carnian ("Reingraben shales") is small, and did not reach the top of all intrabasinal ridges.

The surrounding deeper basins are characterized by higher accumulation rates and grey cherty limestones (Middle Triassic Reifling beds, Upper Triassic Pötschen beds). Transitions to the coloured Hallstatt limestones have been studied.

Upper Triassic transitions from platform to basin are visible in the Gosaukamm range. The Lower Carnian basinal shales contain near the platform-margin breccias and components of shallow water origin, as well as mud mounds with calcisponges. Middle and Upper Norian transitions are characterized by interfingering of massive reef breccias and irregular bedded, arenitic limestones (Pedata beds) with rare cherts and typical reef derived fauna, which are gradually passing into micritic Pötschen beds.

The whole arrangement platform margin – basin – intrabasinal ridge has been covered by marly Zlambach beds during the Uppermost Norian (?) to Rhaetian.

### 2. Einleitung

Die vorliegende Arbeit bringt die stratigraphischen und faziellen Ergebnisse meiner Dissertation. Zu tektonischen Fragen dieser Gebiete soll anderenorts Stellung genommen werden, die Beilage 1 möge nur als erste allgemeine Übersicht dienen. Von der Beilage geologischer Farbkarten wurde aus Kostengründen abgesehen, zumal in der Zwischenzeit von der Geologischen Bundesanstalt (Wien) die Blätter 95 (St. Wolfgang) und 96 (Bad Ischl) herausgegeben wurden, welche die hier behandelten Gebiete zur Gänze enthalten und auch ihren regionalen Rahmen zeigen. Zur Übersicht im Gosaukammgebiet und in der Dachsteingruppe können die Karten von GANSS, KÜMEL & SPENGLER (1954) und W. SCHLAGER (1967) herangezogen werden.

Ausgangspunkt der Untersuchungen war das Gosaukamm–Zwieselalm-Gebiet. Nach SCHLAGER (1967) sollte es in der Obertrias vom lagunären Dachsteinkalk des Dachsteinmassives über Riffkalke des Gosaukammes zur Beckenfazies mit Hornsteinkalken (Zwieselalm) und Hallstätter Buntkalken (Schönau und Gosaukamm-Südseite) vermitteln. Dieser Zusammenhang von Dachsteinkalk- und Hallstätterkalk-Fazies führte zur

erneut autochthonistischen Deutung der Hallstätter Zonen, gestützt durch weitere Arbeiten von H. ZANKL [1967, 1971 (Göll-Riff)] und W. SCHÖLLNER [1974 (Grundlsee-Zone)]. Nach den Einwänden von A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLMANN (1970) gegen diese autochthonen Modelle konnte R. LEIN (1975) die rein tektonische Einschaltung der obertriadischen Buntkalke in Mitteltriasdolomiten des Gosaukamms belegen, wodurch ein wichtiges Argument für eine direkte Faziesverzahnung wieder ausschied.

Als Zielpunkt kristallisierte sich im Laufe der Arbeit schließlich die Notwendigkeit heraus, die laterale Variationsbreite der Schichtfolgen und die gegenseitigen Beziehungen zeitgleicher Serien aus den Plattform-, Becken- und Schwellenarealen besser zu erfassen. Die Untersuchungen wurden daher auf die Ischl–Ausseer Zone und die Hallstätter Schollen um den Plassen ausgedehnt. Erst die detailliertere Kenntnis über prinzipiell mögliche Fazieszusammenhänge versprach eine zuverlässigere Beurteilung des Bauplanes der mehrphasig tektonisch zerstückelten Hallstätter Zonen und ihrer Randgebiete.

Ein wesentliches Hilfsmittel bei der Korrelierung zahlreicher Profile war die Feinstratigraphie mittels Conodonten, durch die vielfach erst Hinweise auf das räumliche und zeitliche Wandern der Lithofazies gegeben wurden. Neben Exkursionen und Diskussion von Detailfragen ist daher L. KRYSZYN (Paläont. Inst. Univ. Wien) für die Bestimmung umfangreicher Conodontenfaunen besonders zu danken.

An dieser Stelle möchte ich auch gleich all jenen meinen Dank aussprechen, die durch Diskussion und Einbringung eigener Erfahrungen, Fossilbestimmungen, Bereitstellung von Vergleichsmaterial und Kartengrundlagen zum Fortgang der Arbeit beitrugen. Zu nennen sind hier A. TOLLMANN, R. LEIN, H. HÄUSLER (alle Geol. Inst. Univ. Wien), W. PILLER (Paläont. Inst. Univ. Wien), W. HAMILTON (ÖMV) und G. SCHÄFFER (Geol. B.-A.).

### 3. Stratigraphie und fazielle Entwicklung

#### 3.1 Das basale Flachwasserstadium

Trotz vieler Fortschritte und Detailbeobachtungen besteht immer noch keine völlig befriedigende Gliederung permioskythischer Sedimente. Neben dem Mangel an feinstratigraphisch brauchbaren Leitfossilien beruht dies vor allem auf der komplexen Tektonik des Kalkalpensüdrandes und auf den durch die Lithologie dieser Serien bedingten schlechten Aufschlußverhältnissen.

Die derzeit übliche, bei A. TOLLMANN (1976 a:41 ff., 57 ff.) dargestellte Abfolge von H a s e l g e b i r g e (bunte Tone und Evaporite) des Oberperm im Liegenden und skythischen W e r f e n e r S c h i c h t e n (rote und grüne, glimmerreiche Silt- und Tonsteine, terrigen beeinflusste Karbonate) im Hangenden entspricht den kartierbaren Gegebenheiten in der Annaberger Senke und rund um den Buchberg-Riedel.

Der fazielle Umschwung von der überwiegend siliziklastischen zur karbonatischen Sedimentation der G u t e n s t e i n e r S c h i c h t e n, erfolgt nach H. MOSTLER & R. ROSSNER (1977) laut Conodontenbefund noch im obersten Skyth. Dieser Schichtkomplex umfaßt plattige bis wellig geschichtete dunkle Kalke mit lokal intensiver Bioturbation („Wurstelkalke“) und seltenen Lagen mit Crinoidengrus, welche zum Hangenden hin, lokal auch seitlich, von dunklen Bankdolomiten abgelöst werden. Im Liegendabschnitt dieser Abfolge können noch graue oder bunte Schiefer-tone letzte Rekurrenzen des Werfener Milieus darstellen – siehe W. SCHLAGER

(1967:213). Im Bereich der Schollen um den Plassen ist dieses Niveau laut G. SCHÄFFER (1971:29) durch eher hellgraue Bankdolomite vertreten, die an Sedimentstrukturen noch Feinschichtung und endogene Breccien zeigen können. Zeitlich umfaßt diese fossilarme Serie oberstes Skyth (s.o.) bis tieferes Mittelanis, wie Kalkalgen aus den überlagernden hellen Massendolomiten nahelegen.

Unter dem Begriff *Steinalmschichten* werden hier jene überwiegend massigen, hellen Dolomite und Kalke zusammengefaßt, die sich mit fließenden Übergängen aus den liegenden Bankdolomiten entwickeln und, soweit noch erkennbar, eine recht einförmige Dasycladaceen-Flora des Pelson bis ? Illyr beinhalten.

Die Einbeziehung dieser Serie in den Wettersteinkalk im Sinne von SUMMESBERGER (1966) wurde nicht durchgeführt, da im südlichen Gosaukamm und am Südrand der Dachsteindecke eine auch kartenmäßig durchführbare Trennung zwischen Steinalmkalk und Wettersteinkalk möglich ist. Eigene stratigraphische und fazielle Untersuchungen, kombiniert mit Detailkartierungen im Rahmen der Landesaufnahme der Geologischen Bundesanstalt (Wien), wurden 1983 bereits begonnen.

Das lithologische Spektrum reicht von weißen bis grauen, zuckerkörnigen Dolomiten mit Algenrelikten über mehr oder weniger dolomitische, endogen brecciöse, sterile Mikrite bis zu Biointramikriten bis -sparten.

Fauna und Flora der Steinalmschichten:

- Dasycladaceen: *Physoporella pauciforata* GUEMBEL  
 (SCHLAGER 1967) *Physoporella dissita* (GUEMBEL)  
*Diplopora hexaster* (PIA)  
*Makroporella alpina* PIA
- Foraminiferen: *Meandrospira dinarica* KOCH. & PANTIC  
*Fronicularia* sp. (häufig)  
*Trochammina* sp.  
*Dentalina* sp.

Onkoidisch umkrustete Intraklasten (mm- bis cm-Größe) und Aufwüchse von halbkugelförmigen Cyanophyceen-Kolonien sind ebenfalls zu beobachten. Fleckenhaft bituminöse, sowie dm-geschichtete Bereiche bei sonst gleichbleibender Mikrofazies können auftreten.

Wesentlich erscheint die Beobachtung von G. SCHÄFFER (1971:32) im Plassen-Gebiet, daß die massigen Algenkalke sich nicht unbedingt aus den sterilen Gutensteiner Dolomiten entwickeln müssen, sondern dunkle, biomikritische Bankkalke zwischengeschaltet sein können, welche erst im Laufe der Zeit durch schräg übergreifende Algenkalke verdrängt werden. Eine erste Faziesdifferenzierung kündigt sich damit an, in flache Algenkalk-Areale und zwischengeschaltete Wannens mit dunklen Biomikriten, deren Fauna (Filamente und fragliche Radiolarien) einen Hinweis auf tiefere Ablagerungsbedingungen gibt. Der Verzahnungsbereich ist nach obigem Autor durch Schuttkalke mit Mikrit-Intraklasten und massenhaftem Crinoidendetritus gekennzeichnet.

Altersmäßig repräsentieren die Steinalmschichten wohl einen Großteil des Pelson, da sie einerseits Algen des Pelson bis Illyr beinhalten, andererseits auch die überlagernden Schreyeralkalke und Hornsteinbankkalke nach Ammoniten und Conodonten noch bis ins Pelson hinabreichen können (s.u.).

### 3.2. Die Reiflinger Wende – der Beginn fazieller Differenzierung

SCHLAGER & SCHÖLLNERGER führten 1974 den Begriff der stratigraphischen Wende zur Gliederung des kalkalpinen Sedimentationsgeschehens ein. Die Reiflinger

Wende stellt dabei den Übergang vom relativ einförmigen Flachwasserschelf mit noch eingeschränkten Lebensbedingungen (Algenkalke, bituminöse Bankkalke, meist geringe diverse Fauna und Flora) zu weit verbreiteten Beckensedimenten mit ausgesprochen offen-marinem Faunencharakter (Ammoniten, Radiolarien, Conodonten) dar.

Diese Wende wurde von den Autoren zeitlich in das oberste Illyr gestellt und mit dem Beginn tuffitischer Hornsteinkalke korreliert. Nach BECHSTÄDT & MOSTLER (1974:51 ff.) setzt der Vulkanismus bereits an der Illyrbasis zeitgleich in den Kalkalpen, im Drauzug und in den Südalpen ein. Parallelisiert man dagegen im Hallstätter Faziesbereich die stratigraphische Wende konsequenter Weise mit dem Einsetzen der fossilreichen Rotkalke des Schreyeralmkalkes, so rückt deren zeitliche Einordnung noch etwas tiefer in das höhere Pelson. Möglicherweise besitzt das Ereignis nicht jene zeitliche Schärfe, die SCHLAGER & SCHÖLLNER 1974 dafür annahmen.

Sedimentationsumschwung und Vulkanismus werden heute häufig auf Bruchtektonik und Krustenausdünnung im kristallinen Basament zurückgeführt, in deren Gefolge die verstärkte Subsidenz großer Teile des kalkalpinen Ablagerungsraumes einsetzte.

Als Ausdruck der zunehmend verbesserten ökologischen Bedingungen beginnt in verbliebenen Flachwasser-Arealen mit verstärkter organischer Karbonatproduktion der Aufbau großer, reichgegliederter Karbonatplattformen (Wettersteinkalk), welche dann unterschiedlich rasch auf die Frischwasser zuführenden Beckenzonen hin vorwachsen. Die, für Mittel- und Obertrias der Kalkalpen so typische Plattform/Becken-Gliederung ist damit in ihren Grundzügen angelegt. Für den Hallstätter Faziesraum kommt noch ein weiteres sedimentäres Environment in Form beckeninterner Schwellenzonen hinzu, die auf synsedimentären, triadischen Diapirismus der permischen Evaporite zurückzuführen sind (s. S. ).

Die unterschiedlich verlaufende weitere Entwicklung der einzelnen Ablagerungsbecken wird im folgenden getrennt dargestellt, die gegenseitigen faziellen Beziehungen werden jeweils im Anschluß daran erläutert.

### 3.3 Die Hallstätter Graufazies – Plattformrand- und Beckenbereiche

Die Hallstätter Graufazies (sensu KRYSZYN & SCHÖLLNER 1972:65, Abb. 3) umfaßt als charakteristische Gesteinsabfolge mitteltriadische Hornsteinkalke (Reiflinger Schichten im weiteren Sinne), relativ mächtige Nordalpine Raibler Schichten mit Schiefertönen und Hornsteinkalken, obertriadische Hornsteinkalke (Pötschenschichten) und mögliche randliche karbonatklastische Abfolgen (Pedataschichten), die Einflüsse von benachbarten Seichtwasserarealen (Dachstein-Riffe) zeigen. Den Abschluß der triadischen Beckenfüllung bilden die mergelreichen Zlambachschichten.

In der faziellen Gliederung bei A. TOLLMANN (1976:507 ff.) entsprechen nach den nun vorliegenden Daten die Begriffe Zlambachfazies und Zwieselalmfazies weitgehend der obigen Abfolge. Die im folgenden dargestellten Details wurden anhand des Südtiles der Ischl–Ausseer Zone und des Zwieselalm-Gebietes erarbeitet.

#### Buntdolomit und Reiflinger Schichten s. l. (Mitteltrias)

Die aus dem Zwieselalmgebiet stammenden Daten geben vorerst nur ein sehr kurzes Bild, die wenigen Aufschlüsse zeigen meist stark diagenetisch veränderte Gesteine und praktisch nie zusammenhängende Abfolgen.

Aus den oben beschriebenen massigen Algendolomiten des Mittelalms entwickeln sich mit unscharfer Grenze hellrötliche bis gelbliche, massig wirkende **B u n t d o l o m i t e**, die infolge ihres diffusen Kieselgehaltes morphologisch hervortreten. Lokale Hornsteinführung ist möglich (Riedelkar Alm). Soweit abschätzbar, wird die stark schwankende Mächtigkeit 20 m nicht wesentlich überschreiten. Reliktisch erhaltene

feinschichtig gekräuselte Strukturen erinnern an Algenmatten und legen eine noch enge Beziehung zu den liegenden Algendolomiten nahe. Derartige Proben erwiesen sich ebenso wie dünnbankige dolomitische Dismikrite als völlig steril. Ein zweiter Typus ist als Breccie mit teilweise noch korrespondierenden Korngrenzen ausgebildet. Die mikritischen Klasten (mm- bis cm-Größe) lassen des öfteren (?Lösungs-) Hohlräume erkennen, die von mehreren Kalzitgenerationen verfüllt sind. Dieser Typ enthielt am nördlichen Buchbergriedel eine Fauna, die für Mittel- und Oberanis spricht:

Probe 80/51: *Gladigond. malayensis budurovi* KOVACS & KOZUR

*Gondolella constricta* MOSHER & CLARK

*Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV)

sowie diverse Astformelemente.

Ein beginnender pelagischer Einfluß im Sinne der Reiflinger Wende wird hier faunistisch faßbar und in den überlagernden Reiflinger Schichten bei langsam zurücktretender Dolomitisierung auch an primären mikrofaziellen Merkmalen erkennbar. Charakteristisch für diese aus gebankten bis knolligen hellen Hornsteinkalken zusammengesetzte Serie sind Filamentmikrite mit Radiolarien.

Zentimeterbreite Schichtfugen im basalen, noch stark dolomitischen Abschnitt enthalten häufig auffällig hellbunte tonig-mergelige Einschaltungen. Der Buntdolomit wird hier als stark diagenetisch überprägter Grenzbereich zwischen Steinalmkalk und Reiflinger Schichten aufgefaßt, da er Anklänge an beide Serien aufweist.

Eine näher untersuchte blaugraue, karbonatfreie Lage zwischen basalen Hornsteindolomiten bestand hauptsächlich aus Montmorillonit und Aggregaten (<0,2 mm) von feinverfilzten Quarzen, die rekristallisiertes Kieselgel darstellen könnten. Bereits makroskopisch auffällig war der relativ hohe Gehalt an Biotit ( $\leq 0,5$  mm, stets unzersetzt), Schwermineralpräparate enthielten neben sulfidischen Erzen schön idiomorphe Zirkone und Apatite. Der Verdacht auf vulkanogenen Einfluß liegt hier nahe.

Eine auffällige Biotitführung wurde auch von L. KRYSZYN (pers. Mitt.) im Graugelben Bankkalk des Solinger Kogels und von mir selbst in hellbunten Bankkalken der Steinwandkögl beobachtet. Beide Vorkommen sind ladinisch, letzteres zeigt auch dünne, grell violette, gelbe und weiße tonige Lagen und ist nach einer reichen Conodontenfauna knapp über den Grenzbereich Fasan/Langobard zu stellen.

Abgesehen vom mittel- bis oberanisischen Alter des Buntdolomites ist aus dieser mitteltriadischen Beckenfazies bisher nur Langobard sicher belegt:

Probe 81/107: *Gladigond. tethydis* (HUCKRIEDE)

*Gondolella inclinata* KOVACS

Wenige Meter unter den terrigenen Karnserien ist bereits Jul nachweisbar:

Probe 81/240: *Gladigond. malayensis* NOGAMI

*Gondolella polygnathiformis* BUD. & STEF.

Im Bereich der späteren Buntfazies tritt über den Steinalmschichten und den dunklen Bankkalken häufig ebenfalls ein Schichtpaket mit grauen, z. T. hornsteinführenden Bank- und Knollenkalken auf, die im erweiterten Sinne als Reiflinger Schichten bezeichnet werden können. In den Profilen Solinger Kogel, Feuerkogel und Hütteneck/Kleberwand setzt bereits im Pelson („kockeli-Zone“) die „Beckensedimentation“ ein (L. KRYSZYN 1980:81, 89, 92, Fig. 13), G. W. MANDL (1983: Tab. 5/Probe 79/29).

Im Bereich des Solinger- und Sommeraukogels (G. SCHÄFFER 1971, L. KRYSZYN 1974) sowie des Feuerkogels (L. KRYSZYN 1973) macht sich vor dem Einsetzen der Buntkalkfazies kurzzeitig ein terrigener Einfluß in Form eines wenige Meter mächtigen Mergelhorizontes bemerkbar, der auf den Südteil des Hallstätter Fazies-



raumes beschränkt sein dürfte, und seiner Position nach als illyrisch betrachtet werden kann.

Im Profil der Leislingwände reichen Hornsteinkalke ohne Mergelzweischaltung bis an die Buntkalke heran, deren Fauna höheres Mittel- bis Oberanis anzeigt:

- Proben 81/34, 81/35: *Gladigond. tethydis* (HUCKRIEDE), 10 x  
*Gondolella constricta* MOSHER & CLARK, 150 x  
*Gondolella excelsa* (MOSHER), 5 x  
*Gondolella cf. szaboi* KOVACS, 1 x

#### Nordalpine Raibler Schichten, „Cidarisbreccie“ (Karn)

Die Untersuchungen beschränkten sich auf das Zwieselalm-Gebiet und konnten an bereits vorhandene Daten von W. SCHLAGER (1967) und W. GROTTENTHALER (1978) anschließen, wobei die Berücksichtigung tektonischer Komplikationen im „sandigen Höllgraben“ gegenüber GROTTENTHALER ein etwas abgeändertes Bild ergab.

Den grundsätzlichen Aufbau der in sich weiter gliederbaren Serie zeigt Beilage 2 (Profil Zwieselalm und Höllgraben). Mächtigkeitsangaben sind nur mit Vorbehalt möglich, da infolge der steilen bis invers eingerollten Lagerung Anschoppungen und Ausquetschungen der Schiefertone das Bild stark verfälschen können.

Über den bereits julischen Hornsteinkalken (s.o.) folgt ein erster Schieferhorizont von etwa 15 Meter Mächtigkeit, in dessen Hangendabschnitt dunkle Biogenschuttkalke mit allochthonen Komponenten und Organismen eines Flachwasserareals eingeschaltet sein können. Der Profilmittelabschnitt wird bei praktisch vollständiger Unterbrechung der terrigenen Schüttung von hellen Hornsteinkalken dominiert. Die Bankmächtigkeiten liegen in der Größenordnung von ca. ein Dezimeter, beim Zurücktreten der trennenden, gelblich anwitternden Mergelfugen können mehrere Bänke auch zu einem massig erscheinenden Komplex verschmelzen. Mikrofaziell typisch sind einförmige Mikrite bis Biopelintramikrite mit Mikritklasten, Echinodermendemitritus, Ostracoden, Filamenten und Radiolarien. Ein vergleichbares Vorkommen im Schiefertone-Rutschgelände oberhalb des Teufelsgrabens (Buchbergriedel Südende) ergab eine reiche Conodontenfauna des Jul:

- Probe 81/108: *Gladigond. tethydis* (HUCKRIEDE)  
*Gondolella tadpole* HAYASHI  
*Gondolella auriformis* KOVACS  
*Gondolella polygnathiformis* HUD. & STEF.  
*Neocavitella cf. tatrix* (ZAWIDZKA)  
sowie zahlreiche Astformfragmente

Eine wenige Meter mächtige Einschaltung von dunklen Tönen, Mergeln und bioarenitischen Kalklagen teilt die Hornsteinkalke in zwei Horizonte.

Darüber folgt der zweite mächtige Schiefertonekomplex, in dessen Hangenteil sich zunehmend graue, gebankte Kalke mit oder ohne Hornsteinknollen einschalten. Keulenförmige Cidaridenstachel sind nicht selten, auf vereinzelt Bankoberflächen treten auch Massenaufhäufungen davon auf.

Nach Abklingen des terrigenen Einflusses bildet sich an der Basis der obertriadischen Hornsteinkalke ein auffälliger, kartenmäßig ausscheidbarer Leithorizont aus, die hier sogenannte „C i d a r i s b r e c c i e“, die bereits SCHLAGER (1967: 234) als endogene Breccie unklarer Genese deutete.

Eine Wechselfolge von zentimeterdünn geschichteten grauen Mikriten und Mergellagen wurde durch intensive synsedimentäre Rutschungen in eine ungeschichtete

Masse teils zerbrochener, teils verfalteter Kalkkomponenten umgeformt, welche in einer Mergelmatrix schwimmen. Die Matrix ist zur Gänze, die Komponenten vereinzelt dolomitisiert. Hornsteine, teilweise ebenfalls zerbrochen, sind häufig. Cidaridenstachel sind praktisch die einzigen organogenen Reste in der sonst fossilieeren Serie. Eine einförmige Conodontenfauna mit *Gond. polygnathiformis* zeigt bereits tuuales Alter an.

#### Pötschenschichten und helle Bankkalke (Oberkarn–Nor)

Sie bilden mit Mächtigkeiten zwischen 100–150 Metern die obertriadischen Beckenfüllungen. Makroskopisch sind sie als überwiegend helle, feinkörnige bis mikritische, welligschichtige Bankkalke mit wechselndem Gehalt an Hornsteinknollen und -schnüren zu charakterisieren. Die Bankung bewegt sich im Dezimeterbereich, die Bankungsfugen können als dünne, tonig belegte Drucksuturen nur angedeutet sein, oder als zentimeterbreite graue Mergellagen in Erscheinung treten. Die mergelreichere Ausbildung ist dabei überwiegend im tieferen Becken vorherrschend (Pötschenpaß, z.T. Zwieselalm). Nahe den Beckenrändern sind tonarme, dickbankige, hell gelblich bis selten blaß rötliche Varianten typischer.

Bankinterne Mergelfasern und knolliges Interngefüge sind häufig. Die sekundäre Dolomitisierung beginnt stets in den Mergelfasern und greift unterschiedlich stark auf die Kalke über. Völlige Dolomitisierung mit Verwischung aller primären Sedimentgefüge ist vor allem am Sommersberg und Ischlkogel weit verbreitet. Auffällige Faltenstrukturen entlang der Pötschenpaßstraße werden heute allgemein auf synsedimentäre Rutschungen zurückgeführt.

Das mikrofazielle Bild zeigt als Grundtypus Mikrite, reich an Filamenten (Bivalvenschälchen) und Radiolarien, seltener sind Querschnitte von Ammoniten und Halorellen. Einzige häufigere Foraminiferen sind Variostomiden (sowohl am Pötschenpaß als auch im Zwieselalmgebiet). In den Lösproben sind Conodonten stratigraphisch bedeutend und häufig, zum Teil auch Holothuriensklerite, bemerkenswert ist auch die Häufung von Kieselschwamm-Spicula (s. H. MOSTLER 1978).

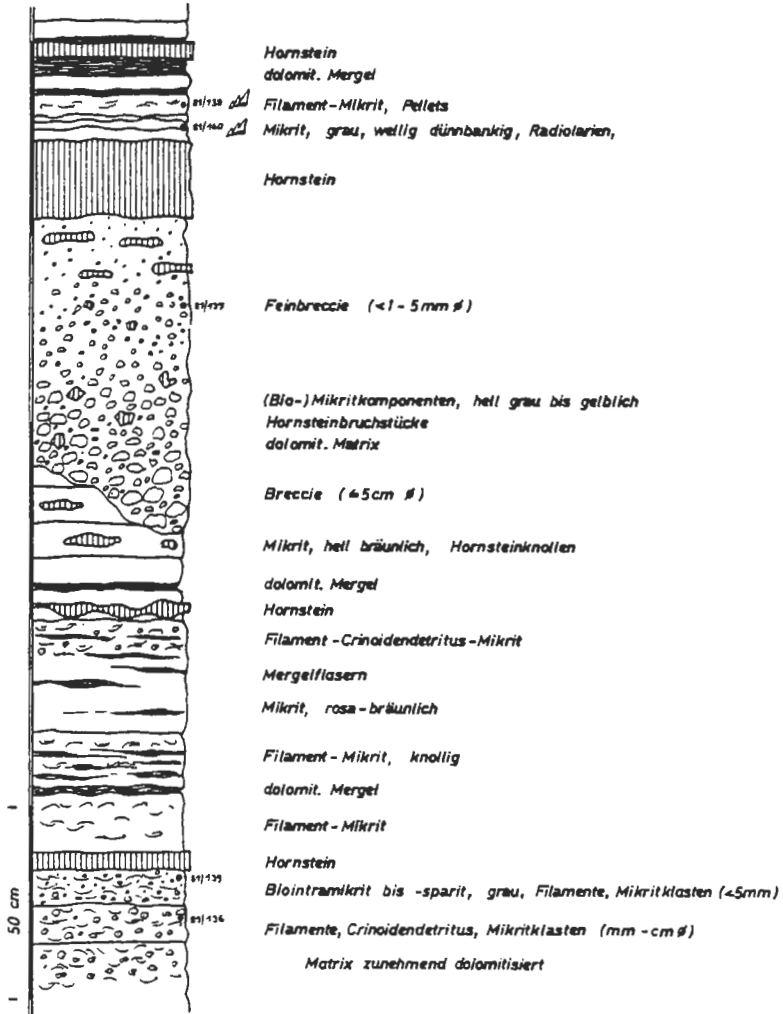
Im Zwieselalmgebiet legte das umfangreichere Probenmaterial eine Auftrennung der Pötschenschichten in zwei Mikrofaziestypen nahe. Der als tpö/MF 1 bezeichnete Typus (siehe Beil. 4) entspricht den obigen Radiolarien-Filament-Mikriten mit überwiegend hell grau-gelblichen Farben. Dagegen ist tpö/MF 2 bereits makroskopisch durch seinen feinklastischen Habitus erkennbar: Mikritintraklasten, die bei ausreichender Größe als tpö/MF 1 erkannt werden können, dichtgepackte Filamente und häufiger Crinoidendetritus sind kennzeichnend. Die Mikritmatrix ist meist völlig ausgespült, die Komponenten dann sparitisch zementiert. Beide Typen sind meist eng mitsammen verknüpft, teilweise entwickelt sich tpö/MF 2 aus basalen Breccien, und wird im Hangenden wieder von tpö/MF 1 abgelöst (s. Abb. 1).

Das lokal gehäufte Auftreten von tpö/MF 2 im Zwieselalmgebiet und im Profil Kaunwand läßt sich mit der Sedimentation am Beckenrand erklären. Diese Interpretation ergibt sich einerseits aus der vertikalen Verknüpfung mit Pedataschichten (Plattformnähe), andererseits mit hornsteinführendem Hangendrotkalk (Rand der Buntschwelle). Sedimentumlagerungen durch episodisch stärkere Strömungen, sowie Abrutschen instabiler, bereits teillithifizierter Schlammakkumulationen im Hangbereich mit vereinzelter Ausbildung von gradierten Abfolgen sind charakteristische Erscheinungen in diesem Bereich. Der Crinoidendetritus tritt verstärkt am plattformnahen Beckenrand hervor.

## Detailprofil Pötschen-Schichten

Abb. 1

Lithologische und mikrofazielle Variabilität  
Zwieselalm - Antiklinale



Ebenfalls als Beckenrandbereiche erweisen sich helle Bankkalke, die sich durch völliges Zurücktreten der Mergelfugen und Verlust der Hornsteinführung lateral aus den Pötschenkalken entwickeln. Die Mikrofazies (tpö/MF 1) bleibt dabei praktisch unverändert. Sie treten zum einen in plattformnahen Bereichen auf (s. Beil. 3 und 4, Profile A, B, K), hier sind sie im wesentlichen auf Oberkarn bis Unternor beschränkt und lateral mit Pötschenkalk, vertikal mit Pedataschichten verknüpft. Die Lithologie und eine Halobüden-Lumachelle (Profil K) veranlaßten W. SCHLAGER (1967:234) zur Bezeichnung Hallstätter Kalk. Dies ist faziell durchaus legitim, sofern nicht unerschwerlich sofort Hallstätter Kalk mit Buntfazies gleichgesetzt wird.

Andererseits wurden helle Bankkalke auch im Steinwandlgebiet nahe der Buntkalkschwelle angetroffen. Sie sind dort auf einen Teil des Oberkarns beschränkt, vertreten lateral den Pötschenkalk und vermitteln vermutlich zum dort nicht aufgeschlossenen Massigen Hellkalk.

Die Basis der Pötschenschichten ist heute mit Conodontenfaunen eindeutig in das Tuval zu stellen. Der mit roten Knollenflaserkalken verknüpfte Pötschenkalk mit roten Hornsteinen erreicht mit einer reinen *polygnathiformis*-Fauna noch tieferes Tuval, und ist beim Hinzutreten von *Gondolella nodosa* (HAYASHI) sicher als Tuval 2–3 einzustufen. Gleiches gilt für die Hornsteinkalke der Zwieselalm. Noch genauere Daten sind nicht zu erwarten, da sowohl die unterlagernde Cidarisbreccie als auch der Grauviolette Bankkalk praktisch fossilieer sind.

Die Hangendgrenze verläuft gemäß dem schrägen Vorgreifen der Pedataschichten wohl heterochron, im Beckentiefsten wird sicher noch ein Großteil des Sevat durch Pötschenkalke vertreten. Die hornsteinfreien, mergelreichen Graukalke, die im Steinwandlgraben zu den Zlambachschichten vermitteln, dürften mit ihrer Hangendgrenze bereits knapp die Sevat/Rhät-Grenze überschreiten (Aussetzen von *E. bidentata*).

#### Pedataschichten (Mittel- bis Obernor)

Folgt man der Originaldefinition bei E. v. MOJSISOVICS (1905:26), die sich auf das Areal zwischen Pötschenpaß und Aussee bezieht, so beinhaltet der Begriff einerseits „schwarze Kalkschiefer“, andererseits graue „Halorellenkalk“, die erstere gegen Süden hin zunehmend ersetzen. In beiden Gesteinstypen können auch Hornsteine auftreten.

Feindetritische Lagen in den Hornsteinbankkalken des Gosaukammgebietes sind den „Halorellenkalken“ ähnlich. SCHLAGER (1967) ordnete die Gesamtheit der dortigen Hornsteinkalke den Pötschenkalken zu, während TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN (1970:99) den kalkarenitischen Anteil unter der Bezeichnung „Gosauseekalk“ von den typischen Pötschenkalken getrennt halten wollten.

Profilaufnahmen in beiden Gebieten lassen folgende Untergliederung der Pedataschichten zu:

**Schwarze Plattenkalke** (tpe/MF 1, entsprechen den Kalkschiefern bei MOJSISOVICS): Auffällig ist der feinschichtige Aufbau aus schwarzem Mergelkalk und hellen Kalklagen, die im Millimeter- bis Zentimeterbereich wechsellagern und den typischen dünnplattigen Zerfall bei der Verwitterung begünstigen. Schwarze Hornsteinbänder sind häufig, vereinzelt sind Halorellen auf Schichtflächen zu finden. Die fossilarmen, bituminösen tonigen Mikrite bilden das autochthone Sediment eines stagnierenden Beckens ohne Bodenleben (kaum verwühlte Feinschichtung), welches in rascher Folge immer wieder von Karbonatfeindetritusschüttungen erreicht wurde.

Basale Erosionsreliefs und gradierter Aufbau sind oft erkennbar. Die Korngrößen sind zur Identifizierung charakteristischer Organismenreste zu gering, größere Breccieneinlagerungen bestehen aus hellen, arenitischen Pedatakalken (tpe/MF 2) mit ihrer typischen riffnahen Organismenassoziation.

**Helle Biogenschuttkalke** (tpe/MF 2): Dieser helle, arenitische Typus stellt die Hauptmasse der Pedataschichten dar. Die Farbskala reicht von hellgraugelblich über bräunlich bis selten blaß rötlich, die stets vorhandene Bankung wechselt in ihrer Mächtigkeit stark von wenigen Zentimetern bis zu einigen Dezimetern, Hornsteine können in Knollen und Lagen auftreten. Kennzeichnend ist der feindetritische Habitus. Grobklastischere Lagen mit großen Halorellen treten hauptsächlich südlich der Pötschenpaßstraße auf, ansonst sind die Pedataschichten der Ischl–Ausseer Zone und die arenitischen Hornsteinkalke der Gosauseen mikrofaziell ident. Biofaziell bestehen eindeutige Beziehungen zu den Dachsteinriffkalken (Details siehe Beil. 4). Dieser Sachverhalt diene auch als differentialdiagnostisches Merkmal bei der Kartierung. Zur Abgrenzung gegen den Dachsteinriffschutt wurde das rasche Einsetzen einer deutlichen Bankung herangezogen, die Grenze zu den Pötschenschichten wurde mit dem Aussetzen typischer Komponenten und Organismen der Seichtwasserplattform festgelegt.

Genetisch und paläogeographisch sind die Pedataschichten als distaler Anteil der Schuttfächer des Vorriffbereiches zu verstehen, wie bereits im Faziesmodell von H. ZANKL (1971: Abb. 2) schematisch angedeutet ist.

Eine mikrofazielle Zweiteilung (s. Beil. 4) ist möglich, infolge der engen Verknüpfung der beiden Typen aber kartenmäßig nicht darstellbar. Der grobkörnigere Typ (tpe/MF 2a) ist charakterisiert durch spätig zementierte, relativ gut sortierte, dichtgepackte Bio- und Lithoklasten. tpe/MF 2b hingegen besitzt vorwiegend mikritische Matrix mit pelagischem Fauneneinfluß (Ammoniten, Conodonten, Filamente, Radiolarien), in die Feindetritus des Flachwasserbereiches locker eingestreut liegt. Ein fließender lateraler Übergang zu den Pötschenschichten wird darin sichtbar.

Eine dem Pötschenkalk zwischengeschaltete mächtige Linse aus einem Ooid- bzw. Rindenkornkalk (Beil. und /Profil C) ist definitionsgemäß ebenfalls den Pedataschichten zuzurechnen, da sie allochthones Material aus dem Plattformareal beinhaltet.

Der zeitliche Umfang der Pedataschichten ist auch zur genaueren Einstufung der schuttliefernden Riffe von Interesse, eine zur Zeit laufende Arbeit von M. SCHAUER (Paläontologisches Institut der Universität Wien) wird vermutlich dazu weitere Anhaltspunkte liefern. Bisher vorliegende eigene Daten sowie Angaben bei H. HÄUSLER (1981) sprechen für höheres Alaun (gemeinsames Vorkommen von *E. postera* und *E. bidentata* zu etwa gleichen Teilen) bis Sevat. Im Ischl–Ausseer Raum sind vorsevatische Anteile noch nicht belegt, könnten jedoch in den völlig dolomitisierten Serien am Südrand noch enthalten sein.

#### Zlambachschichten (? Sevat–Rhät)

Eine eigene mikrofazielle Detailbearbeitung lag außerhalb der primären Fragestellungen. Die folgenden Daten gehen neben eigenen Geländebeobachtungen auf Analysen verschiedener Autoren zurück und sollen das hier gegebene Modell der Faziesanordnung (Beil. 8) ergänzen.

#### Ischl–Aussee:

U. PISTOTNIK 1972 gliederte hier die Zlambachschichten in einen tieferen und

höheren Abschnitt. Das Normalsediment der Tieferen Zlambachschichten bilden graue fleckige Kalke und Mergel. Lokal damit verbunden sind dunkle plattige Kalkmergel, die einen rhythmischen Wechsel zwischen dunklen tonreichen und hellen kalkreichen Lagen zeigen und schwarze Hornsteinlagen führen können. Feinkörnige, teilweise gradierte Arenitlagen sind häufig. Diese dunklen Einschaltungen sind in ihrem Habitus praktisch ident mit den „Schwarzen Plattenkalke“, die im Bereich der Pötschenstraße wegen der engen lateralen Verknüpfung nomenklatorisch noch zu den Pedataschichten gestellt wurden.

Die Höheren Zlambachschichten werden von dunklen sandigen Mergeln und Schiefer-ton aufgebaut, in die Einzelkorallen oder grobe Fossilschutt-lagen (Korallenmergel der „Fischerwiese“) eingeschaltet sind (genauere Angaben siehe E. KRISTAN-TOLLMANN 1964 und H. BOLZ 1974).

#### Gosaukamm:

Aufschlüsse bieten hier lediglich das Roßmoos (nördlich der Kesselwand) und der Schnecken-graben, sowie Rutschnischen beim Hinteren Gosausee. Die Lokalität Edt-alm und Krautgartlalm bieten nur versumpftes Wiesengelände; die von dort bekann-ten Faunen gehen im wesentlichen auf seinerzeitige Aufgrabungen zurück. Roßmoos und Schnecken-graben zeigen das bekannte Bild von Fossil-kalk-Mergel-Schiefer-ton-Wechselfolgen, reich an Korallen, Spongien, Solenoporaceen, Echinodermaten, diver-sen Schalenresten, Foraminiferen und Mikritklasten. Die letzte fazielle Darstellung gab D. WURM (1982).

#### Hallstatt:

Die Arbeit von G. SCHÄFFER 1971 im Gebiet um den Plassen war wesentlich für die Erkenntnis, daß Zlambachschichten nicht auf die „Graufazieszonen“ be-schränkt sind, und daher als Kennzeichen der „Unteren Hallstätter Decke“ ausschei-den müssen. Zwischen Hallstätter Buntkalke und grauen Zlambachmergeln vermit-teln hier rote Schiefermergel, die entweder über Hangendrotkalk folgen, oder bei des-sen Reduktion auf extremen Schwellenzonen über einem Lösungsrelief direkt dem Massigen Hellkalk auflagern können (s. KRYS-TYN, SCHÄFFER & SCHLAGER 1971 bzw. L. KRYS-TYN 1980).

Der zeitliche Einsatz der Mergelsedimentation wurde im Bereich der Buntkalk-schwellen (Sommeraukogel) nach Ammoniten und Conodonten von L. KRYS-TYN (1980:92 ff.) in das tiefste Rhät gestellt (*stuerzenbaumi*-Subzone).

Im Bereich der Graufazies ist am Pötschenpaß von MOSTLER (1978:15) der Hangendabschnitt der Pötschenkalke mit Conodonten als tieferes bis mittleres Sevat datiert. Die Pötschenkalke werden hier jedoch noch von dolomitisierten Pedataschich-ten überlagert, der darüber zu erwartende Übergang zur Mergelsedimentation ist der Erosion zum Opfer gefallen. Unmittelbar zugänglich ist der Grenzbereich jedoch im Steinwandlgraben. Aus den vermittelnden mergelreichen Graukalke wurde folgende Conodontenfauna isoliert:

- Proben 79/49, 79/52: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER)  
*Misikella hernsteini* (MOSTLER)  
*Hindeodella triassica* (MUELLER)  
*Hindeodella suevica* (TATGE)  
*Prioniodina muelleri* (TATGE)  
*Hibbardella magnidentata* (TATGE)  
*Chirodella gracilis* MOSTLER  
*Chirodella dinodoides* (TATGE)

Da hier *Epigond. bidentata* bisher fehlt, dürfte ebenfalls die Sevat/Rhät-Grenze knapp überschritten sein.

Die Hangendgrenze zu den Liasfleckenmergeln ist lithologisch und auch aufschlußmäßig kaum genau faßbar. Sie drückt sich vor allem in der zunehmenden Häufigkeit von kieseligen Schwammspicula und im Aussetzen der Fossilschuttkalke aus.

### 3.4. Beziehungen zwischen Karbonatplattform und Hallstätter Graufazies

#### Mitteltrias

Ab der Reiflinger Wende setzt eine deutliche Differenzierung des Sedimentationsraumes ein. Im bisher untersuchten Abschnitt des Gosaukammgebietes sind nur die Beckensedimente in Form der grauen Hornsteinkalke und -dolomite (Reiflinger Schichten s.l.) aufgeschlossen. Randbereiche mit Detritusschüttungen aus dem Flachwasserareal (Wettersteinkalk) werden hier nicht erreicht.

Ausgezeichneten Einblick in die Faziesverhältnisse der mitteltriadischen Plattformränder gewähren der Gosaukammsüdrand (zwischen Mosermannl und Gosauer Stein) sowie die Ramsauer Südwände. Feinstratigraphische und fazielle Aufnahmen wurden bereits begonnen. Erste detaillierte Daten von R. LEIN (1975) lassen die zu erwartende Gliederung Algenkalke (Steinalmkalk) – bunte und graue Bank- und Knollenkalke ± Hornstein (Hallstätter Kalke s. l.) – Wettersteinkalk erkennen. Der Wettersteinkalk ist dabei nach eigener Anschauung noch auftrennbar in gebankte feinkörnige Schuttkalke, die mit mikritischen Graukalken wechsellagern, sowie in grobe Riffschuttkalke, die bereits zunehmende Dolomitisierung aufweisen. Die Sedimentgefüge des zentralen Riffbereiches dürften wiederum zum Großteil einer sekundären Dolomitisierung zum Opfer gefallen sein.

#### Karn

Da in den Karnserien des Zwieselalmgebietes bereits leichter Einfluß eines nahen Seichtwasserareals spürbar wird, wurden in Beilage 2 die Profile Zwieselalm und Höllgraben als beckennahe Abfolgen den Profilen Leckkogel und Kampelbrunn (plattformnahe Beispiele) gegenüber gestellt, um schematisch einen Eindruck dieses Randbereiches vermitteln zu können. Schematisch deswegen, da auch bei tektonischer Rückführung die vier Profile nicht in einem Schnitt quer zur Fazieszonierung zu liegen kommen. Die Grundtendenzen sind aber dennoch erkennbar.

Der terrigene Einfluß setzt über einer faziell heterogenen Mitteltrias ein, wobei die exakte Parallelisierung der unteren Profilabschnitte zur Zeit noch nicht ganz klar erscheint. So dürften die schwarzen Bankkalke des Leckkogelprofils entgegen meiner früheren Auffassung (MANDL 1983:Taf. 6) nicht das zeitliche Äquivalent zu den hellen Hornsteinkalken (Höllgraben) darstellen. Die unterlagernden gebankten Dolomite, die auch Hornstein führen können, sind wahrscheinlich als ehemalige Schuttkalke des Wettersteinkalk-Vorriffbereiches einzuordnen. Die schwarzen, fossilarmen, mergeligen Bankkalke sind eher als lateraler Ersatz der unteren Schieferzone aufzufassen. Richtung Kampelbrunn ist im Gelände eine deutliche Zunahme der Mächtigkeit der Kalke erkennbar, der terrigene Einfluß erscheint auf mergelreiche Bankfugen zurückgedrängt. Erst Richtung Bischofsmütze nehmen die Mächtigkeiten, allerdings tektonisch gestört, bis zum völligen Auskeilen erneut ab.

Die zeitweilige Unterbrechung des Tonschlamm-Angebotes im Mittelabschnitt aller Profile führte zu wesentlich verbesserten Lebensbedingungen, was sich im Becken durch Ausbreitung einer pelagischen Karbonatfazies mit hellen Hornsteinkalken äußert, während von der Plattform her ein Vorstoß von „Schwamm – mud mounds“ in Richtung Becken erfolgte – siehe R. LEIN in E. FLÜGEL et al. 1978.

Der obere Schiefertongkomplex weicht dann zu Beginn des Tuvals erneut der verstärkten Karbonatsedimentation. Die Raibler Schichten konnten das vorhandene Relief nicht auffüllen, wie die weiter existierende Faziesgliederung zeigt. Das randnahe Becken zeigt das charakteristische Bild der „Cidarisbreccie“ mit ihren Rutschstrukturen, die noch im Oberkarn von Pötschenschichten abgelöst wird. Am Leckkogel überlagern gebankte Dolomite die Schiefertone. Diese Dolomite weisen noch einen deutlichen pelagischen Einfluß (Conodonten) bis nahe zum Leckkogel Gipfel auf – siehe bei FLÜGEL et al. (1978:164). Rhythmische Bankung und lagenweise Resedimente sind auffällig, Riffdetritus wurde bisher nicht beobachtet. Weiter in Richtung Plattform (Kampelbrunnenspitze, Bischofsmütze) hat die Diagenese alle primären Gefüge zerstört, sodaß über das Einsetzen der Obertriasriffe hier keine Aussage möglich ist.

### Nor – Rhät

#### Gosaukamm – Gebiet:

Zu den folgenden Ausführungen siehe Beilagen 3 und 4. Die aufgenommenen Profile A–K und das ergänzend dazugestellte Profil L (nach D. WURM 1982:214) entstammen verschiedenen Bereichen einer Übergangszone zwischen Plattform und Becken. Zur Veranschaulichung dieses Beckenrandes wurden sie schematisch in einen einzigen Querschnitt zusammenprojiziert (Beilage 4).

Der stratigraphisch tiefste Abschnitt, der Oberkarn und Unternor umfaßt, wird im Becken von typischen Pötschenkalken gebildet, zum Beckenrand verlieren sich die Mergelfugen und auch die Hornsteinknollen. Eine Lumachelle von *Perithalobia styrica* (MOJS.) stellt in diesen hellen Bankkalken einen weit verbreiteten Horizont an der Nor-Basis dar, ist jedoch meist nur schlecht erhalten. Ein lateraler Einfluß der Karbonatplattform ist in den Hellkalken vorerst noch nicht spürbar, er setzt erst im Laufe des Mittelnor mit zunehmendem Gehalt an charakteristischem Detritus ein, und greift dann recht rasch beckenwärts vor.

Ab dem Mittelnor, vor allem aber im Obernor wird die Verknüpfung mit den Riffschuttkalken unmittelbar sichtbar. Eine Untersuchung des Gosaukammriffes war nicht Aufgabe dieser Arbeit, zumal etwa gleichzeitig eine Riffstudie der Erlanger Arbeitsgruppe im Gange war. Abgesehen von einigen Proben aus dem Grenzbereich zu den Pedataschichten (Profil G, H) beziehen sich daher die Angaben zum Dachsteinkalk (Beil. ) auf Daten bei D. WURM (1982). Nach dieser Arbeit soll eine kartenmäßige Erfassung verschiedener Faziesbereiche des Riffareals am Gosaukamm nicht möglich sein, da durch synsedimentäres Niederbrechen des Plattformrandes vielfach nur grobe Breccien mit Komponenten unterschiedlichster Fazies (bis hin zu Rückriff-Sedimenten) vorliegen. Die Verhältnisse nördlich der Gosauseen, speziell der Grenzbereich zum gebankten, lagunären Dachsteinkalk, sind im Detail noch nicht untersucht. An den groben Riffschutt mit relativ raschem Übergang ansetzend folgen beckenwärts Pedataschichten. Sie stellen die feinkörnigen, distalen Schuttausläufer am Fuße der Riffhalden dar, und zeigen in ihrem heterogenen Aufbau bereits deutlichen Einfluß (tpe/MF 2 b) der pelagischen Beckenfazies. Mit zunehmender Verarmung der Fauna (ausgenommen Conodonten) erfolgt der Übergang ins tiefere Becken mit Pötschenschichten. Der Randbereich ist hier noch durch häufiges Auftreten von Crinoiden und zeitweilig verstärkte Strömung (Resedimente, ausgespülte Mikritmatrix) angedeutet.

Die Faziesverteilung, die sich mit Einsetzen der terrigenen Zlambachschichten einstellt, ist in Beil. 4 nicht dargestellt, ein Modell dazu gibt D. WURM (1982:258). Unklar erscheint hier noch die Beurteilung sevatischer und rhätischer Anteile der Zlam-



bachschichten und die Frage nach den zeitgleichen Sedimenten auf der Plattform, da rhätische Anteile im Gosaukammriff noch nicht nachgewiesen wurden.

#### Ischl – Aussee

Zur Stratigraphie siehe Beilage 7, zur Faziesverteilung Beilage 8, Querschnitt 2.

Gegenüber den Verhältnissen am Gosaukamm stellt sich hier im Grenzbereich zwischen Pötschen- und Pedataschichten zusätzlich kurzfristig eine Stillwasserfazies ein, die stratigraphisch im obersten Sevat liegen dürfte. Die schwarzen, mergeligen Plattenkalke gehen bei zunehmend besserer Durchlüftung (im Hangenden sowie lateral) in graue mergelige Fleckenkalke (Tiefere Zlambachschichten) über, die von U. PISTOTNIK (1972) zum Großteil ebenfalls noch in das Sevat gestellt wurden. In beiden Typen treten Arenitlagen auf, die Ausläufer der im Süden dominierenden hellen Pedataschichten darstellen. Im Grenzbereich Zlambachschichten/arenitische Pedataschichten fällt wiederum die Zunahme des Crinoidendetritus auf.

Die, aufgrund der Detrituslieferung im Süden zu fordernden Riffe sind heute entweder durch die tektonisch auflagernde Dachsteindecke (Sarstein) verdeckt, oder wurden im Zuge der Tektonik von der Ischl–Ausseer Zone überhaupt abgetrennt.

### 3.5. Die Hallstätter Buntfazies – beckeninterne Schwellenzonen

#### 3.5.1. Lithologische Gliederung

Eine konsequente lithologische Gliederung der vielfältigen Buntkalke begann mit W. SCHLAGER (1969); auf ihn geht die hier angewandte Nomenklatur im wesentlichen zurück. Erste praktische Anwendung erfuhr sie in den Arbeiten von G. SCHÄFFER (1971) und U. WEIGERT (1971), eine biostratigraphisch ergänzte Darstellung gab L. KRYSZYN (1974; Abb. 1).

„Unterer“ Grauvioletter Bankkalk: Eine Auftrennung des Grauvioletten Bankkalkes in zwei getrennte Horizonte erscheint nach den derzeit untersuchten Profilen sinnvoll, da dieser Gesteinstyp vom Oberladin bis ins Unterkarn nicht auftritt.

Typisch ist die graue bis rötlichviolette Färbung, Hornsteine können auftreten. Das Gestein ist häufig zu Mikrospariten sammelkristallisiert, auffällig ist auch die Fossilarmut. Da mikrofazielle Daten noch weitgehend fehlen, konnte dieser Gesteinstyp in Abbildung 2 nicht berücksichtigt werden.

Graugelber Bank- und Massenkalk: Zur Zeit müssen hier verschiedene Gesteine zusammengefaßt werden, die im Gelände noch nicht befriedigend getrennt werden konnten. Die Erkennbarkeit der Bankung ist stark von den Aufschlußverhältnissen abhängig, die Ähnlichkeit zum obertriadischen Massigen Hellkalk wird häufig recht groß.

Die Farbskala kann grünliche bis hell gelblichgraue, bräunliche, hell rotbraune bis grell ockergelbe (selten) Farben umfassen. Vereinzelt Hornsteine sind eher die Ausnahme. Synsedimentäre Breccien mit aufgearbeiteten Lumachellen sind auf den Steinwandlkögeln sichtbar. Wenige Zentimeter mächtige gelbe, violette oder weiße tonige Lagen stellen möglicherweise zersetzte vulkanische Tuffe dar (Oberladin).

„Oberer“ Grauvioletter Bankkalk: Er ist praktisch immer an das Auftreten unterlagernder Reingrabener Schiefer gebunden. Die überaus typische und leicht erkennbare Serie besteht aus dünnbankigen, ebenflächig plattigen, grauen bis schmutzig olivgrünen Kalken, mit lagig oder schlierig verteilten gelbbraunen bis violetten Farbtönen. Graue bis violette Mergellagen bei gleichzeitig eher welligen Schichtflächen treten im Steinwandl-Gebiet auf. Hornsteine wurden praktisch nur im Übergangsbereich zu

auflagernden Pötschenschichten im Profil Nd. Scheibe (Plankensteinscholle) beobachtet.

Das Gestein ist in Dünnschliffen und Säurelösproben fossilieer, und seinem Gesamthabitus nach nicht als typischer Hallstätter Kalk zu bezeichnen. Zusammen mit den unterlagernden Reingrabener Schiefen (=Halobienschiefer) stellt es eher eine *S o n d e r f a z i e s* der Nordalpinen Raibler Schichten im Bereich der Buntkalkschwellen dar.

**Roter Knollenflaserkalk:** Das prägnante Erscheinungsbild geht im wesentlichen auf Drucklösung im Zuge der Diagenese zurück, wobei ein primär erhöhter Tongehalt eine Rolle spielen dürfte. Die Lithologie reicht von dickbankigen knolligschichtigen Rotkalken mit Mergelfugen über Knollenkalke zu isolierten Kalkknollen in roter Mergelmatrix. Eine Einregelung der häufigen Filamente parallel zu den Flaserungszonen ist typisch. Das mikrofazielle Bild zeigt tonige Filamentmikrite mit wechselndem Gehalt an Radiolarien und Peloiden.

**Bunte Flaserkalke mit rotem Hornstein:** Die stets roten Hornsteinknollen treten sowohl in roten Knollenflaserkalken (Steinwandl, Raschberg, Klockau Alm) als auch in hellen welligschichtigen Bankkalken auf (Steinwandl, Schiechlingkogel). Diese laterale Variation stellt den Übergang vom Schwellenbereich (Roter Knollenflaserkalk) zum Becken(Pötschenkalk) hin dar, gut verfolgbar entlang der Straße zur Raschberghütte. Mikrofaziell ist im Zuge dieses Überganges keine signifikante Änderung erkennbar.

**Roter Bankkalk – Schreyeralmkalk:** Die beiden Begriffe werden hier weitgehend synonym betrachtet. Subsolution, hardgrounds, Schichtlücken und stratigraphische Kondensation sind kennzeichnend für diese roten, dickbankigen fossilreichen Kalke. Die Serienmächtigkeit ist meist auf wenige Meter reduziert. Mikrofaziell sind angebohrte hardgrounds, Limonitkrusten und „Riffe“ sessiler Foraminiferen bezeichnend (vgl. J. WENDT 1969).

Im Vergleich zu den anderen Hallstätter Kalken (mit Ausnahme von Teilen des Hangendrotkalkes) ist nicht nur ein quantitativ größerer Fossiliengehalt erkennbar, sondern auch eine eindeutig höhere Diversität, was nicht nur auf eine passive Anreicherung durch das verminderte Kalkschlamm-Angebot auf den Schwellenzonen zurückgeführt werden kann.

**Massiger Hellkalk, helle Bankkalke:** Aufgrund seiner größeren Mächtigkeit und der massigen bis undeutlich grob gebankten Ausbildung stellt er den Hauptwandbildner der Hallstätter Schollen. Die Farbpalette ist gegenüber den sonst ähnlichen mitteltriadischen Hellkalken auf hell grau-gelblich-rosa eingeschränkt. Durchwühlung des Sedimentes, häufige endogene Breccien und geringer Tongehalt sind für die ungeschichtete Ausbildung ausschlaggebend. Eine Analyse der Breccien durch J. RIECHE (1971: 49 ff.) zeigte ihre Entstehung durch Schlamm-Muren mit steif-plastischen Schlickgeröllern. Dies läßt sich gut mit der Vorstellung der Ablagerung im Hangbereich der Buntkalkschwellen vereinbaren.

Helle gebankte Kalke, die bereits bei den Pötschenschichten Erwähnung fanden, vermitteln vermutlich lokal (Steinwandl) von der massigen Fazies zu den Hornsteinbankkalken des tieferen Beckens.

**Hangendrot- und -graukalk:** Der Hangendrotkalk zeigt wiederum eine beträchtliche Variationsbreite, die in Abb. 3 durch eine vorläufige Zweiteilung angedeutet wurde.

## Fazielle Ausbildung von Hallstätter Buntkalken

Abb. 2

Pazielle Parameter		Lithotyp							
		Hangendrotkalk	Massiger Hellkalk	Heller Bankkalk	Graugelber Bank- u. Massenkalk	Roter Bankkalk	Schreyeralnkalk	Roter Knollen- flaserkalk	Roter od. heller Knollenkalk mit roten Hornsteinen
Bankung	knollig schichtig	●					●	●	●
	eben bis wellig	● ●		●	●	●		●	●
	massig /undeutl. gbkt.		●						
Bankdicke (in dm)		0,5 - 5	1-3	1 -	1-10	0,5-2	0,5 - 2	0,3-1,5	
Farbe	grünlich				○				
	grau		●	○	●			●	●
	gelblich	○	●	○	●			●	
	hell rötlich		○		○		●	●	
	rotbraun	● ●				●	●	●	
violett	○							○	
Matrix	Tongehalt	● ●			○	●	●	●	● ●
	Mikrit	● ●	●	●	●	●	●	●	● ●
	Mikrosporit	○	○	○	○	○	○	○	○
Komponenten	Sparit	○	○	○	○		○	○	○
	Mikrit ausgespült	○	○	○	○		○	○	
	Bioturbation	● ●	●		○		●		
	Kondensation/Hardgrounds	●					●		
	Schlickgerölle		○						
	Intraklaste/Breccien		●		●				
	Pellets/Pelcide		●	○	●		●	○	
	Filamente	● ●	●	●	●	●	●	●	
	Radiolarien	● ●	●	●	○	●	●	●	
	Conodonten	● ●	●	●	●	●	●	●	
	vag. Foraminiferen	● ○	○		○	○			
	sess. Forams (Krusten)	●				●			
	Cephalopoden	● ○	○		○	●			
	Bivalven-Lamachellen	○ ○	○	○	○	○			
	Gastropoden	○				○			
Crinoiden	●			○	●	○	○		
Echiniden	○			○					
Globochaete alpina	●		○	○					
Heterastridien	●								

häufig ●      mäßig häufig ●      selten ○

Die, nach Geländebefunden, Dünnschliffen und Literatur geschätzten Häufigkeitsangaben beziehen sich auf den Gesamtkörper der jeweiligen Serie, so z.B. sind die Cephalopoden-Massenanhäufungen im Hangendrotkalk lokale Sonderentwicklungen, bei insgesamt eher mäßiger Häufigkeit.

Wir können grob zwischen roten, wellingschichtigen Bankkalken einer einförmigen Kalkschlammfazies mit Filamenten und Radiolarien, und einer biogenreichen Rotkalkfazies mit Lösungshorizonten, Kondensation und hardgrounds, „Foraminiferenriffen“ und Anhäufung von Ammoniten unterscheiden, die mit ihrer Mangelsedimentation an den Roten Bankkalk erinnert. Hydrozoen der Gattung *Heterastridium* treten nach bisheriger Beobachtung nur hier auf (s. W. SCHLAGER 1969:295, J. RIECHE 1971:19, L. KRYSZYN 1980:90). Völliges Auskeilen der Serie in Richtung Schwellenscheitel wird vom Sommeraukogel beschrieben (s. Darstellung bei KRYSZYN, SCHÄFFER & SCHLAGER 1971, oder bei L. KRYSZYN 1980:Fig. 14, 15).

Das fossilarme „Normalsediment“ läßt besonders in den Schönau-Schollen (Beil. 5) deutlich Anklänge an Knollenfaserstrukturen erkennen, desgleichen die Rotkalken an der Basis der Kaunwand (Plankenstein-Scholle). Letztere führen auch rote Hornsteine und verzahnen sich lateral mit hellbunten Hornsteinkalken, die bereits den Pötschenschichten zugeordnet werden müssen. Der Übergang von der Schwelle in das Becken dürfte sich im Mittelnor in ähnlicher Weise vollziehen, wie im Oberkarn.

Der Hangendgraukalk stellt eine etwas mergeligere, nicht oxidierte Variante des Hangendrotkalkes dar, und vertritt lokal dessen Hangendabschnitt. Von paläogeographischem Interesse ist das Auftreten einer Linse mit grobem Riffschutt, das G. SCHÄFFER (1971:88) vom Hangendabschnitt des Graukalkes am Steinbergkogel beschreibt.

Auf die Beziehungen zu den überlagernden Zlambachschichten wurde bereits bei diesen kurz eingegangen. Sie beenden die Buntkalksedimentation der Trias.

### 3.5.2. Mikrofazies und diagenetische Veränderungen

Eine detailreiche Darstellung der Fazies von obertriadischen Hallstätter Kalken lieferte J. RIECHE 1971, der lithologische, sedimentologische, geochemische und paläontologische Parameter zusammenstellte. Da er jedoch nur zwischen „gebankter“ und „massiger“ Fazies unterschied, kann seine mikrofazielle Gliederung nur bedingt auf die hier gegebene lithologische Gliederung angewendet werden.

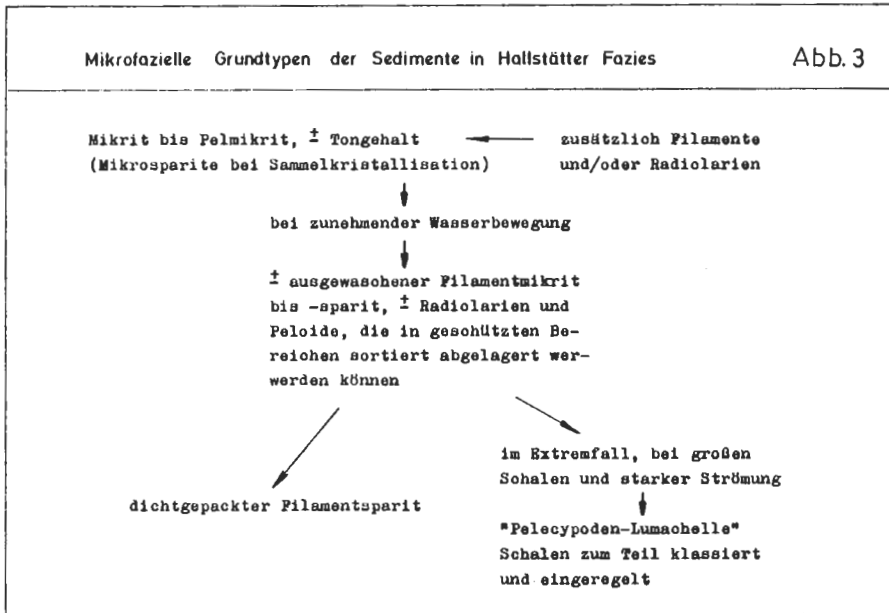
RIECHE teilte die Hallstätter Kalke in 6 Mikrofaziestypen ein, deren charakteristische Merkmale folgendermaßen aussehen:

- HK 1 a: Filamentmikrit mit reichlich Radiolarien, typisch für Hellkalke der massigen Fazies.
- HK 1 b: Tonreicher Filamentmikrit mit zahlreichen Globochaeten, typisch für Rotkalke der gebankten Fazies.
- HK 1 c: Fossilreicher Filamentmikrit mit Heterastridien.
- HK 1 d: Filamentmikrit mit „Riffen“ sessiler Foraminiferen.  
Die beiden letzteren stehen in engem Zusammenhang und sind auf die gebankte Fazies im Obernor beschränkt.
- HK 1 e: Filamentmikrit mit Hornsteinknollen; dies wird von RIECHE als atypisch für die Hallstätter Fazies bezeichnet.
- HK 2: Sonderfazies der Pelecypoden-Lumachellen mit Matrix aus HK 1 a oder 1 b.

Wie das eigene Probenmaterial aus mittel- und obertriadischen Hallstätter Kalken verschiedenster Lokalitäten zeigte, trifft HK 1 a auch auf einen Großteil der gebankten Kalke zu, während HK 1 b mit dem Reichtum an Globochaeten in der gebankten Fazies auf den Hangendrotkalk beschränkt sein dürfte.

Eine scharfe Korrelation einzelner Mikrofaziestypen mit bestimmten, lithologisch abgegrenzten Serien scheint nicht durchführbar zu sein (vgl. Abb. 2).

Für alle Hallstätter Kalke und auch für den Pötschenkalk läßt sich als Sedimentgrundtypus die Entwicklungsreihe auf Abb. 3 angeben. Die Mikritmatrix, die Korngrößen zwischen 1–6,5  $\mu\text{m}$  mit einem Häufigkeitsmaximum bei 2  $\mu\text{m}$  besitzt, wird für den Hangendrot- und -graukalk des Steinbergkogels von E. FLÜGEL (1967) auf



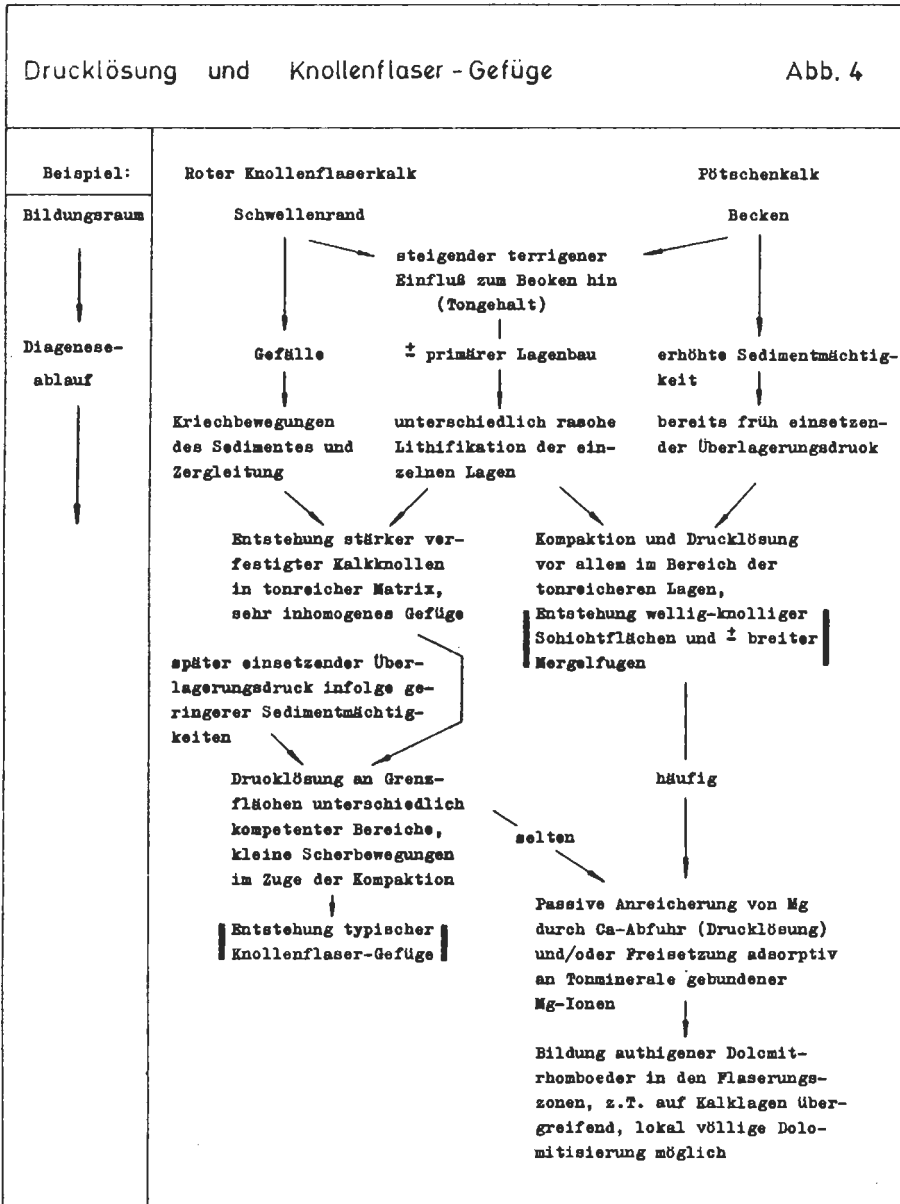
chemische Fällung zurückgeführt. Ein weiterer Teil dürfte durch den Zerfall mikritischer faecal pellets entstanden sein, da fließende Übergänge von dichtgepackten Pelmikrospariten über Mikrite mit „Kümmelstruktur“ zu einformigen Mikriten auftreten können. Ein Großteil des Kalkschlammes der Pötschenkalk-Becken ist aber wohl auf ausgespültes Feinstmaterial von den Seichtwasser-Plattformen mit ihrer hohen biogenen Karbonatproduktion zurückzuführen.

**S e d i m e n t s t r u k t u r e n** erweitern das mikrofazielle Spektrum. Dazu zählen Wühlgefüge unterschiedlicher Art und Feinschichtung, welche, abgesehen von rhythmischen Sedimentationsunterbrechungen in Rotkalken (Feuerkogel), hauptsächlich auf Wechselfolgen von Mikrit und Karbonatsilt, beziehungsweise auf eingeschwemmte, lagenweise nach Größe sortierte Peloide zurückgeht. Schlickgerölle, Resedimente und Breccien sind auf Sedimentkriechen und murenartiges Abgleiten in Hangbereichen (RIECHE 1971:49 ff.) und auf strömungsbedingte Sedimentumlagerung (W. SCHWARZACHER 1948:44) zurückführbar. Manche Breccien sind auch mit synsedimentärer Bruch- und Spaltentektonik in Verbindung zu bringen, so etwa ein Vorkommen westlich der Klockau Alm (Schönau-Schollen, Beil. 5). Die Karbonatklastika konzentrieren sich bevorzugt auf die helle, massige Fazies der Mittel- und Obertrias.

Bei den **B i o g e n e n** treten neben Filamenten und Radiolarien die stratigraphisch so wichtigen Conodonten in allen Gesteinstypen auf (Ausnahme: Oberer Grauvioletter Bankkalk). Eine auffällige Zunahme des Biogendetritus ist nur in den Rotkalken auf extremen Schwellenpositionen feststellbar, nämlich in Teilen des Hangendrotkalkes und im Roten Bankkalk/Schreyeralmkalk. Die damit auch verbundene Zunahme der Faunendiversität läßt auf lokal verbesserte Lebensbedingungen schließen.

Knollenfasergefüge: Die Druckfaserung ist ein wesentlicher Faktor bei der Ausgestaltung der Schichtflächen der gebankten Kalke, sowohl im Becken (wellig-knollige Pötschenkalke) als auch auf den Buntkalkschwellen (Roter Knollenfaserkalk).

Primäre Inhomogenitäten des Sedimentes begünstigen die Drucklösung. Tonreichere Lagen bleiben länger wasserreich als die frühzementierten Kalke (vgl. J. RIECHE 1971:Abb. 25). Das bei Druckbeanspruchung in Lösung gehende Karbonat kann ab-



transportiert werden, die entstehenden Tonanreicherungen verbreitern primäre Mergelfugen oder durchziehen netzförmig das Gestein (Knollenflasergefüge).

Die Möglichkeit einer bereits synsedimentären Anlage des Knollengefüges durch Sedimentkriechen beschreibt G. SCHÄFFER (1971:52).

Abbildung 4 soll die Beziehungen zwischen Ausgangssediment und Ablagerungsraum und die daraus resultierenden Faktoren für die diagenetische Umgestaltung der primären Sedimentgefüge an zwei Beispielen zeigen.

Die chemischen Analysen von RIECHE (1971) lassen außerdem einen Zusammenhang zwischen Drucklösung und dem Auftreten authigener Dolomitrhomboeder vermuten. Diese Beziehung, die in den Buntkalken nur angedeutet ist, ist in den Pötschen-schichten sehr häufig beobachtbar. Hier setzt die Dolomitsprossung stets in den Mergelfasern ein und greift auf die Kalke in unterschiedlichem Ausmaße über.

**Hornsteinbildung:** Als Lieferant für die Kieselsäure dienten aller Wahrscheinlichkeit nach Radiolarien und kieselige Schwammspicula, die heute überwiegend nur noch kalzitisch erhalten sind. Vulkanischer Ursprung scheidet für die Obertrias laut RIECHE (1971:87) nach Untersuchung des unlöslichen Rückstandes der Kalke aus.

Wesentlicher Faktor für die Konzentration des  $\text{SiO}_2$  zu Knollen und Lagen ist die Wegsamkeit für Porenlösungen. Bevorzugte Verkieselung erfahren einerseits Lumacheln oder arenitische Bereiche mit primärem Porenraum, oder andererseits auch tonreicher Kalkschlamm, dessen Wasserabgabe und Lithifikation langsamer erfolgt. Damit deckt sich auch das Zurücktreten der hornsteinführenden Pötschenkalken an den Beckenrändern und ihr Ersatz durch helle Bankkalke (abnehmender Tongehalt). Dagegen kann bei entsprechendem Tongehalt die Hornsteinbildung weit auf die Buntschwelle übergreifen (karnische Flaserkalke mit rotem Hornstein, Teile des Hangendrotkalkes).

Die Konzentration zu Knollen und Lagen erfolgt allen Beobachtungen nach bereits frühdiagenetisch. Dafür sprechen:

- die noch nötige Wegsamkeit für Lösungen,
- frühe Kluftbildungen im Hornstein, die vom umgebenden, noch unverfestigtem Kalkschlamm verfüllt wurden (RIECHE 1971:75),
- resedimentierte Hornsteinbruchstücke (Pötschenkalk, Cidarisbreccie),
- Bildung der Hornsteine meist vor, maximal während der Druckflaserung.

### 3.5.3 Räumlich/zeitliche Verteilung der Buntkalke und Beziehungen zur Graufazies

#### Mitteltrias

Der genaue zeitliche Verlauf der Seriegrenzen ist fast ausschließlich von der Zuverlässigkeit der Conodontenstratigraphie abhängig, die für die Mitteltrias derzeit noch etwas im Fluß ist. Verschiebungen im Grenzbereich Anis/Ladin sind hier noch möglich.

Das Einsetzen der Hallstätter Fazies ist dort am auffälligsten, wo fossilreiche Rotkalke (Schreyeralmkalk) unmittelbar auf anisischem Algenkalk auflagern (Schiechlingkamm, Schreyeralm, Sulzkogel). Nach KRYSZYN & SCHÖLLNERGER (1972:66) ist diese Wende im höheren Mittelanis einzuordnen. Gleichzeitig findet jedoch auch die Sedimentation von grauen Hornsteinkalken statt. Übergangsbereiche zum Rotkalk sind bisher noch nicht bekannt.

Nach einer Mergeleinschaltung läuft im Becken die Hornsteinkalkfazies weiter, aufgrund der bunteren Farben nun als „Unterer“ Grauvioletter Bankkalk bezeichnet. Das

in Abb. 5 dargestellte Nebeneinander äußert sich in den Profilen vorwiegend als ein Übereinander, wobei der Rote Knollenflaserkalk stets vom Grauvioletten - zum Roten Bankkalk vermittelt. Das tiefe Hinabreichen der hellen Massenkalk und Roten Knollenflaserkalk bis ins Illyr wurde bisher nur im Profil „Leislingwände“ erfaßt.

Am Schwellenrand sind spätestens ab dem hohen Fassan hellbunte Bank- und Massenkalk charakteristisch und biostratigraphisch gesichert. Sie können im obersten Ladin bis über die kondensierten Rotkalk auf die Hochzonen übergreifen (Schiechlingkamm, Beil. 6). Im Profil Plankenstein/Kaunwand macht sich im Jul bereits lateral wieder Beckeneinfluß mit Hornsteinkalken bemerkbar.

### Obertrias

Die Reingrabener Wende (SCHLAGER & SCHÖLLBERGER 1974) mit ihrem Umschlag zu weit verbreiteten terrigenen Schüttungen stellt auch in der Hallstätter Fazies einen scharfen Schnitt dar. Nur einige wenige Hochschollen im Becken werden vom Tonschlamm nicht überdeckt. Dort geht die karbonatische Sedimentation weiter, wenn auch stark eingeschränkt – Mangelsedimentation mit Kondensationshorizonten (Feuerkogel, Millibrunnkogel). Die laterale Beziehung zu den Mergelarealen ist bisher nicht aus Aufschlüssen bekannt, möglich erscheint eine scharfe bruchtektonische Begrenzung der Hochschollen. Gleiches gilt für den „Oberen“ Grauvioletten Bankkalk, mit dem die eher lebensfeindlichen Bedingungen im tieferen Becken des Unterkarn wieder zu Ende gehen.

Unklar ist noch die Frage nach der Möglichkeit einer durchgehenden Hellkalksedimentation, da etwa am Siriuskogel bei Bad Ischl nach MOSTLER & PARWIN (1974) der massige bis dickbankige Hellkalk aus dem Nor bis in das „Cordevol“, eventuell sogar Langobard hinabreichen soll, ohne daß ein trennender Mergelhorizont im Karn sichtbar wäre.

Ab dem Oberkarn tritt wiederum eine gut verständliche Faziesverteilung auf. Im Becken setzt die Hornsteinkalkfazies der Pötschenschichten ein. Zunehmende Buntfärbung der Kalke und Hornsteine leitet lateral zum Roten Knollenflaserkalk der Schwellenränder über, während auf einigen Schwellen noch letzte Vorkommen des Roten Bankkalkes sedimentiert werden. Noch im obersten Tuväl dürfte verstärktes Kalkschlammangebot zur erneuten Ausbildung heller Massenkalk beitragen. Die Hornsteinbildung wird beckenwärts zurückgedrängt, die Mangelsedimentation auf den Hochzonen nach einem kurzen Verzahnungsbereich (Solinger/Sommeraukogel, SCHÄFFER 1971:66) spätestens im tiefsten Unternor endgültig beendet.

Bemerkenswert erscheint, daß diese völlige Unterbrechung der Rotkalksedimentation nicht auf die Hallstätter Zonen des Salzkammergutes beschränkt bleibt, sondern auch in außeralpinen Hallstätterkalk-Profilen aufscheint (vgl. KRYSZYN & MARIOLAKOS 1975).

Noch im obersten Lac wird der massige Hellkalk mit offenbar zeitlich scharfer Grenze vom Hangendrotkalk abgelöst. Damit stellt sich erneut eine, dem höheren Tuväl vergleichbare Faziesverteilung ein: Pötschenkalk im Becken, Rotkalk auf den Schwellen. Der Hangendrotkalk ist in sich noch in einen fossilreichen Anteil mit Mangelsedimentation (Schwellenzone Sommeraukogel, Roßmoos) und in einen einförmig bankig-knolligen Anteil gliederbar. Der Übergang zum Pötschenkalk ist bisher nur im Profil Kaunwand erkennbar. Hier wechsellagern rote Knollenkalk und helle Bankkalk, beide enthalten bunte Hornsteine. Die Wechselfolge ist mit Conodonten sicher in das obere Lac einzustufen. Jüngere Anteile sind hier durch Tektonik verloren gegan-

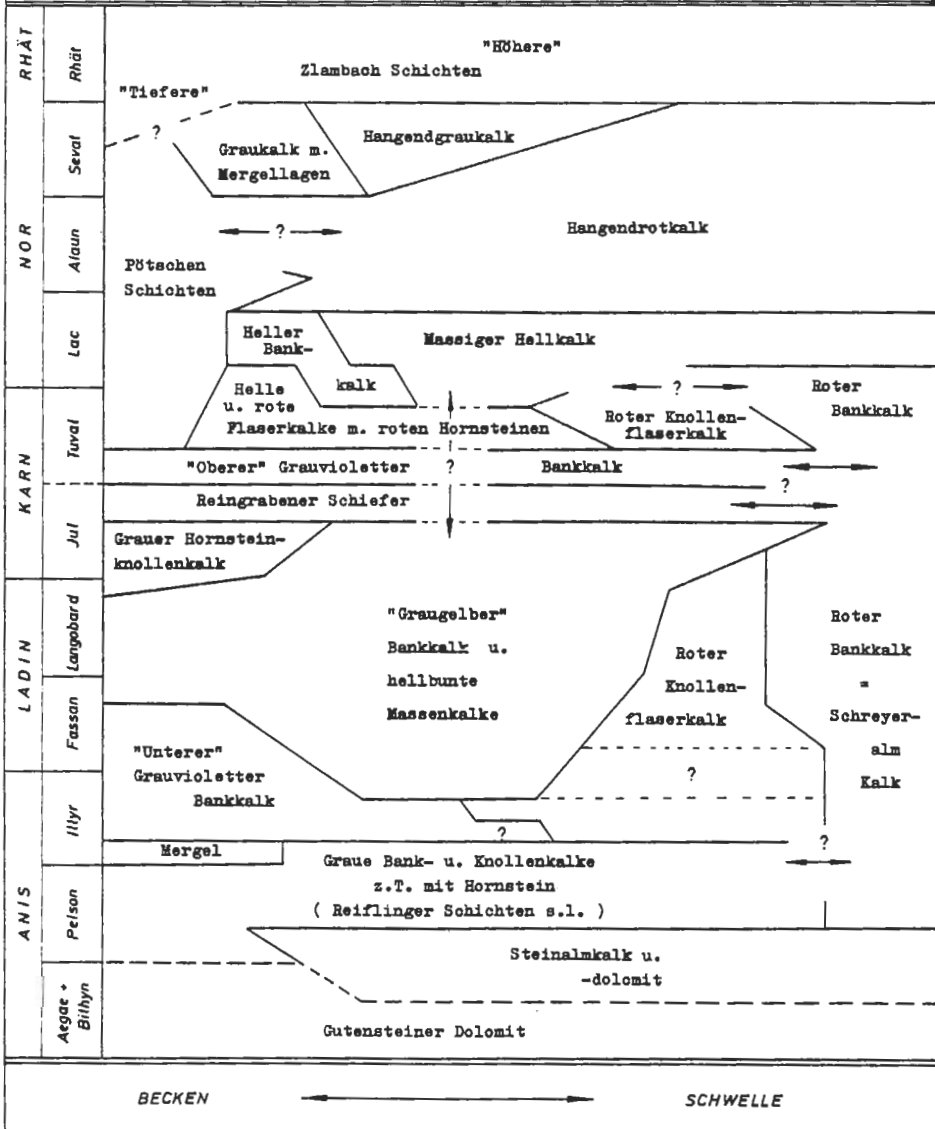


Zeitlicher Umfang der Sedimente des

Abb. 5

Hallstätter Faziesraumes

Schematischer Entwurf für Buntkalkschwellen und schwellennahes Becken.  
Der Zeitumfang ist zur realen Serienmächtigkeit nicht proportional !



gen. Einen ähnlichen Verzahnungsbereich könnten die Hornsteinkalke und roten „Pedataschichten“ im Loferer Raum (Thälerer Graben) darstellen (vgl. TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN 1970).

Im Obenor treten nebeneinander Pötschenkalk, hornsteinfreie mergelreiche Graukalke, Hangendgrau- und -rotkalk auf. Obwohl laterale Beziehung dieser Lithofaziestypen nicht im Detail in Aufschlüssen sichtbar ist, liegen sie doch auf einer logischen Entwicklungslinie im Übergangsbereich zwischen Becken und Schwelle. Die mergeligen Graukalke im Steinwandlgraben lassen in einer Einschaltung roter Mergel und Kalke noch einen letzten Einfluß einer nahen Buntkalkschwelle erkennen.

Die Frage nach einem hier angedeuteten, etwas heterochronen Einsetzen der Zlambachschichten kann zur Zeit mangels feinstratigraphischer Daten nicht endgültig beantwortet werden.

Diesem grob skizzierten „Normalen Sedimentationsablauf“ überlagert sind lokale Komplikationen durch Ausfallen mancher Schichtglieder an breccienbesetzten Diskontinuitäten, und das im Gelände nicht immer sofort erkennbare Phänomen der Spaltenfüllungen.

Diskontinuitäten mit Breccien treten etwa im Oberen Grauvioletten Bankkalk des Sommeraukogels (SCHÄFFER 1971:59) und auch am Millibrunnkogel an der Basis des Unteren Grauvioletten Bankkalkes und des Massigen Hellkalkes auf (KRYSTYN, SCHÄFFER & SCHLAGER 1969). Am Rosenkogel dürfte ein Großteil der Triasschichtfolge zwischen Anisdolomit und Hangendrotkalk fehlen, und nur durch einen Breccienhorizont vertreten werden.

Synsedimentäre Bruchtektonik und Spaltenbildung in den Hallstätter Kalken hat SCHLAGER 1969 eindrucksvoll dokumentiert. Derartige, aus Kartierungen SCHÄFFERs (1971) bekannte Strukturen wurden im Querschnitt 1 b auf Beil. 8 mitberücksichtigt, da sie als wesentliches Element bei der Umgestaltung des Ablagerungsraumes betrachtet werden.

### 3.6 Ablagerungsbedingungen und Paläogeographie

Charakteristische Faktoren der Hallstätter Fazies sind nach W. SCHWARZACHER 1948, J. RIECHE 1971, H. MOSTLER 1978 und eigenen Eindrücken folgende:

- Aufgrund sedimentologischer, paläontologischer und geologisch kartierbarer Fakten handelt es sich bei den Hallstätter Kalken nach allgemeiner Übereinstimmung um triadische Beckensedimente, die zeitgleichen Karbonatplattformen des Seichtwasserbereiches gegenüber stehen.
- Die überwiegend mikritische Matrix weist auf relativ ruhiges Wasser unterhalb der normalen Wellenwirkungszone, lokal klassierter Detritus und Komponenteneinregelung zeigt zeitweilig verstärkte Strömungen an.
- Der terrigene Einfluß ist gering, er tritt in den gebankten und knolligen Kalken (besonders der Graufazies) in Form des Tongehaltes in Erscheinung.
- Kennzeichnend für die Buntfazies sind lokal geringe Sedimentmächtigkeiten, kondensierte Schichtfolgen, Karbonatlösung (Subsolution) und Schichtlücken.
- Resedimentäre Breccien machen ein gegliedertes Relief wahrscheinlich, desgleichen die lateralen Übergänge zwischen Bunt- und Graufazies.
- Typische Seichtwasserorganismen (Algen, Korallen) fehlen weitgehend.
- Ebenso fehlen Bewohner der Psychrosphäre, Wassertiefen größer als 500 m sind daher auch im Beckentiefsten (Pötschenkalk) unwahrscheinlich.

- Auffällig ist die lokal reiche Weichtierentfaltung, optimale Lebensbedingungen (speziell in der Buntfazies) sind anzunehmen.
- Sauerstoffreiches Bodenwasser wird angezeigt durch benthonisch lebende Organismen, intensive Sedimentdurchwühlung, oxidierende Bedingungen bis tief in das Sediment und Rotfärbung durch Hämatit/Goethit im Bereich geringer Sedimentationsraten (Buntfazies).
- Die weiträumig verbreitete Fauna besitzt offenmarinen Charakter: Ammoniten, Bivalven, Schwebcrinoiden, Conodonten, Radiolarien.

Der Ablagerungsraum ist also ein festlandfernes Meeresbecken mit maximalen Wassertiefen von wenigen 100 Metern, mit einem beckeninternen gegliederten Relief und mit der Möglichkeit eines ungehinderten Wasser- und Faunenaustausches mit der offenen Tethys.

Alle paläogeographischen Rekonstruktionsversuche im Salzkammergut sind stets eng verknüpft mit dem jeweilig vertretenen tektonischen Entwicklungsmodell, da die primären faziellen Zusammenhänge im Laufe der alpidischen Tektonik weitgehend zerrissen wurden. Die hier skizzierte Anordnung der Teilschollen der Hallstätter Trias geht von einer ursprünglichen Position der mittel- bis obertriadischen Buntfazies südlich der Seichtwasserplattform der Dachsteindecke aus. Diese Annahme wird infolge erhaltener Verzahnungen von Plattform- und Beckensedimenten heute als wahrscheinlichste Lösung angesehen (vgl. R. LEIN 1975, A. TOLLMANN 1976:Abb. 253). Die tektonische Zerstückelung begann nach derzeitigem Kenntnisstand bereits im Jura mit ausgedehntem Gleitschollen- und Gleitdeckenbau (vgl. B. PLÖCHINGER 1976, G. SCHÄFFER 1976, A. TOLLMANN 1981, G. W. MANDL 1982).

Die Schwellenzonen Schiechlingkamm–Sommeraukogel und Rosenkogel–Millbrunnkogel mit ihrer häufig auftretenden Mangelsedimentation wurden einem einheitlichen „Salzsattel“ zugeordnet (siehe Beil. 8). Lateral sind hier im Westen die Halleiner und Berchtesgadener Buntkalke anzuschließen, im Osten die Mitterndorfer Schollen.

Die oberpermischen Evaporite begannen ihren Aufstieg etwa im Mittel- bis Oberanis, begünstigt durch die Bruchzerlegung des unteranischen Flachwasserschelfes (Reiflinger Wende). Für eine wesentliche Rolle des Salzdiapirismus bei der Ausbildung beckeninterner Hochzonen sprechen folgende Argumente:

- Größere Buntkalkareale sind stets mit mächtigen Evaporitkörpern vergesellschaftet (Salzbergbaue Hallein, Hallstatt, Ischl, Aussee).
- Intensive, synsedimentäre Bruchtektonik erzeugt unterschiedliche, nicht unmittelbar zusammenpassende Schichtfolgen im Bereich eng benachbarter Schollen, sowie tiefgreifende Spaltenbildung mit Verfüllung durch jüngere Sedimente.
- Ein weitgehender Ausgleich des Reliefs innerhalb des Beckens durch zunehmende Verfüllung wird angestrebt, aber immer wieder durch erneute Hebungstendenzen der Schwelle unterbunden.
- Schwellenrandbereiche, die in der Mitteltrias Buntkalke aufweisen, geraten in der Obertrias zunehmend in den Einfluß des Hornstein-Beckens, während am Schwelenscheitel immer wieder Bereiche mit Mangelsedimentation existieren. Die zunehmende Konzentration der spezifisch leichteren und daher hochdringenden Haselgebirgsevaporite im Bereich der tektonisch zerstückelten Buntkalkschwelle ist in den umgebenden Arealen mit einem gleichzeitigen Abwandern der Evaporite verbunden. Der ihnen dort auflagernde Sedimentstapel zeigt Absenkungstendenzen relativ zur Schwelle.

Auf die Möglichkeit eines frühen Durchschlagens des permischen Haselgebirges durch seinen triadischen Sedimentmantel weist die Beobachtung von R. LEIN (1981: Taf. 1, 211), der im Hangendrotkalk Breccienlagen älterer Komponenten bis hinab zu Werfener Schichten und zu Haselgebirgstonen feststellen konnte (Mürztaler Alpen).

Diese lokalen beckeninternen Bewegungstendenzen sind jedoch getrennt zu halten von den Vorgängen im kristallinen Basement.

Übergänge von der Schwelle ins tiefere Becken sind sowohl im Gebiet um den Plassen (Hallstatt) als auch in der Ischl-Ausseer Zone feststellbar:

- Bereiche mit Buntkalken bis Oberkarn und Pötschenkalk im Nor (Steinwandl, Plankensteinplateau),
- lateraler Fazieswechsel von Rotem Knollenflaserkalk zu Pötschenkalk im Oberkarn (Raschberg-Westseite, typische Übergangsserien sind punktuell auch vom Schiechlingskogel, aus den Schönau-Schollen, von der Pailwand und anderen Stellen bekannt),
- beckenwärts zunehmende Mächtigkeit des Massigen Hellkalkes ab Tuval, auf Kosten des Roten Knollenflaserkalkes (Leislingwände) bis zu dessen fast völligen Reduktion (Dietrichkogel),
- teilweise laterale Vertretung des Massigen Hellkalkes durch Pötschenkalk (Klauskogel, Keifeneck),
- Auskeilen und Kondensation des Hangendrotkalkes in Richtung Schwellenseitel (Sommeraukogel),
- Verzahnung Pötschenkalk-Hangendrotkalk im höchsten Unternor (Kauwand).

Ebenfalls an den Schwellenrand dürfte der Siriuskogel zu stellen sein, dessen Schichtfolge jedoch von allen anderen Hallstätter Profilen abweicht (vgl. MOSTLER & PARWIN 1974). Desgleichen ein Sonderfall ist der Steinbergkogel, den die norischen Rotkalke und Spaltenbildungen einerseits an die Buntschwelle binden, während andererseits die Riffschuttlinse im Sevat Plattformnähe erfordert (G. SCHÄFFER 1971:88).

Dem Becken nördlich der Buntkalkschwelle sind bisher nur die Graufazies-Schollen im Zwieselalmgebiet und Teile der Plankensteinscholle zuordenbar. Während der Riff/Becken-Komplex der westlichen Dachsteindecke einigermaßen genau in seinen Abmessungen rekonstruiert werden kann, bestehen für die Angabe eines Abstandes zwischen Plattformrand und Plankensteinscholle bzw. Buntkalkschwelle wenig Anhaltspunkte, da der obernorische Anteil der Schichtfolgen im Plankensteingebiet im Zuge der Tektonik verlorenging. Ein eventueller Riffeinfluß zu dieser Zeit ist damit nicht faßbar. Für die dargestellte relative Nähe zur Plattform (Beil. 8) spricht nur der Riffdetritus am Steinbergkogel.

Das Becken südlich der Buntkalkschwelle wird in der Obertrias neben Hornsteinkalken am Klauskogel und Keifeneck im wesentlichen von den Pötschen- und Pedataschichten der Ischl-Ausseer Zone repräsentiert. Während südlich des Sandling durch die vertikale Lagerung der Buntkalke (Kritkogel-Dietrichkogel) ein Einblick in laterale Übergänge Schwelle/Becken nicht möglich ist, sind die Verhältnisse der südwestlichen Raschbergseite eindeutig als fließender Übergang in ein Hornsteinkalk-Becken aufzufassen. Deckentektonische Trennflächen müßten innerhalb der Graufazies liegen, wofür im Gelände keinerlei Anhaltspunkte (etwa eingeklemmte Juraserien) zu finden waren. Auch treten sehr spezifische Gesteine wie die schwarzen Pedataschich-

ten mit ihren gradierten alldapischen Lagen nicht nur um Luppitsch auf, sondern sind auch dem Profil Kriemooskogel–Zlambach zuzuordnen, sodaß dazwischen keine bedeutendere Bewegungsfläche liegen kann.

Eine zwingende Konsequenz des Zusammenhanges der Bunt- und Graufazies der Ischl–Ausseer Zone ist die Annahme eines unmittelbar im Süden des Hallstätter Faziesraumes gegebenen Seichtwasserareals unbekannter Dimension, dessen Existenz sich im Detritus der Pedataschichten ausdrückt.

Dieser, zumindest örtlich scheinbar „kanalartige“ Charakter des Ablagerungsraumes, der Bunt- und Graufazies gemeinsam enthält, paßt nicht unmittelbar in das Bild eines nach Süden offenen, weiträumigen Beckens, wie es etwa R. LEIN (1975: Abb. 6, 1981: Beil. 12) andeutet, und wie man aufgrund der weiten Verbreitung der Buntkalke von den Karpaten über die Dinariden und Helleniden in die Türkei und weiter bis Ostasien anzunehmen geneigt ist. Der Übergang zur offenen „ozeanischen“ Tethys, die nach dem Lateralverschiebungsmodell von BECHSTÄDT (1978: 103) in der dinarischen „Inneren Radiolarit- und Ophiolithzone“ gesehen werden könnte, dürfte eine komplexere Faziesanordnung als in den bisherigen Modellen besessen haben.

Es erscheint durchaus vorstellbar, daß die Hallstätter Buntfazies bei dafür günstigen Bedingungen auch lokal begrenzt innerhalb andersartiger karbonatischer Beckensedimente auftreten kann. Diese Bedingungen können auf verschiedenste Weise entstehen, nicht nur am landfernen Schelfrand bis Kontinentalabhang (J. RIECHE 1971: 173 ff.) oder auf Guyots, sondern auch auf beckeninternen Schwellen bedingt durch Salzdiapirismus (wie im dargestellten Fall, Beil. 8) oder auf rein bruchtektonisch entstandenen Hochzonen ohne oder mit begleitendem Vulkanismus wie etwa am Dobratsch (BECHSTÄDT, BRANDNER & MOSTLER 1976) oder in den Südalpen (CROS & LAGNY 1972: 173 ff., G. PISA 1972).

Das weitere Schicksal solcher Gebiete mit Buntkalken vom Hallstätter Typus ist dann wesentlich vom lokalen Umfeld abhängig. Sie können wieder unter dem Detritus vorwachsender Karbonatplattformen begraben werden wie in der Mitteltrias am Dobratsch und in den Ramsauer Südwänden (Dachstein), oder, als außeralpines Beispiel, auf Karaburun (Türkei) (vgl. E. OTT 1972). Eine zweite Möglichkeit ist die rasche Ablösung der geringmächtigen Buntkalke durch alles überdeckende vulkanoklastisch dominierte Beckensedimente (Südalpen) oder durch Hornsteinkalke wie vermutlich in Teilen der Dinariden (PANTIC & RAMPNOUX 1972). Eine dritte Möglichkeit ist dann die mehr oder minder durchgehende Buntkalkentwicklung, wie sie in den Kalkalpen in Resten überliefert ist und auch außeralpin in meist isolierten Schollen bekannt ist (KRYSSTYN & MARIOLAKOS 1975).

Bei allen großräumigen Rekonstruktionsversuchen dürfen trotz der gemeinsamen Züge nicht die individuellen Eigenheiten der jeweiligen Gebiete vergessen werden. Sie erst erlauben es, ein wesentlich farbigeres, detailreicheres Bild zu zeichnen.

#### 4. Anmerkungen zu Detailfragen des Gosaukamm-Gebietes

Hier soll kurz noch auf jene lokalen Detailfragen eingegangen werden, die vom stratigraphisch-faziellen Standpunkt aus beantwortet werden können.

Schönau-Schollen: Hier kam SCHLAGER 1967 zur Vorstellung einer Transgression karnerischer Rotkalke auf den anisischen Massenkalk/-dolomit. Eine Detailaufnahme und Beprobung auf Conodonten ergab ein obernorisches Alter der Rotkalke (Hangendrotkalk), die den unterlagernden Massigen Hellkalk in Spalten durchschwärmen können. Die „Transgressionsbreccie“ SCHLAGERs ließ in den Komponenten keine Beteiligung von Mitteltrias erkennen, die überwiegenden Hellkalke besitzen nach Conodonten julisches bis norisches Alter, die fossilarme Rotkalkmatrix, die zum Teil ebenfalls noch brecciert wurde, ist wahrscheinlich infiltrierter Hangendrotkalk (der bisher nur Bruchstücke indifferenter Astformconodonten enthielt). Ein Transgressionskontakt zu Anisgesteinen ist nicht feststellbar, eher sind die Breccien mit synsedimentärer Bruchtektonik und Spaltenbildung erklärbar.

Ein terrigenes Karn (Reingrabener Schichten) dürfte in dieser Abfolge genauso primär fehlen, wie in dem Profil im Bachbett nördlich der Klockau Alm. Letzteres reicht mit Rotem Knollenflaserkalk sogar noch bis ins Langobard hinab.

Völlig anders geartet sind ein fensterartiges Vorkommen von Gesteinen der Graufazies knapp westlich der Klockau Alm und die Abfolge nördlich des Speckpalfen. Die Kombination Reingrabener Schiefer, Cidarisbreccie, helle Bankkalke ohne und mit Hornstein (Pötschenkalk) und Pedataschichten mit riffspezifischem Detritus entspricht vollkommen den Profilen der Zwieselalm und der Gosauseen-Furche. Für ein laterales Verzahnen der Bunt- und Graufazies können hier keine Anhaltspunkte gefunden werden. Die teilweise auch invers liegenden Buntkalkabfolgen sind tektonisch der Graufazies auflagernde, ortsfremde Schollen.

**Zwieselalm – Gosauseen:** Diese Gebiete sind im Sinne SCHLAGERs 1967 trotz tektonischer Zerstückelung als ursprünglich zusammengehörig und benachbart erkennbar. Ein faziell deutlicher, lateraler Übergang vom Rand einer Karbonatplattform in ein Hornsteinkalk-Becken ist bei Ausglättung der lokalen Tektonik verfolgbar, und bindet die Teilschollen aneinander. Für eine deckentektonische Deutung lokaler Trennflächen nördlich der Gosauseen, wie sie SCHÄFFER auf Blatt 95 (St. Wolfgang) gibt, lassen sich keine zwingenden Argumente erkennen. Eine derartige Deckengrenze würde genetisch zusammengehörige Serien (Riffschutt und riffnaher Beckenrand) trennen.

**Roßmoos – Kesselwand:** Eine häufig diskutierte Frage ist die Beziehung des Dachsteinkalkes der Kesselwand zu den liegenden Zlambachmergeln. Zuletzt ging D. WURM (1982:250 ff.) auf diese Problematik ein, wobei er jedoch sehr widersprüchliche Aussagen machte, wenn er einmal die paläontologische und mikrofazielle Ähnlichkeit zwischen den Dachsteinkalken des Gosaukammes und der Kesselwand betonte (S. 253), an anderer Textstelle (S. 254) dagegen deutlich verneinte.

Nach eigener Anschauung ist der Auffassung SCHLAGERs 1967 zuzustimmen, der die Zlambachschichten des Roßmoos als Muldenkern zwischen einem aufrechten Liegendschenkel (Dachsteinkalk nordwestlich Roßmoos) und einem, bis zu inverser Lagerung überkippten Hangendschenkel (Kesselwand-Scholle) betrachtete. Der liegende Dachsteinkalk geht an seiner Obergrenze deutlich sichtbar in zunehmend dunkle, gebankte Biogenschuttkalke über, die Hornsteine führen können, mäßig steil gegen Südosten in Richtung zum Mergelareal einfallen und faziell zu diesem vermitteln. Auffällig ist hier der Echinodermenreichtum, den auch D. WURM (1982:253) in vergleichbarer Grenzposition weiter südlich im Schnecken graben feststellte. Verfolgt man die Lagerungsverhältnisse dieses Grenzgebietes entlang des Westrandes des „Roßmooskeiles“, so kann man gegen Südosten zunehmende Steilstellung beobachten, die schließlich zur überkippten Lagerung der Kesselwand vermittelt. Die starke Verknetung der Zlambachmergel unterhalb der Kesselwand und im Schnecken graben und die Verschleierung ursprünglicher Zusammenhänge ist durchaus auch einer derartigen tektonischen Einrollung zuschreibbar, und bedarf keines Ferntransportes.

Die Serien des Roßmooskeiles und der Kesselwand werden als primär dem Gosaukamm und damit der Dachsteindecke angehörig betrachtet.

Zur Darstellung auf Beilage 9 ist noch anzumerken:

Die als Randschollen der Dachsteindecke bezeichneten Areale Buchbergriedel, Riedelkar, Losegg-Hofpürgel wurden wegen ihrer mitteltriadischen Buntdolomite und Hornsteinkalke im Vergleich zu den Zwieselalm-Profilen ebenfalls noch der Dachsteindecke zugerechnet, was im Detail durch Vergleiche mit der Werfener Schuppenzone noch zu prüfen ist. Äquivalente Verhältnisse finden sich westlich der Lammer in der Pailwand-Scholle, wo, vergleichbar dem Buchbergriedel,

einem dolomitischen Mitteltriassoekel Bunt- und Graufazies-Schollen tektonisch auflagern (vgl. W. HAMILTON 1981).

Eine Zugehörigkeit der Randschollen zur Werfener Schuppenzone ist weniger wahrscheinlich, da nach R. ROSSNER (1972) den Schichtfolgen des Schuppenlandes mächtigen Haselgebirge fremd ist.

Die Untergrenze einer derart definierten Dachsteindecke wird ziemlich lückenlos vom oberpermischen Haselgebirge markiert, das diskordant Quarziten, Werfener Schiefern und Kalken, sowie Anisdolomiten der Werfener Schuppenzone auflagert, wobei die Anisdolomite am tektonischen Kontakt zum gipsführenden Haselgebirge randlich häufig zu Rauhacken umgesetzt wurden. Die Ausläufer der Schuppenzone waren dabei erstaunlich weit bis nordöstlich der Pailwand verfolgbar.

Am Südrand (Sulzenschneid, Raucheck) ist die Zuordnung der Mitteltriadolomite zur Schuppenzone oder zu den Randschollen noch unklar.

### 5. Literatur

- BECHSTÄDT, T., 1978: Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweise auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. — Jb. geol. B.-A., 121/1, 1–121, 17 Abb., Wien.
- , BRANDNER, R. & MOSTLER, H., 1976: Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. — Geol. Rdsch., 65, 2, 616–648, 8 Abb., Stuttgart.
- & MOSTLER, H., 1974: Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4, H. 5/6, 1–74, 4 Abb., 3 Taf., 4 Tab., Innsbruck.
- BOLZ, H., 1974: Die Zlambach-Schichten (alpine Obertrias) unter besonderer Berücksichtigung der Ostracoden, 2: Zur Stratigraphie und Fazies der Zlambach-Schichten. — Senck. leth., 55, 1/5, 325–361, Frankfurt/M.
- CROS, P. & LAGNY, Ph., 1972: Die paläogeographische Bedeutung der pelagischen Ablagerungen im Anis und Ladin der westlichen Karnischen Alpen und der Dolomiten (Norditalien). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21/1, 169–192, 13 Abb., 3 Taf., Innsbruck.
- FLÜGEL, E., 1967: Elektronenmikroskopische Untersuchungen an mikritischen Kalken. — Geol. Rdsch., 56, 341–358, 2 Abb., 2 Taf., 1 Tab., Stuttgart.
- , LEIN, R. & SENOWBARY-DARYAN, B., 1978: Kalkschwämme, Hydrozoen, Algen und Mikroproblematika aus den Cidarisschichten (Karn, Obertrias) der Mürztaler Alpen (Steiermark) und des Gosaukammes (Oberösterreich). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 25, 153–195, 5 Abb., 1 Tab., 6 Taf., Wien.
- GANSS, O., KÜMEL, F. & SPENGLER, E., 1954: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. — Wiss. Alpenvereinsh., 15, 82 S., 3 Abb., Taf. 1–6, 1 geol. Kt., Innsbruck.
- GROTTENTHALER, W., 1978: Die Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Salzach und Pyhrnpaß. Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 25, 11–33, 1 Abb., Taf. 2–15, Wien.
- HAMILTON, W., 1981: Die Hallstätter Zone des östlichen Lammertales und ihre geologischen Beziehungen zum Tennengebirgstirolikum (Nördl. Kalkalpen, Salzburg). — Unveröff. Diss. Formal- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 226 S., 92 Abb., 1 Tab., 7 Beil., Wien.
- HÄUSLER, H., 1981: Zur Stratigraphie und Fazies einiger Hallstätter Schichtglieder in den salzburgisch-oberösterreichischen Kalkhochalpen. — Jber. 1980 Hochschul-schwerpkt. S. 15, 173–182, 1 Abb., Graz.

- KRISTAN-TOLLMANN, E., 1964: 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.
- KRYSTYN, L., 1973: Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). — Verh. geol. B.-A., 1973, H. 1, 113–153, 7 Abb., 5 Taf., Wien.
- 1974: Probleme der biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranen Obertrias. — Schriftenr. erdwiss. Kommiss. Österr. Akad. Wiss., 2, 137–144, 1 Abb., 1 Tab., Wien.
- 1980: Triassic Conodont Localities of the Salzkammergut Region (Northern Calcareous Alps). — Abh. geol. B.-A., 35, 61–98, 16 Fig., Taf. 11–14, Wien.
- & MARIOLAKOS, I., 1975: Stratigraphie und Tektonik der Hallstätter-Kalk-Scholle von Epidaurus (Griechenland). — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 184, H. 8–10, 181–196, 5 Abb., Wien.
- , SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W., 1969: Stratigraphie und Sedimentationsbild obertriadischer Hallstätterkalke des Salzkammergutes. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 105 (1968), 329–332, Wien.
- , SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W., 1971: Über die Fossil-Lagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 137, 284–304, 9 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- & SCHÖLLNERBERGER, W., 1972: Die Hallstätter Trias des Salzkammergutes. — Exkurs-Führer Tagung Paläont. Ges., 1972, 61–106, 7 Abb., 1 Tab., Graz (Paläont. Ges.).
- LEIN, R., 1975: Neue Ergebnisse über die Stellung und Stratigraphie der Hallstätter Zone südlich der Dachsteindecke. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 184, H. 8–10, 197–235, 6 Abb., Wien.
- , 1981: Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Mürztaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, 207–235, 4 Abb., 1 Taf., Beil. 12, Wien.
- MANDL, G. W., 1982: Jurassische Gleittektonik im Bereich der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 28, 55–76, 6 Abb., 2 Taf., 1 Beil., Wien.
- , 1983: Vergleichende Untersuchung der Hallstätter Faziesräume des mittleren Salzkammergutes (Gosaukammvorland, Hallstatt, Ischl–Aussee), Fazies, Stratigraphie und tektonische Modelle. — Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, VI + 243 S., 108 Abb., 12 Tab., 16 Taf., Wien.
- MOJSISOVICS, E. v., 1905: Erläuterungen zur Geologischen Karte Ischl und Hallstatt. Mit geol. Kt. 1 : 75.000, 60 S., Wien (Geol. R.-A.).
- MOSTLER, H., 1978: Ein Beitrag zur Mikrofauna der Pötschenkalke an der Typokalität unter besonderer Berücksichtigung der Poriferenspiculae. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 7, H. 3, 1–28, 4 Abb., 3 Taf., 1 Tab., Innsbruck.
- & PARVIN, P., 1974: Ein Beitrag zur Feinstratigraphie der Hallstätter Kalke am Siriuskogel (Bad Ischl, Oberösterreich). — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3, H. 7, 1–47, 7 Abb., 4 Tab., 4 Profile, Taf. 1–2, Innsbruck.
- & ROSSNER, R., 1977: Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skyth-anischen Grenzschichten im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 6, H. 2, 1–44, zahlr. Abb., 4 Taf., Innsbruck.



- OTT, E., 1972: Mitteltriadische Riffe der Nördlichen Kalkalpen und altersgleiche Bildungen auf Karaburun und Chios (Ägäis). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21/1, 251–276, 7 Abb., 2 Taf., 1 Beil., Innsbruck.
- PANTIC, S. & RAMPNOUX, J. P., 1972: Concerning the Triassic in the Yugoslavian Inner Dinarids (Southern Serbia, Eastern Montenegro): Microfacies, Microfaunas, an Attempt to give a Paleogeographic Reconstitution. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21/1, 311–326, 2 Fig., 3 Taf., Innsbruck.
- PISA, G., 1972: Stratigraphie und Mikrofazies des Anis und Ladin der westlichen Karnischen Alpen (Italien). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21/1, 193–224, 2 Abb., 2 Taf., 2 Beil., Innsbruck.
- PISTOTNIK, U., 1972: Zur Mikrofazies und Paläogeographie der Zlambachschichten (O. Nor – ? U. Lias) im Raume Bad Goisern–Bad Aussee (Nördl. Kalkalpen). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21, 279–288, 1 Beil., Taf. 1–2, Innsbruck.
- PLÖCHINGER, B., 1976: Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein–Berchtesgaden. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 151, 304–324, 7 Abb., Stuttgart.
- , 1982: Geol. Karte der Republik Österreich, 1 : 50.000, Blatt 95, St. Wolfgang, Wien (geol. B.-A.).
- RIECHE, J., 1971: Die Hallstätter Kalke der Berchtesgadener Alpen. — Diss. Techn. Univ. Berlin, 172 S., 49 Abb., 1 Tab., Berlin (Photodruck).
- ROSSNER, R., 1972: Die Geologie des nordwestlichen St. Martin Schuppenlandes am Südostrand des Tennengebirges (Oberostalpin). — Erlanger geol. Abh., 89, 25 Abb., 1 Tab., 5 Taf., Erlangen.
- SCHÄFFER, G., 1971: Die Hallstätter Triasentwicklung um den Plassen (O.-Ö.). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 198 S., 93 Abb., 22 Beil., Wien.
- , 1976: Einführung zur Geolog. Karte der Republik Österreich Blatt 96, Bad Ischl. — (In:) T. GATTINGER et al.: Arbeitstagung Geol. B.-A. Salzkammergut 1976, 6–26, Abb. 4–25, Wien (geol. B.-A.).
- , 1982: Geolog. Karte der Republik Österreich Blatt 96, 1 : 50.000, Bad Ischl, Wien (geol. B.-A.).
- SCHLAGER, W., 1967: Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich). II. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 17, 205–282, 8 Abb., 3 Taf., Wien.
- 1969: Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. — Geol. Rdsch., 59, 289–308, 8 Abb., Stuttgart.
- & SCHÖLLNBERGER, W., 1974: Das Prinzip stratigraphischer Wenden in den Schichtfolgen der Nördlichen Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 66–67 (1973/74), 165–193, 2 Abb., Wien.
- SCHÖLLNBERGER, W., 1974: Zur Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 22 (1973), 95–153, 9 Abb., Taf. 6–9, Wien.
- SCHWARZACHER, W., 1948: Sedimentpetrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine. Hallstätter Kalk von Hallstatt und Ischl. — Jb. geol. B.-A., 91 (1946), 1–48, 15 Abb., Wien.
- SUMMESBERGER, H., 1966: Stellungnahme zu einigen Schichtnamen der nordalpinen Mitteltrias („Diploporen“-Gesteine). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 16, 71–83, 1 Tab., Wien.

- TOLLMANN, A., 1976 a: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. — XV + 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke).
- , 1976 b: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogenese, Stellung und regionale Tektonik. — X + 449 S., 130 Abb., 7 Taf., Wien (Deuticke).
- , 1981: Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. — Mitt. österr. geol. Ges., 74/75 (1981/82), 167–195, 4 Abb., 1 Tab., Wien.
- & KRISTAN-TOLLMANN, E., 1970: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. — *Geologica et Palaeontologica*, 4, 87–145, 20 Abb., 8 Taf., Marburg.
- TRAUTH, F., 1925: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. I. — *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl.*, 100, 101–212, Taf. 1–5, Wien.
- WEIGERT, U., 1971: Zur Geologie der Hallstätter Zone östlich Bad Goisern (Oberösterreich). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 146 S., 53 Abb., 6 Tab., 10 Taf., Wien.
- WENDT, J., 1969: Foraminiferen-, „Riffe“ in karnischen Hallstätter Kalken des Feuerkogels (Steiermark, Österreich). — *Paläont. Z.*, 43, 177–193, 7 Abb., Taf. 21–22, Stuttgart.
- WURM, D., 1982: Mikrofazies, Paläontologie und Palökologie der Dachsteinriffkalke (Nor) des Gosaukammes, Österreich. — *Facies*, 6, 203–296, Taf. 27–41, 32 Abb., Erlangen.
- ZANKL, H., 1967: Die Karbonatsedimente der Obertrias in den Nördlichen Kalkalpen. — *Geol. Rdsch.*, 56, 128–139, 1 Abb., Stuttgart.
- , 1971: Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. — (In:) G. MÜLLER: *Sedimentology of parts of Central Europe*. — 147–185, 20 Fig., 1 Tab., Frankfurt/M. (Kramer).

## TAFEL 1

Mikroorganismen der Pedataschichten, Balkenlänge 0,1 mm.

Figur 1:

- 1.–3. *Galeanella tollmanni* (KRISTAN-TOLLM.), 4. *Miliolipora* sp., 5.–7. *Lituosepta* sp., 8. *Textularia* sp., 9.–12. „*Sigmoilina*“ sp., 13. *Trochamina alpina* KRISTAN-TOLLM., 14. *Ammodiscus* sp.

Figur 2:

1. *Endothyranella* sp., 2. *Endothyra/thyranella* sp., 3. *Endothyra* sp., 4. *Duostominidae* gen. et. spec. indet., 5. *Ophthalmidium* sp., 6. *Ophthalmidium triadicum* (KRISTAN), 7. *Ophthalmidium leischneri* (KRISTAN-TOLLM.), 8. *Palaeospiroplectamina* sp., 9. *Valvulinidae* gen. et. spec. indet., 10. *Pseudotaxis inflata* (KRISTAN), 11. ? *Pseudotaxis* sp., 12. *Pseudotaxis humilis* (KRISTAN), 13.–14. *Quinqueloculina* sp.

Fig. 2/1-14

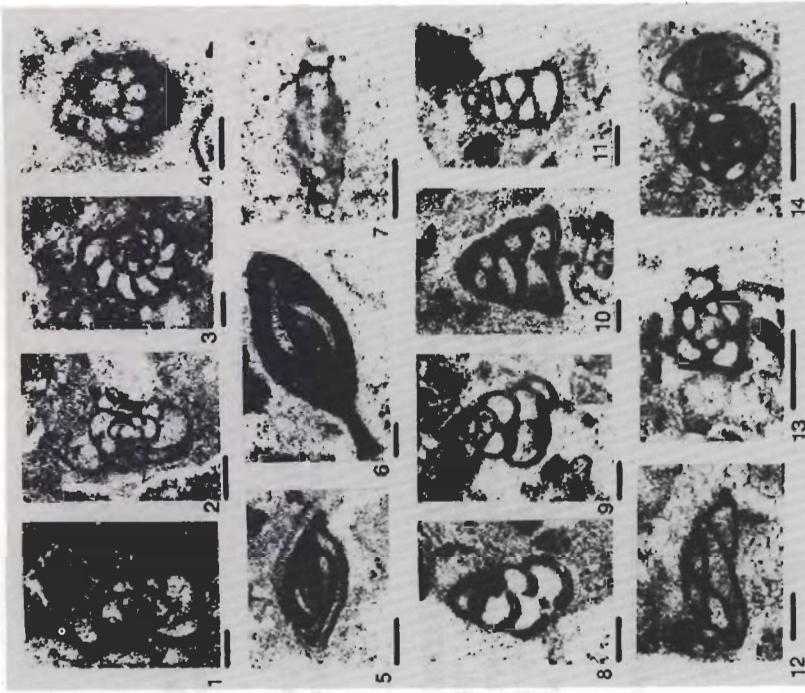
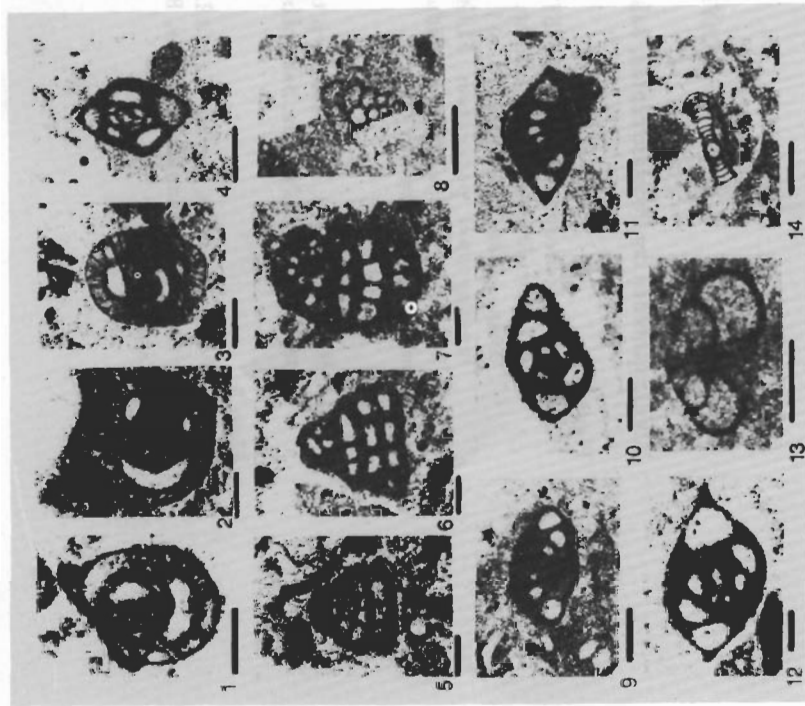


Fig. 1/1-14



## TAFEL 2

Mikroorganismen der Pedataschichten, Balkenlänge 0,1 mm.

Figur 1:

- 1.-3. *Variostoma crassum* KRISTAN, 4. *Frondicularia* sp., 5. *Nodosaria* sp., 6. *Lenticulina* sp., 7. *Astacolus* sp., 8. *Nodosaria* sp., 9. *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI, 10.-11. *Tubiphytes obscurus* MASLOV, 12. *Alpinophragmium perforatum* FLÜGEL, 13. *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, 14. *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLM.), 15. *Alpinophragmium perforatum* FLÜGEL.

Figur 2:

- Pedataschichten, Mikrofaziestyp tpe/MF 2 a: sparitisch zementierter Bioarenit. Dünnschliff-Negativ, Balkenlänge 5 mm, nördl. Speckpalfen.

Figur 3:

- Pedataschichten, tpe/MF 2 a mit Lumachellenlage, beginnende Hornsteinbildung (hell). Dünnschliff-Positiv, Balkenlänge 5 mm, Kueßiger Bichl (nördl. Gosaulacke).

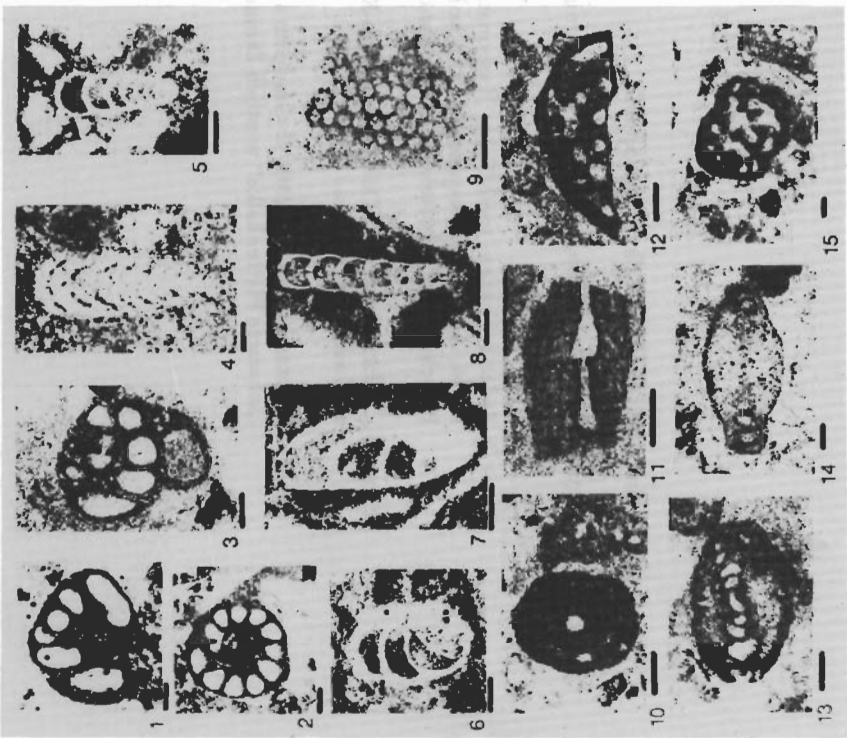
Fig. 2



Fig. 3



Fig. 1/1-15



### TAFEL 3

Dünnschliff-Positive, Balkenlänge 5 mm.

Figur 1: Pedataschichten, tpe/MF 2b: Feinkörniger Biointramikrit, nördl. Vd. Gosau-see.

Figur 2: Pedataschichten, tpe/MF 2b: Karbonatsiltitischer Biomikrit, verwühlt, Radiolarien, Ammonoideenquerschnitt – isoliert betrachtet bereits der Fazies der Pötschenkalkke nahestehend, obere Wandstufe südl. Gosaulacke.

Figur 3: „Pedataschichten“: Ooid/Rindenkorn-Kalk, Linse im Pötschenkalk, Profil C nordwestl. Zwieselalm (81/99).

Figur 4: Pedataschichten, tpe/MF 1: Gradierte alodapische Lagen in tonigem Mikrit, „schwarze Plattenkalke“ westlich Dimmelberg (Luppitsch).

Fig. 2



Fig. 4

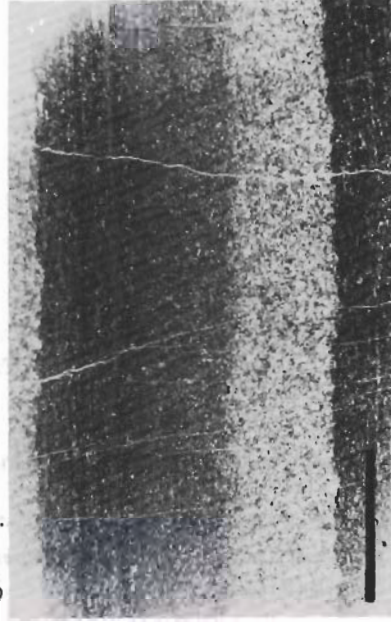
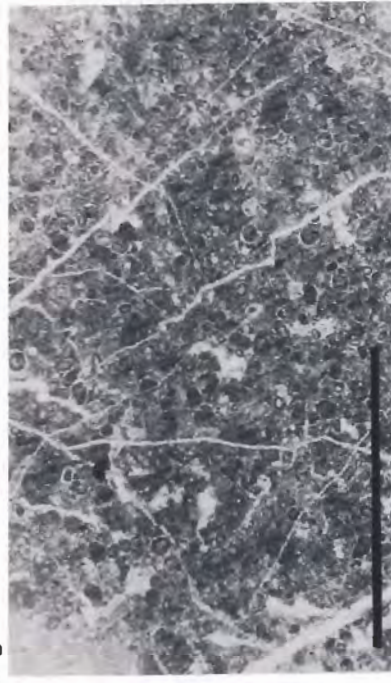


Fig. 1



Fig. 3



#### TAFEL 4

Dünnschliff-Positive, Balkenlänge 5 mm.

Figur 1--2: Pötschenkalk, detritischer Typus tpö/MF 2: Intraklasten (Radiolarienmikrit tpö/MF 1), Echinodermenreste, Filamente. Südöstl. Zwieselalm, Profil E (81/139).

Figur 3: Hallstätter Kalk/Pötschenkalk. Sedimenttypus Filamentmikrit. Heller Bankkalk, nördl. Speckpalfen.

Figur 4: Hallstätter Kalk/Pötschenkalk. Sedimentgrundtypus Radiolarienmikrit. Hangendrotkalk, Speckpalfen.



Fig. 1

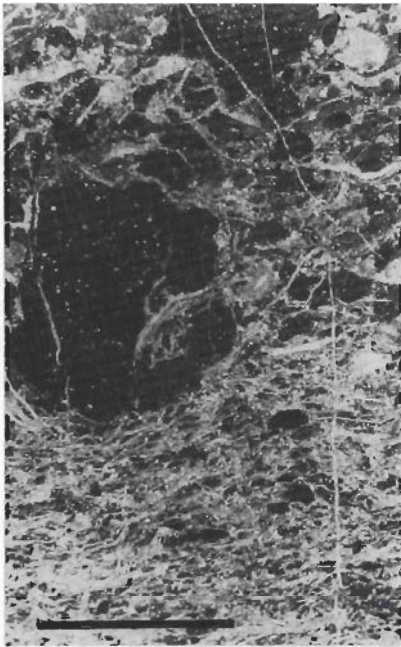


Fig. 2



Fig. 3

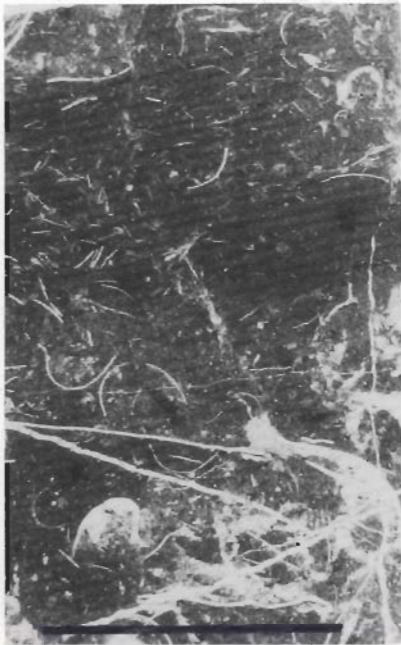
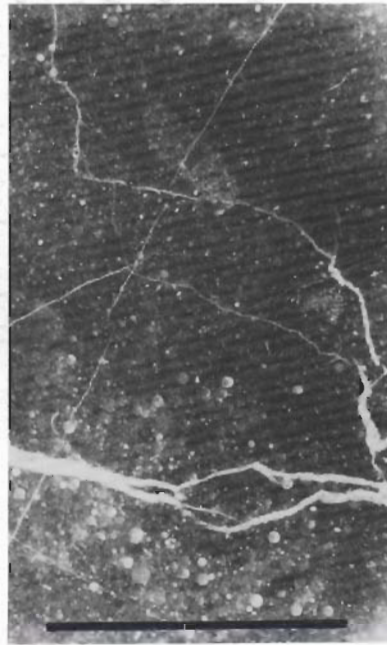


Fig. 4



## TAFEL 5

Hallstätter Kalke. Dünnschliff-Positive, Balkenlänge 5 mm.

Figur 1: Sedimentgrundtypus, dichtgepackter toniger Filamentkalk. Hangendrotkalk, Bachbett nördl. Klockau Alm.

Figur 2: Filamentmikrit/-spatit, Kleinhöhle von rekrystallisiertem Faserzement ausgekleidet und mit lagig sortierten Peloiden verfüllt. Helbunter Massenkalk (81/78) westlich Klockau Alm (Beil. 5).

Figur 3: Verwühlter Mikrit. Basaler graugelber Massenkalk, Leisingwand-Basis.

Figur 4: Fossilreicher Biomikrit, völlig von Limonit und sessilen Foraminiferen umkrustetes Ammonoideengehäuse, Echinodermen, Gastropoden, Ostracoden, Radiolarien, Filamente, Wühlgefüge. Hangendrotkalk, fossilreicher Typus, schneckenkugel (Leising).

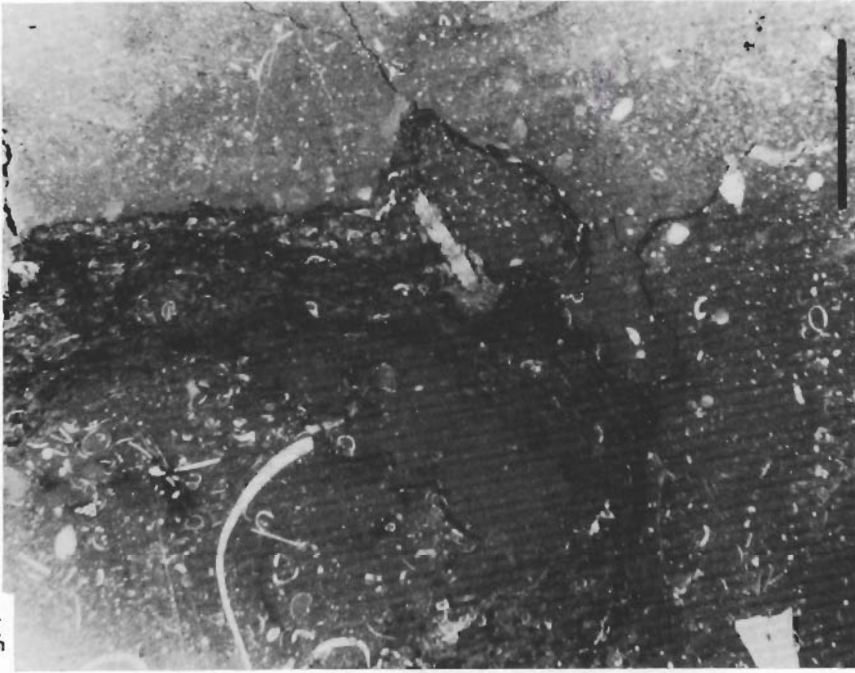


Fig. 4



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3