

Die Hallstätter Kalke der Berchtesgadener Alpen

von
Jörg Rieche

Berlin

1971

Die Halistätter Kalke der Berchtesgadener Alpen

von

Dipl.-Geol. Jörg Rieche

aus Berlin

Vom

Fachbereich <Bergbau und Geowissenschaften>

der Technischen Universität Berlin

zur

Verleihung der akademischen Würde

<Doktor der Naturwissenschaften>

genehmigte Dissertation

Berlin 1971

D 83

DK: 552.541 : 551.3.051 : 550.42
552.144 : 551.761.3 (234.322.32)

Promotionsausschuß:

Die Herren Professoren

Karl W. BARTHEL,	Vorsitzender
Werner ZEIL	
Albrecht WILKE	> Prüfer
Werner ZEIL	
Heinrich ZANKL	> Berichter

Tag der mündlichen Prüfung: 13. Juni 1971

Inhaltsübersicht

	Seite
A. 1. Einleitung	6
2. Lage des Untersuchungsgebietes und Stratigraphie	8
B. <u>Lithologisch-sedimentologischer Teil</u>	12
1. Methodisches (Definition einiger Begriffe, Voraussetzungen)	12
2. Mikrofazies-Typen	17
- Ergebnis	21
- <Draxlehner Kalk>	22
3. Profil- und Gesteinsbeschreibungen	
- Kälberstein-Bruch	23
- Steinbruch N Zill	28
- Reingraben	30
- Draxlehen-Bruch	34
- Lercheck	35
- Alpstein (Monotis-Bank)	36
- Steinbruch Schellenberg	37
- Wallbrunn-Kopf	38
4. Gesteinsgefüge	
a) Halobia-Linse	
- Kennzeichen	39
- Deutung	45
b) Organismen-Tätigkeit	47
c) Geopetale Gefüge	48
d) Brekzien	49
1. Resedimentäre Brekzien	49
- Definition	49
- Kennzeichen	49
- Deutung	53
- Thixotropie	55
2. Brekzien der Bank 45 (Kälberstein-Bruch)	56
3. Brekzierung der Halobia-Linse	58
4. Brekzien innerhalb der massigen Fazies	58
5. Polymikte Brekzien	59
e) Kleinhöhlen	60
5. CaCO_3 -Lösung	61
a) verminderte Karbonat-Sedimentation - Bankung	
- Kennzeichen	62
- Deutung	64
b) Subsollution	67

c) Druck-Flaserung	69
- Definition	69
- Kennzeichen	72
- Deutung	73
6. Weitere diagenetische Veränderungen	74
a) Verdrängung durch SiO_2	75
b) Kompaktion - Lithifikation	78
c) Kluft-Bildung	80
7. Farben	81
C. <u>Geochemischer Teil</u>	
1. Nachgewiesene Mineral-Phasen und ihre Entstehung	85
2. Ton-Mineralien	
- Allgemeines	88
- Chlorite	91
- Montmorillonite	91
- Illite und Wechsellagerungsmineralien	92
- Kaolinite	93
- Glaukonit	94
3. Feldspäte	94
4. Quarz	95
5. Kalzit	95
6. Dolomit	96
- Dolomitisierung und Druck-Flaserung	99
- Kalzit/Dolomit-Verhältnis und seine Messung	102
7. Goethit - Hämatit	102
8. Pyrit	105
9. Erfahrungen bei chemischen und physiko-chemischen Analysen-Methoden	106
- CO_2 , Ca, Mg, Na, Ni, Co	106
- Cr, ² Mn, Sr, Fe, Zn, Nichtkarbonat-Phase	107
10. Ergebnis	
- Si, Al	112
- Fe	114
- Mn	116
- Mg	117
- Ca	120
- K, Na	122
- CO_2 , Ti	124
- S, V, Sr	126
- Cl, Cr, Co, Ni, Zn, Ba, Pb	129
- HCl-unlöslicher Rückstand	130

C. Paläontologischer Teil

1. Benthonten	131
2. Nektonten	131
3. Planktonen	131
4. <Organische Tätigkeit>	132
5. Foraminiferen	133
a) Gesamtfauna	134
b) Foraminiferen-Krusten	136
6. Globochaete alpina LOMBARD	139

D. Der Ablagerungsraum

1. Bathymetrische Verhältnisse	140
a) Geologisch-stratigraphische Befunde	141
b) Lithologisch-sedimentologische Befunde	141
c) Geochemische Befunde	143
d) Paläontologische Befunde	145
- Globochaete alpina LOMBARD	145
- Pelecypoden	145
- Ostrakoden	145
e) Ergebnis	146
2. Salinität	148
3. Wasser-Temperatur	148
4. Redox-Potential	149
5. pH-Verhältnisse	149
6. Substrat	150
7. Intensität der Wasser-Bewegungen	150
8. Paläogeographie	151

F. Zusammenfassende Deutung der Hallstätter Kalke des Karn und Nor im Berchtesgadener Raum (Zusammenfassung der Arbeit) 152

1. Lithologie - Sedimentologie	152
2. Geochemie	153
3. Paläontologie	155
4. Ablagerungsraum	156
5. Definition	157

Literatur-Nachweise	158
Dank	
Lebenslauf	
Anhang: Synoptische Tafel	

A.1. Einleitung
=====

A.1. Einleitung

=====

Aufgabe der Arbeit ist es, mit Hilfe vergleichender sedimentologischer, mineralogischer, petrologischer und paläontologischer Arbeitsmethoden die karnisch-norische Hallstätter Karbonat-Fazies der Berchtesgadener Alpen zu analysieren. Dabei wurden auch geochemische Methoden angewandt.

Folgende Fragen stehen im Zentrum:

- Wie kann das ehemalige Ablagerungsmilieu der Gesteine charakterisiert werden?
- In welcher Form und wie weit haben diagenetische Vorgänge den Stoff-Bestand dieser Karbonate betroffen?

Seit einigen Jahren werden von Mitarbeitern des Institutes für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität Berlin die Berchtesgadener Alpen (Oberbayern) neu kartiert und deren Gesteinsfolgen petrographisch-mikrofaziell analysiert. Auf einen Teil dieser Arbeiten beziehe ich mich im folgenden:

H. ZANKL (1958, 1962, 1967, 1969a)	E. ANGER (1964)
W. BARTH (1962, 1966, 1968)	J. RIECHE (1965)
H. JURGAN (1962, 1967)	H. BOLZ (1967).

Ist dieser relativ kleine geographische Raum auch nicht der Locus typicus der Hallstätter Fazies, so können doch weitgehend Parallelen zwischen dem Berchtesgadener Gebiet und dem Bereich der Hallstätter Fazies gezogen werden.

Zu diesem Zwecke besuchte ich die "klassischen" Lokalitäten des Salzkammergutes sowie jene bei Unken, Lofer, und Silická Brezová (Gemericiden). Zum Stoff-Vergleich von Knollen-Flaserkalken machte ich Aufsammlungen in den Südtiroler Dolomiten, in Planière E Chatel-St.-Denis (Schweiz) und in ober-devonischen Kalken des Sauerlandes.

2. Lage des Untersuchungsgebietes und Stratigraphie

=====

In den östlichen Nordalpen ist der größte Teil der Ober-Trias marin ausgebildet. Sie wird gegliedert in 3 Groß-Faziesbereiche, in die Bayerische, Berchtesgadener und Hallstätter Fazies, die alle ihrerseits wieder in eine Reihe differenzierter Fazies-Regionen unterschieden werden.

Das bearbeitete Gebiet der Berchtesgadener Alpen liegt im Bereich der nördlichen Kalkalpen SW Salzburg (Abb.1). Hier kommen die am weitesten im W aufgeschlossenen karbonatischen Gesteine in Hallstätter Fazies vor. Diese beschränkt sich fast ausschließlich auf den Raum rings um die allochthone "Berchtesgadener Schubmasse" (Abb.1). Von hier aus läßt sich über einzelne isolierte Schollen bei Golling, Abtenau und Hallstatt eine Verbindung zu den klassischen Aufschlüssen in Hallstätter Gesteinen des im E liegenden Salzkammergutes rekonstruieren (= "Berchtesgaden-Hallstätter Kanal" von MOJSISOVICS in: DIENER et al.: 1903: 386).

Diese Arbeit beschränkt sich auf die verschieden farbigen Kalksteine des Karn und Nor der Hallstätter Fazies im Sinne von MOJSISOVICS (1892: 770) und KITTL (1903: 8). Am Schluß der Untersuchung wird eine eigene Definition ober-triadscher Hallstätter Kalke gegeben.

Zu Definition, Locus typicus, Fossilien, Alter, Verbreitung, Literatur siehe O.KUEHN (o.J.: 192ff.).

Aus der Abb. 5 und den Profil-Beschreibungen geht hervor, daß lithologische Merkmale zur altersmäßigen Einstufung nicht genügen. Dennoch erlauben einige Beobachtungen im Gelände eine grobe Orientierung.

In der geologischen Literatur über die Hallstätter Fazies der Berchtesgadener Alpen setzt man die Stufe des Ladin etwa seit Beginn d.Jh. gewöhnlich einer Schicht-Lücke

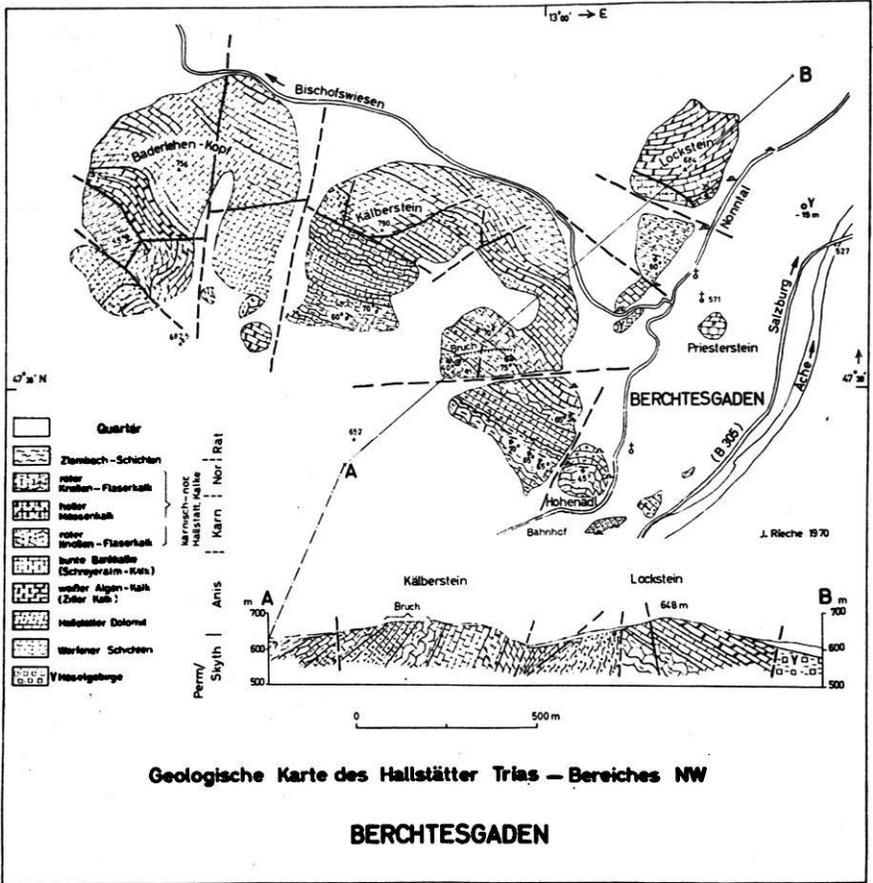


Abb. 2

gleich (F.F. RAHNS "ladinische Reduktion" 1913: 306,385), da sich das Ladin biostratigraphisch bislang nicht nachweisen ließ.

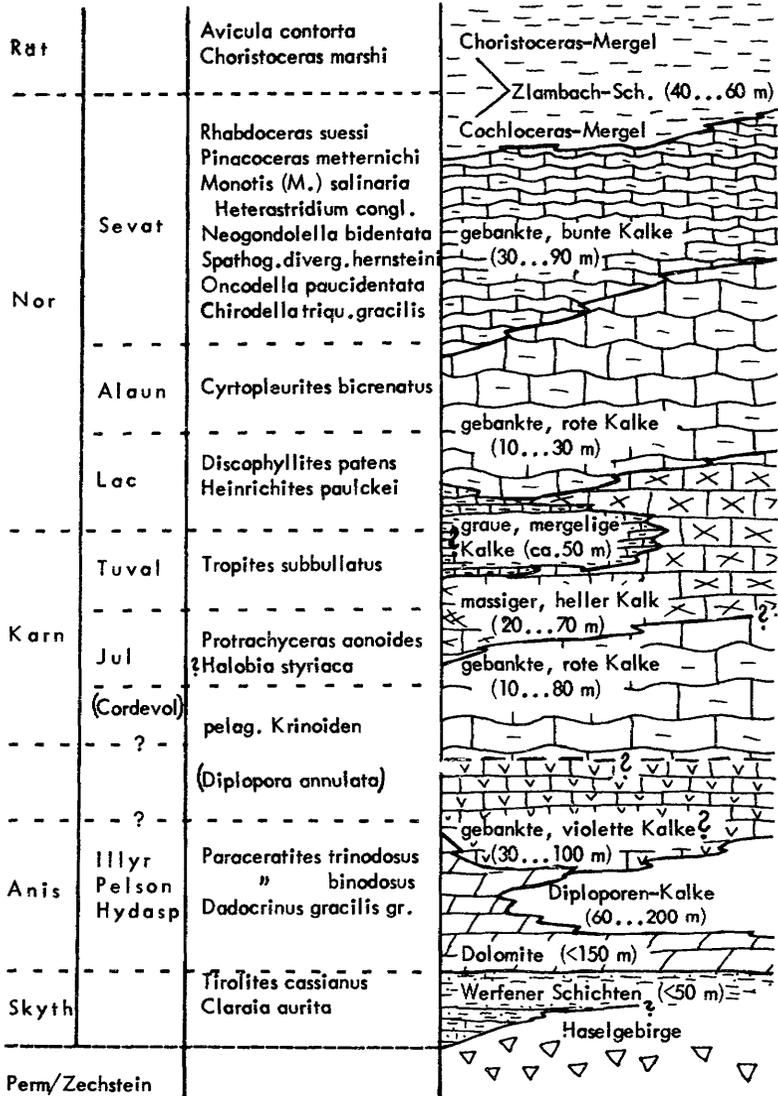
Diese Stufe scheint sich jedoch in Gesteinen zu verbergen, die bisher zum Anis und zum Karn gestellt wurden. Hier kommen einmal bestimmte Dolomite in Frage, dann aber auch jener wechselnd bunte Kalk, der NE des Draxlehen-Bruches den sicheren Diploporen-Kalk des Anis' mit dem Ober-Karn im Bruch verbindet. Petrographisch oder makro-faunistisch zeichnet sich die Grenze Ladin/Karn demnach keineswegs deutlich ab.

Allerdings scheint man den Übergangsbereich mit Hilfe der sog. Osteocrinus-Fauna (cf. KRISTAN-TOLLMANN 1970: 781) näher einengen zu können. So ist es denkbar, daß in bestimmten, hier als Unter-Karn ausgeschiedenen Vorkommen auch noch der höchste Teil des Ladin enthalten ist (vgl. auch AGER 1970: 10). Sollte sich zudem die Vermutung (TOZER 1967: 31) bestätigen, daß Cordevol und Jul zeitgleich sind, dann würde der Zeitraum von bisher 5 Biozonen im Ladin auf 3 reduziert.

Ähnliches läßt sich auch über die Grenze Karn/Nor sagen, die petrographisch nicht erkennbar ist; sie liegt z.B. im Kälberstein-Bruch (s. Abb. 6) mitten in der massigen Fazies.

Für die Grenze Nor/Rät schließlich konnten in der Karbonat-Fazies des Untersuchungsgebietes keinerlei Anhaltspunkte gefunden werden; zweifellos liegt sie innerhalb der mergeligen Zlambach-Schichten.

Eine grobe lithologische Gliederung kann man nur zwischen einem helleren Bereich des Anis und Ladin sowie einem Bereich mit meist lebhaften Farben des Karn und Nor ziehen.



Übersicht über die in den Berchtesgadener Alpen vorliegende triassische Schichtfolge in Hallstätter Fazies

(nach PICHLER 1963: 137, RIECHE 1965, KRYSSTYN 1970: 500, MOSTLER 1970)

B. Lithologisch-sedimentologischer Teil

=====

Will man die Genese eines Sediment-Gesteines vom Zeitpunkt der Ablagerung bis heute rekonstruieren, so sind zu berücksichtigen:

1. Paläogeographie
2. Ökologie
3. Sedimentationsmechanismus
4. Sedimentationsmaterial
5. physiko-chemische Bedingungen
6. diagenetische Veränderungen
7. Verwitterung.

Es werden zunächst anhand von Gesteinsbeschreibungen karnisch-norischer Hallstätter Kalksteine Daten für deren sedimentären Ablauf gesammelt und 6 Mikrofazies-Typen zugeordnet. Sodann wird gezeigt, in welcher Weise sich den sedimentären Vorgängen solche der Bioturbation, Brekzierung und Kalk-Lösung anschließen. Abschließend wird diskutiert, welchen Anteil weitere diagenetische Vorgänge daran hatten, das sedimentäre Bild zu verwischen.

Bislang sind schon viele Ansichten über die Bildungsbedingungen der Hallstätter Kalke des Karn und Nor geäußert worden. Auf eine gesicherte Vorstellung hat man sich jedoch noch nicht einigen können. Diagenetische und geochemische Untersuchungen sind allein in Ansätzen vorhanden.

Am besten ist das ausgezeichnete Hallstätter Fossilmaterial bekannt - und hier insbesondere die Cephalopoden -, mögen sich auch seit langem Stimmen melden, die eine Revision (in paläontologischer wie stratigraphischer Hinsicht) fordern (WEFFER 1913: 427; TOZER 1965: 224; SILBERLING & TOZER 1968: 16; KRYSZYN et al. 1971: 303).

1. Methodisches (Definition einiger Begriffe; Voraussetzungen)

Der Gang der petrographischen, chemischen und paläontologischen Untersuchungen ist im wesentlichen dem Flußdiagramm in Abb. 3 zu entnehmen. Einige spezielle Erfahrungen, die in deren Verlauf gemacht wurden, und notwendige Meßdaten werden bei der Behandlung der entsprechenden Methoden wiedergegeben.

Die Hallstätter Kalksteine des Karn und Nor fasse ich in dem relativ fossil-armen Berchtesgadener Raum als lithostratigraphische Einheit auf.

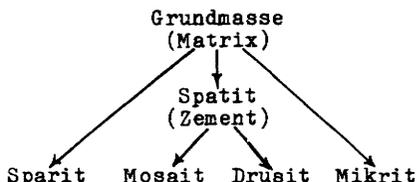
Die Hallstätter Fazies gliedert sich in mehrere Lithofazies-Typen (Definition siehe R.C.MOORE 1949: 32). Sie können bereits im Gelände voneinander abgegrenzt und weiterhin unter dem Mikroskop jeweils in verschiedene charakteristische Mikrofazies-Typen unterteilt werden (Definition siehe E.FLÜGEL 1963: 207).

In Abb. 4 werden die aufgestellten 6 Mikrofazies-Typen mit Hilfe von Kreisdiagrammen nach ELTGEN (1968: 262) charakterisiert. Den zirkularen Histogrammen sind nicht allein die zur Differenzierung der einzelnen MF-Typen aufgestellten Kennzeichen, sondern auch deren Faunen-Spektren zu entnehmen. Die diagenetischen Prozesse der Flaserung samt gleichzeitiger Dolomitisation wertete ich hierbei nicht als Kriterien.

Die Beschreibung mikrofazIELLER Merkmale von Hallstätter Karbonat-Gesteinen knüpft an die ersten Arbeiten mikrofazIELLER Charakteristik norischer Kalke des Salzkammergutes von SCHWARZACHER (1948) und (vor allem) E.FLÜGEL (1963: 213...215 und 1967: 96...101) an.

Zum besseren Verständnis sei die hier verwandte Terminologie vorausgeschickt:

Grundmasse



Innerhalb dieses Schemas bedeuten (z.T. in Anlehnung an E.FLÜGEL 1963: 223):

M i k r i t : Mikrokristalliner Kalk ($< 5 \mu$). Z.T. feinkörnige primäre Grundmasse (verfestigster Kalkschlamm). Im Durchlicht dunkel.

S p a r i t : Grobspätige Grundmasse ($> 5 \mu$), als Matrix entwickelt oder durch Umkristallisation entstanden. Im Durchlicht hell.

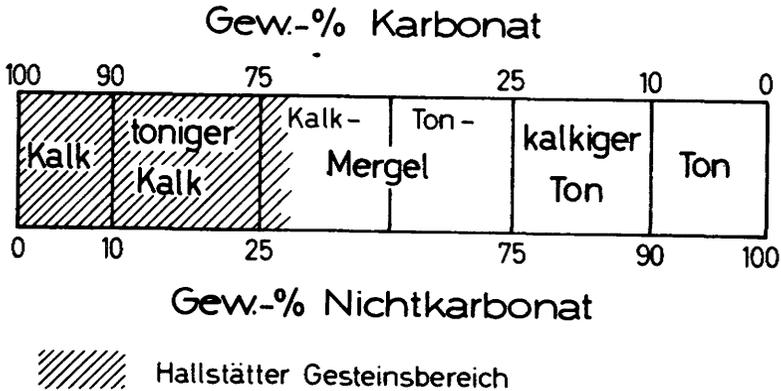
S p a t i t : Ebenfalls grobspätiger Kalzit, doch im Gegensatz zu Sparit in deutlich umgrenzten Hohlräumen vorhanden.

M o s a i t : Grobspätiger, in Klüften und Hohlräumen kristallisierter Kalzit mit Mosaik-Gefüge (= "Granular Cement" und "Drusy Mosaic" bei BATHURST 1958:14ff.; "Blocky Cement" bei DUNHAM 1969: 141).

D r u s i t : Grobspätiger, anfangs in Hohlräumen als Kalzit-"Rasen" kristallographisch einheitlich kristallisierter Palisaden-Kalzit (= "Drusy Cement" bei DUNHAM 1969:139). Zur Entstehung siehe KREBS 1969: 293.

Die Begriffe "Mosait" und "Drusit" haben den Vorteil, phänomenologisch genau abgrenzbare Bereiche zu kennzeichnen.

Komponenten siehe MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK (1969: 11f.). In der Karbonat-Nomenklatur folge ich FÜCHTBAUER & MÜLLER (in: FÜCHTBAUER 1959: 608):



Diagenese wird hier in Anlehnung an GERMANN (1966: 5) verstanden als "die Summe aller physikalischen und chemischen Vorgänge, die in einem Sediment unter Bedingungen ablaufen, die nicht wesentlich von denen im Ablagerungsraum abweichen (max. 300 °C)". Man gliedert sie gewöhnlich (z.B. ZANKL 1969b: 254) anhand der relativ leicht nachweisbaren Gesteinsverfestigung in Frühdiagenese und Spätdiagenese (cf. Abb. 25).

Die Einteilung der Bankung, die als rein deskriptiver Ausdruck die "äußere, geologische Struktur" (SEMPER 1916: 54) begreift, basiert - leicht modifiziert - auf KOBEL (1969:16):

	Bank-Dicke (cm)
laminiert	<1
dünn-schichtig	1... 3,0
dünn-bankig	3...10,0
mittel-bankig	10...30,0
dick-bankig	>30.

Die Abkürzungen sowie graphischen Symbole in Karten, Profilen usf. halten sich in der Regel an die Vorschläge der ISO-Empfehlungen.

Die paläontologische Terminologie und Systematik richtet sich in der Regel nach dem "Treatise on Invertebrate Paleontology" und bei den Vertebraten nach BERG (1958).

Die Termini "Gehäuse", "Klappe", "Schale" entsprechen R.RICHTERS Vorschlägen (1941: 69); unter den Begriff "Filamente" fällt jeglicher im Schliff nicht näher identifizierbarer Schalen-Detritus.

Farben: siehe S. 81ff..

2. Mikrofazies-Typen

Mikrofazies Hk 1a

=====

Definition (Diagnose): Filament-Mikrit mit zahlreichen Radiolarien.

Lithologie (Handstück-Bereich): Makroskopisch ist dieser MF-Typ Hk 1a ein dichter, hell-grau verwitternder Kalkstein mit muscheligen Bruch. Er besitzt einen entschichteten Habitus; nur selten deutet sich eine Bankung an.

Farbe: schmutzig-gelb bis rötlich-gelb; 5YR 8/1 ... 10YR 6/2

Mikrofazies: Mikroskopisch ist dieser MF-Typ Hk 1a ein fossilführender Mikrit (1...2...8 μ). Die häufigsten Biogene sind Schalen- und Echinodermen-Detritus, die teils geregelt, teils ungeregt im Gefüge liegen. Lokal können Cephalopoden-Gehäuse angereichert sein.

Die anorganischen Partikel sind einmal gerundete Pellets (10...40...90 μ) und zum anderen (?) Kot-Pillen (40...80...240 μ)(S. 48).

Verbreitung: Dieser MF-Typ Hk 1a findet sich als der verbreitetste Typ überhaupt in der massigen Fazies des Kälberstein-Bruches (ca. 70 m); weitere Vorkommen siehe Anhang.

Locus typicus: Kälberstein-Bruch Berchtesgaden; 10...80 m (m-Angaben im Steinbruch, vgl. Abb. 6).

Mikrofazies Hk 1b

=====

Definition: Ton-reicher Filament-Mikrit mit zahlreichen Globochaeten

Lithologie: Es handelt sich um einen dünn- bis mittel-banigen Kalk mit Mergel-Zwischenlagen auf knollig-wulstigen Schicht-Flächen.

Farbe: hell- bis braun-rot; 5YR 6/4

Mikrofazies: Er unterscheidet sich vom MF-Typ Hk 1a durch einen etwas erhöhten Anteil an Ton-Mineralien sowie faunistisch durch nur wenige Radiolarien bei zahlreichen Kalzit-Sphären von Globochaete alpina LOMBARD. Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal der sonst gleichen MF-Typen leitet sich von \pm idiomorphen Dolomit-Rhomboedern her (Abb. 48).

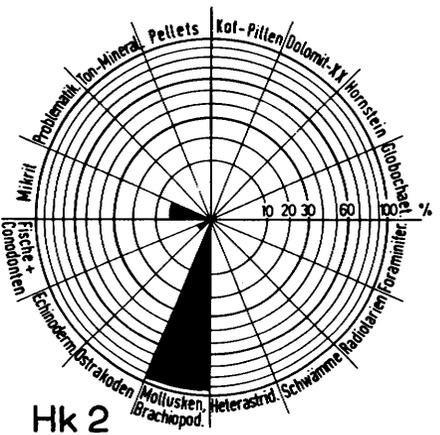
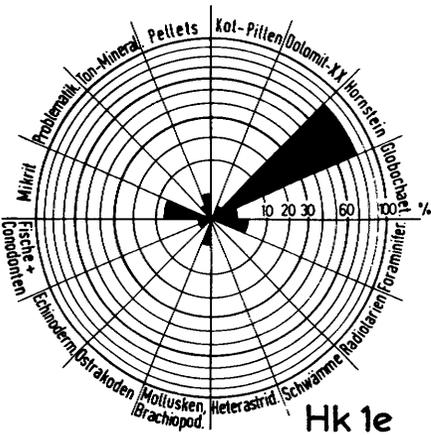
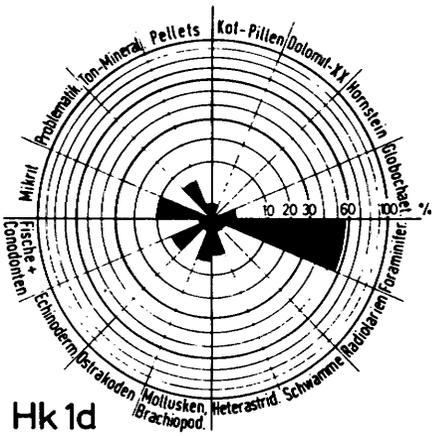
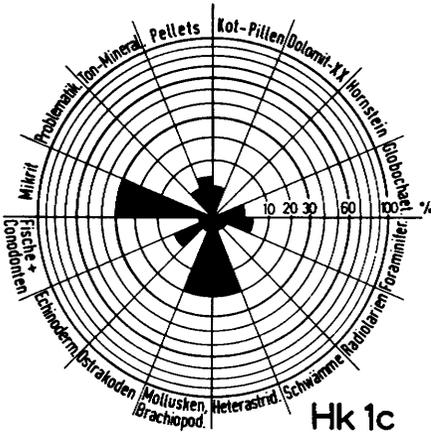
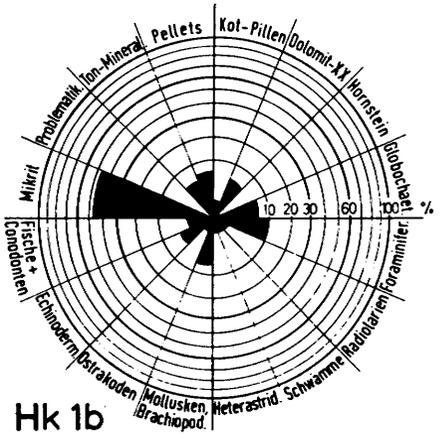
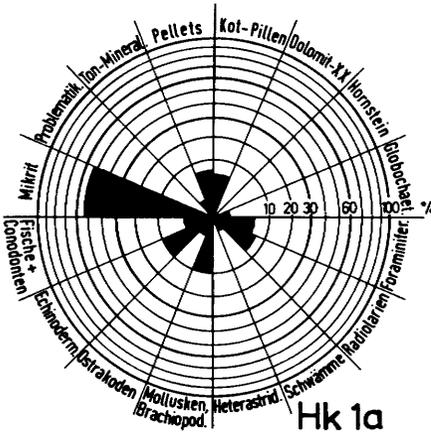


Abb. 4: Mikrofazies-Typen der Hallstätter Kalke der Berchtesgadener Alpen

Verbreitung: gebankte Fazies im Kälberstein-Bruch (ca. 30 m), Moserstein hinter der Wallfahrtskirche "Maria" in Dürrnberg/Hallein, Draxlehner Steinbruch.

Locus typicus: Kälberstein-Bruch Berchtesgaden; 85...120 m (Abb. 6).

Mikrofazies Hk 1c

=====

Definition: Fossilreicher Filament-Mikrit mit Heterastridien

Lithologie: Dieser MF-Typ steht in relativ dünnen Bänken an (Zill: 60 cm, Reingraben: 5 cm). Er ist auf das oberste Nor beschränkt, und gleicht manchmal (Reingraben) einem "kondensierten" Fossilschutt-Kalk (vgl. Abb. 7).

Farbe: gelblich-violett bis rot-braun; 10R 4/6 ... 5YR 5/6

Mikrofazies: U.d.M. ist es ein fossil-reicher Filament-Mikrit mit Heterastridien unterschiedlicher Größe. Bei Zill erreichen diese kugeligen Hydrozoen-Kolonien Durchmesser von nurmehr einigen mm, am Reingraben jedoch bis zu 8 cm. Verfestigter Kalk-Schlick füllt häufig ihr Inneres; in diesen Fällen sind sie zu Ellipsoiden abgeplattet. An der Lokalität "Reingraben" ist eine gute, nur einige Male durch Bioturbation und Kleinstspalten gestörte Klassierung und Einregelung des Mollusken- und Echinodermen-Detritus' zu beobachten.

Verbreitung : 2 m oberhalb der Monotis-Linse im (bunten) Steinbruch N Zill und am westlichen Hang des Reingrabens bei Dürrnberg. Einen lithologisch ähnlichen Kalk mit Pinacoceras metternichi nennt SCHLOSSER (1898: 370) von einer Wand beim Hiesensbauern W Reingraben.

Locus typicus: bunter Steinbruch N Zill

Mikrofazies Hk 1d

=====

Definition: Filament-Mikrit mit stromatolith-förmigen Bauten sessiler Foraminiferen

Lithologie: Bis zu 2,5 cm hohe Foraminiferen-Bauten. Näheres siehe paläontologischer Teil (S.135)

Farbe: rot-braun bis violett; 10R 3/4 ... 10R 4/2

Mikrofazies: siehe paläontologischer Teil S.135ff. und 33, Abb. 8, 47a.

Verbreitung und Locus typicus: Im stratigraphisch engen Zusammenhang mit dem MF-Typ Hk 1c steht MF Hk 1d; in den Berchtesgadener Alpen konnte er bislang allein am Dach der oberrheinischen Bänke A, B am Reingraben bei Dürrnberg aufgefunden werden.

Mikrofazies Hk 1e
=====

Definition: Filament-Mikrit mit Hornstein-Knollen

Lithologie: Der dünn- bis mittel-bankige Knollen-Flaserkalk besitzt hell- bis dunkel-rote oder auch graue Hornstein-Knollen oder -Lagen und wulstig-knollige Schichtflächen.

Farbe: gelblich-grau bis fleisch-rot; 10YR 7/4...5YR 6/4

Mikrofazies: Mikroskopisch leitet sich die MF Hk 1e vom MF-Typ Hk 1b ab, in den Hornstein-Knollen eingebettet liegen. Der Hornstein besteht aus mikrokristallinem SiO_2 (Chalzedon: 10...20 μ). In Korn-Zwischenräumen hat sich Zinkblende (ZnS) ausgeschieden.

Verbreitung: Neben kleineren Vorkommen W und SW Hallein (PICHLER 1963: 158 und PLÖCHINGER 1955: 100) ist er in den aufgelassenen Steinbrüchen beim Draxlehen (Oberau) und beim Schnitzhof (S Schellenberg) aufgeschlossen. Weiterhin trifft man ihn am Kalvarien-Berg W Lofer an (vgl. UDLUFT 1966: 25).

Locus typicus: Steinbruch beim Draxlehen

Mikrofazies Hk 2
=====

Definition: Pelecypoden-Lumachelle

Lithologie: Makroskopisch kommt dieser MF-Typ in Form dichter, mehr oder minder mächtiger Bänke oder Linsen lichter Farbe vor.

Die Klappen gehören vorzugsweise zu Exemplaren der beiden Lamellibranchiaten-Familien der Halobiidae und der Monotidae. Sie können ganz unterschiedlich orientiert und klassiert sein (Abb. 41, 44, 22).

Farbe: gelblich-grau bis rötlich-violett; 10R 6/2...5YR 6/4

Mikrofazies: U.d.M. sind Grundmasse und Biogene in der Regel einwandfrei voneinander abzugrenzen. Die Matrix entspricht

entweder dem Mf-Typ Hk 1a oder Hk 1b. Eine erste Unterscheidung der beiden Muschel-Familien ist im Dünnschliff möglicherweise durch die abstehenden Anwachsstreifen der Monotiden gegeben. Daneben treten noch ganz feine Klappen, die bislang noch keiner Muschel zuzuordnen waren. Zwickel zwischen den Klappen können auch Drusit enthalten, über dem manches Mal noch Mikrit sedimentierte.

Verbreitung: Halobia: Kälberstein-Bruch, Alpstein, Wallbrunn
Monotis: Kälberstein-Bruch, Steinbruch N Zill,
Wallbrunn.
Monotis + Halobia (kleine Exemplare): zwischen
Zauberwald und Marxklamm/Ramsau
(vgl. BARTH 1968: 136)

Locus typicus: Halobia-Linse im Kälberstein-Bruch bei
Berchtesgaden; 0...2 m

Ergebnis:

Die mikrofazielle Analyse von karnischen und norischen Hallstätter Kalksteinen der Berchtesgadener Alpen ergab 6 Mikrofazies-Typen:

- Hk 1a: Filament-Mikrit mit zahlreichen Radiolarien
- Hk 1b: Ton-reicher Filament-Mikrit mit zahlreichen Globochaeten
- Hk 1c: Fossil-reicher Filament-Mikrit mit Hetrastridien
- Hk 1d: Filament-Mikrit mit stromatolith-förmigen Bauten sessiler Foraminiferen
- Hk 1e: Filament-Mikrit mit Hornstein-Knollen
- Hk 2 : Pelecypoden-Lumachelle

Die MF-Typen Hk 1a und Hk 1b sind die häufigsten, von ihnen lassen sich alle übrigen ableiten.

Die Matrix aller untersuchten Kalke stellt Mikrit dar. Daneben treten Drusit in Hohlräumen, Mosait in Klüften und Sparit als Ergebnis der Sammelkristallisation.

Als Komponenten sind in erster Linie Biogene (Muschel-Klappen und anderer Molluken-Detritus, Echinodermen-Reste) zu nennen.

Die MF-Typen Hk 1a, b, d, e deuten auf ruhige Sedimentationsbedingungen, während die MF-Typen Hk 1c und 2 kräftige Wasser-Bewegungen erfordern. Der MF-Typ Hk 1e läßt zudem wegen der Foraminiferen-Krusten auf ein Milieu geringster Kalk-Sedimentation schließen.

"Draxlehner Kalk"

GÜMBEL (1861: 223) führte den Begriff "Draxlehner, roter Plattenkalk" als selbständige, vom eigentlichen bunten, massigen Hallstätter Kalk abgegrenzte Fazies in die geologische Literatur ein. Für GÜMBEL hatte diese Bezeichnung rein lithofaziellen Charakter. Er verstand darunter jene gebankte Knollen-Flaserkalk-Fazies (mit oder ohne Hornstein), die in der vorliegenden Untersuchung einfach als "gebankte Hallstätter Fazies" ausgeschieden wurde.

Andere Autoren (z.B. PICHLER 1963: 157) gebrauchen diesen Begriff lediglich für Hornstein-Einschaltungen innerhalb gebankter Knollenkalke mit tonig-mergeligen Zwischenlagen. PLÖCHINGER (1955: 100) behält die ursprüngliche Bedeutung des Namens bei.

Hinzu kommt, daß dem Begriff "Draxlehner Kalk" entsprechend seinem ober-karnischen Auftreten an der Typ-Lokalität eine lithostratigraphische Bedeutung beigemessen wird, die ihm - wie hier gezeigt wurde - nicht zukommt. Gebankte Hallstätter Karbonate sind aus Karn wie Nor bekannt. Und die speziellen Hornstein-Kalke am südlichen Ende des Steinbruches beim Schnitzhof und im daran anschließenden Schnitzhof-Graben gehören wegen ihrer Osteocrinus-Fauna ins ?Unter-Karn. Zudem gibt es eine Hallstätter Hornstein-Fazies in norischen Karbonaten (vgl. hierzu W.SCHLAGER 1969: 294).

Ich schlage vor, den Namen "Draxlehner Kalk" zu streichen und durch "gebankte Fazies" oder "Hallstätter Bank-Fazies" zu ersetzen.

Profil- und Gesteinsbeschreibungen

Kälberstein-Bruch

Der aufgelassene Steinbruch befindet sich SE des Kälbersteins innerhalb des Marktes Berchtesgaden (660 m Höhe, Meßtisch-Blatt 8343 "Berchtesgaden West", r.45 80 450 / h.52 80 300, cf. Abb. 2). Hier sind die Kalke bei einem Fallen von 25° gegen W im westlichen und von 70° gegen SW im östlichen Teile des Bruches in einer Länge von 155 m (=113 m wahre Mächtigkeit) aufgeschlossen. Sie gehören 2 Fazies-Ausbildungen an: einer hellen ungeschichteten und einer roten regelmäßig gebankten (cf. Abb. 5, 6).

Das im folgenden beschriebene Profil setzt im Liegenden der Halobia-Linse (Unter-Karn) ein, beginnt somit am östlichen Ende des Bruches.

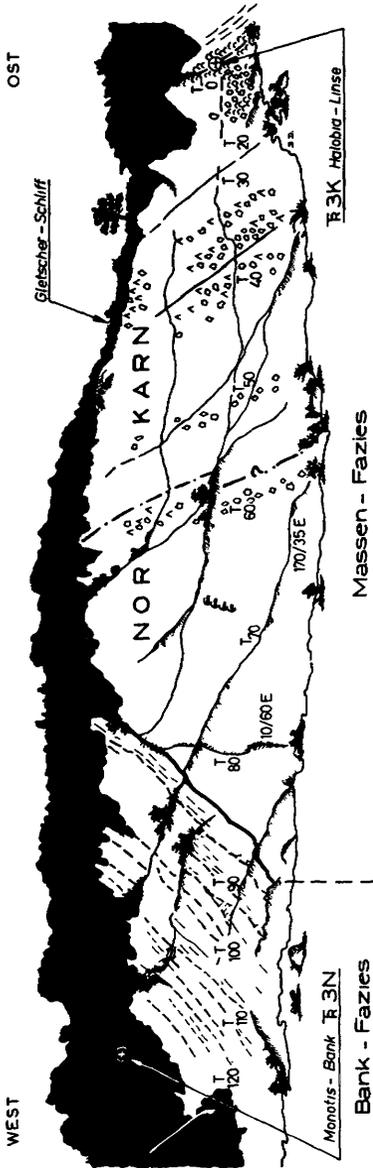
Alter: Unter-Karn bis Ober-Nor

Locus typicus der MF-Typen HK 1a, 1b, 2

[cm]

- (1) >600 hell-rote, mittel-bankige, mikritische Knollen-Flaserkalke mit Mergel-Zwischenlagen. (W. SCHLAGERS "Roter Knollenflaserkalk": 1969: 293).
- (2) 375 wie zuvor.
Der Filament-Mikrit ist weitgehend durchwühlt. Typisch sind nicht auflösbare Kügelchen innerhalb von Mosait, die ich als Kot-Fillen deute. Die Schälchen liegen vorwiegend zerbrochen vor; nur vereinzelt sind ganze Klappen (z.B. doppel-klappiger Ostracoden) vorhanden: Eine Kompaktion kann nicht festgestellt werden. An einigen Stellen ist das Gestein tektonisch brekziiert; hier fällt Korn-Vergrößerung besonders auf: Sparit liegt neben Mosait.
- (3) <210 Halobia-Linse: siehe S. 39ff.
- (4) ~70m massige, helle, stellenweise rötliche Filament-Mikrite mit starker Bioturbation. Dieser Gesteinskomplex ist fast vollständig durch resedimentäre Brekzien (cf. S. 49ff) gekennzeichnet. Locus typicus des MF-Typs Hk 1a; W. SCHLAGERS "Massiger Hellkalk" (l.c.).

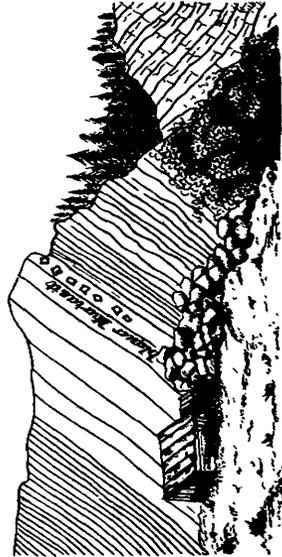
Abb. 6



KÄLBERSTEIN-BRUCH - BERCHTESGADEN

Stand 1970

-  Brekzien
-  Lumachelle
-  Kienhohlen
-  Goethit - Kruste
-  horizont. m - Maßstab
-  Bankung
-  Störung



Ansicht aus: C.W. GÜMBEL 1861: Taf. 7

- (5) >100 Durch eine Störung grenzt die massige an die gebankte Fazies: schmutzig-gelbe bis dunkelrote Filament-Mikrite mit undeutlicher Bankung. Die Folgen (5) bis (10) entsprechen W.SCHLAGERS "Hangendrotkalk" im Salzkammergut (l.c.).
- (6) 40 Typisch für diese Folge wie auch für die 5 nächsten Bänke sind dunkel-rote Schlieren, die vertikal jede einzelne der gelblichen bis hell-roten Bänke durchziehen.
- (7) 120 Auch in den nächsten Bänken herrschen die hell-grauen Farbtöne vor. Es sind fein- bis mittel-bankige Kalksteine mit intensiver Bioturbation und Flaserungserscheinungen. Authigene Dolomit-XX erreichen Größen um 50 μ . Somit ähneln sie sehr Folge (2). Auch hier ist - abgesehen von den eigentlichen Flaserungszonen - keinerlei Kompaktion erkennbar.
- (8) 14 Der farbliche Umschlag von hell-grau nach dunkel-rot vollzieht sich in 2 je 7 cm dicken Bänkchen, auf deren Schichtflächen Ammoniten und "Orthoceren" herauswittern. Mikrofaziell sind diese Kalke mit jenen der Folgen (2) und (5) ... (7) vergleichbar.
- (9) 345 Ähnlich sind auch die fein- bis mittel-bankigen Knollen-Flaserkalke zu charakterisieren. Die normale tektonische Beanspruchung des Gesteines führt stellenweise über Kluft-Bildung hinaus zur Brekzierung.
- Kennzeichnend für diesen Bereich ist, daß sich innerhalb dieser 21 Bänke lateral ein deutlicher farblicher Wechsel vollzieht. Die Grenze zwischen hell-roten und dunkel-roten Partien läuft nämlich von rechts oben an der Bruchwand diagonal nach links unten, wobei also die helleren Gesteine rechts, die dunkleren links aufgeschlossen sind. Innerhalb von etwa 6 m vollzieht sich allmählich der farbliche Übergang von der massigen zur gebankten Fazies.
- (10) 350 Die mikrofaziellen Charakteristika der vorhergehenden gebankten Folgen - nämlich Filament-Mikrit, intensive Bioturbation mit Kot-Pillen, massenhaftes Auftreten von Globochaete alpina LOMBARD, Flaserungszonen mit authigenem Dolomit-Rhomboedern - sind in den nunmehr einheitlich dunkel-roten Bänken unverändert erhalten geblieben.

Die Folgen 9 und 10 sind die loci typici
des MF-Typs Hk 1b.

- (11) 22,70m Mittel- bis grob-bankige Filament-Mikrite mit wulstig-knolligen Bank-Flächen und mergeligen Zwischenlagen. Neben rötliche Farbtöne verschiedener Gradation treten jetzt wieder gelbliche sowie grünliche und grauliche, so daß ich diesen Bereich als "bunt" bezeichnen möchte. Es ist gleichzeitig jener Bereich, in dem als einzigem im Kälberstein-Bruch - etwa 7 m unterhalb der Monotis-Bänke - Glaukonit nachgewiesen wurde (= W.SCHLAGERS "Hangendgraukalk" l.c.).

Auch das mikrofazielle Bild hat sich im Vergleich zu den bisher besprochenen Bänken gewandelt: Es ähnelt mehr jenen aus der massigen Fazies. Kot-Pillen samt Mosait sind fast vollständig aus dem Filament-Mikrit verschwunden - dennoch ist Bioturbation weiterhin nachweisbar. Bank 11 ist durch vereinzelte Pelecypoden-Klappen sowie durch die kugeligen Hydrozoen-Kolonien von Heterastridium sp. gekennzeichnet. 26 m über der Störung tritt in 3 einzelnen Bänkchen (Abb.20,22) Monotis (Monotis) salinaria salinaria (SCHLOTHEIM) sowie M. salinaria var. inaequalvalvis BRÖNN (ICHIKAWA 1958: 171) auf. Die Klappen sind vorwiegend in der Mitte der Bänke angereichert und liegen eng aneinander: Eine Kompaktion ist deutlich sichtbar (Abb.22).
Im Gegensatz zur Halobia-Linse besteht hier eine wirklich bank-förmige Ansammlung der Klappen. Ein Indiz für diese Muschel in Dünnschliffen sind schuppen-artige Vorsprünge der Außenschale, die Anwachsstreifen entsprechen (Abb. 7 ; vgl. auch ICHIKAWA 1958: Taf. 23,11). Die Muschel kann heute als Leitform für das Ober-Nor (= Zone mit Pinacoceras metternichi) betrachtet werden (TUCHKOV 1964: 104, 107, 108; TOZER 1965: 224, 1967: 40; ICHIKAWA 1969: pers.Mitt.; vgl. auch PEARSON 1970: 143).

- (12) >600 An eine Störung kleinen Ausmaßes schließen sich nochmals stark brekziöse, gebankte Kalke mit Ammoniten- und Pelecypoden-Resten an.

Steinbruch N Zill

An der Ost-Seite des Bruches (660 m Höhe, Meßtisch-Blatt 8344 "Berchtesgaden Ost", r. 45 80 780 / h. 52 82 700, c f. Abb. 5) ist ein gelblich- bis grünlich-grauer Kalkstein mit knollig-wulstiger Bank-Oberfläche aufgeschlossen.

Alter: Ober-Nor

Locus typicus des MF-Typs Hk 1c

[cm]
>200

Diese Dachfläche besitzt in regelmäßigen Abständen von 3 bis 4 cm längliche Vertiefungen (bis zu 1 cm). Bisweilen sind diese Vertiefungen seitlich zusammengedrückt - ein Vorgang, der nach dem Erscheinungsbild durch seitlichen Druck auf den noch steif-plastischen Kalk ausgelöst worden sein muß.

Es handelt sich um eine resedimentäre Brekzie: Gelblich-graue Mikrit-Knollen liegen in einer grünlich-grauen Grundmasse eines Filament-Mikrites. Beide Mikrit-Typen bestehen aus für die Hallstätter Fazies untypischen Intraklasten (bis zu 140 μ) und weisen Bioturbation mit Kot-Pillen auf. Die Filamente können sich bis zu einer Lumachelle anreichern; in einem solchen Falle tritt Sparit hinzu. Kleinhöhlen mit mechanischer und chemischer Internanlagerung sind nicht selten.

- 40 Über der Bruch-Oberkante steht eine Linse mit Klappen von *Monotis (Monotis) salinaria salinaria* (SCHLOTHEIM) an (>4 x 4 x 0,40m). Auch hier ist diese Muschel u.d.M. leicht kenntlich an ihren schuppen-artigen Vorsprüngen.

Die Klappen liegen z.T. eng übereinander und sind dann nur durch Spatit voneinander getrennt. Z.T. "schwimmen" die feinen Klappen im Mikrit. Bei der Mikrofauna herrschen agglutinierende Foraminiferen vor, die meist den Klappen aufsitzen und diese vermutlich durchbohren oder anbohren (Abb. 46).

Mikrokristallines SiO_2 verdrängt von Restlumen-Plätzen zwischen *Monotis*-Klappen aus grob-kristallines CaCO_3 . Hinweise auf Bioturbation liegen auch in diesem Sediment vor (MF Typ Hk 2).

Mit Hilfe von Conodonten und der Monotis kann dieses Sediment ins Ober-Nor eingestuft werden.

- 15 2 m über der Monotis-Linse folgt eine Bank, kenntlich an bis zu 4 mm großen Heterastridien und großen Krinoiden-Stielgliedern. Die Heterastridien (Abb.7) wurden diagenetisch zumeist gelöst, die entstandenen Hohlräume durch einen 2. Mikrit^{2. Mikrit} geschlossen. Grundmasse ist ein Filament-Mikrit mit hohem Anteil biogenen Detritus' von Ammoniten, Pelecypoden und Echinodermen (MF-Typ Hk 1c). Diese Bank ist faunistisch und stratigraphisch mit Bank C vom Reingraben bei Dürrnberg vergleichbar. Mit Hilfe von Conodonten kann sie ins Nor eingestuft werden.

Bioturbation und Resedimentation mit Kleinhöhlen sind häufig.

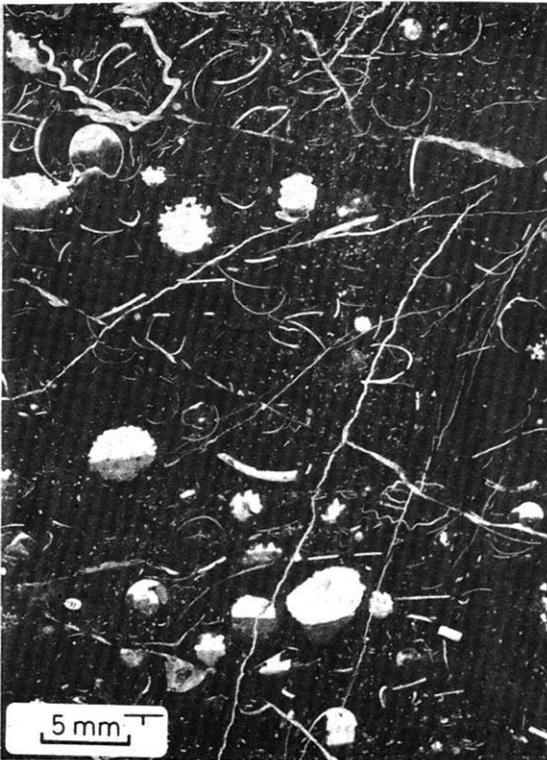


Abb. 7: Fossilreicher Filament-Mikrit mit Heterastridien (MF-Typ Hk 1c).
Bank 2 m über Monotis-Linse im Steinbruch N Zill.

Reingraben

Das Profil wurde in etwa 650 m Höhe NN am westlichen Hang des Reingrabens (Meßtisch-Blatt wie "Zill", r. 45 82 510 / h. 52 81 360) aufgenommen. Die Kalke fallen mit 160/45 ENE (cf. Abb. 5).

Alter: Ober-Nor

Locus typicus des MF-Typs Hk 1d

Über braun-roten dick-gebankten Kalken folgt

(A)

9...10cm eine ebenfalls braun-rote Kalk-Bank mit Relikten intensiver Resedimentation (siehe unten).

Die Basis-Fläche besitzt ein ausgeprägtes Relief: Es erinnert auf der Oberfläche der darunter liegenden Bank an Wellenrippe. Die symmetrischen Rippe halten sich streng parallel und tauchen mit 20 bis 25° gegen N mit Schichtfläche ab. Ob es sich wirklich um primär-sedimentäre Strukturen (ähnlich Wellenrippeln) handelt oder aber um Gleiterscheinungen, wie sie KUENEN (1949: 372, Taf.25,2) im tonig-sandigen Karbon vom Pembroke-shire beobachtete, ließ sich bislang nicht klären. Rippe dieser Art gibt es auch rezente in Tiefsee-Bereichen (cf. HEEZEN & HOLLISTER 1964: Fig.3, 4, 14).

Die Basis-Fläche ist mit einer ungefähr 0,5 mm dicken, braun-schwarzen, metallisch-glänzenden Goethit-Kruste überzogen. Die Bank wird von mehreren Klüft-Systemen durchschnitten. Das älteste System verläuft vorwiegend den geringsten Bank-Mächtigkeiten annähernd parallel, d.h. über den Rippe-Kämmen der unteren Bank. Es ist rund 1 cm über die Goethit-Kruste hinauf in den unteren Bereich der Bank A hinein mit Goethit besetzt und erst anschließend durch Kalzit verheilt (Abb. 8).

Gut erhaltene Echinodermen-Reste bestimmen das mikrofaunistische Bild. Mikrofaziell ist das Sediment der Bank A ein Filament-Mikrit. Organismen-Detritus zeigt bisweilen angebohrte Partien.

Reingraben

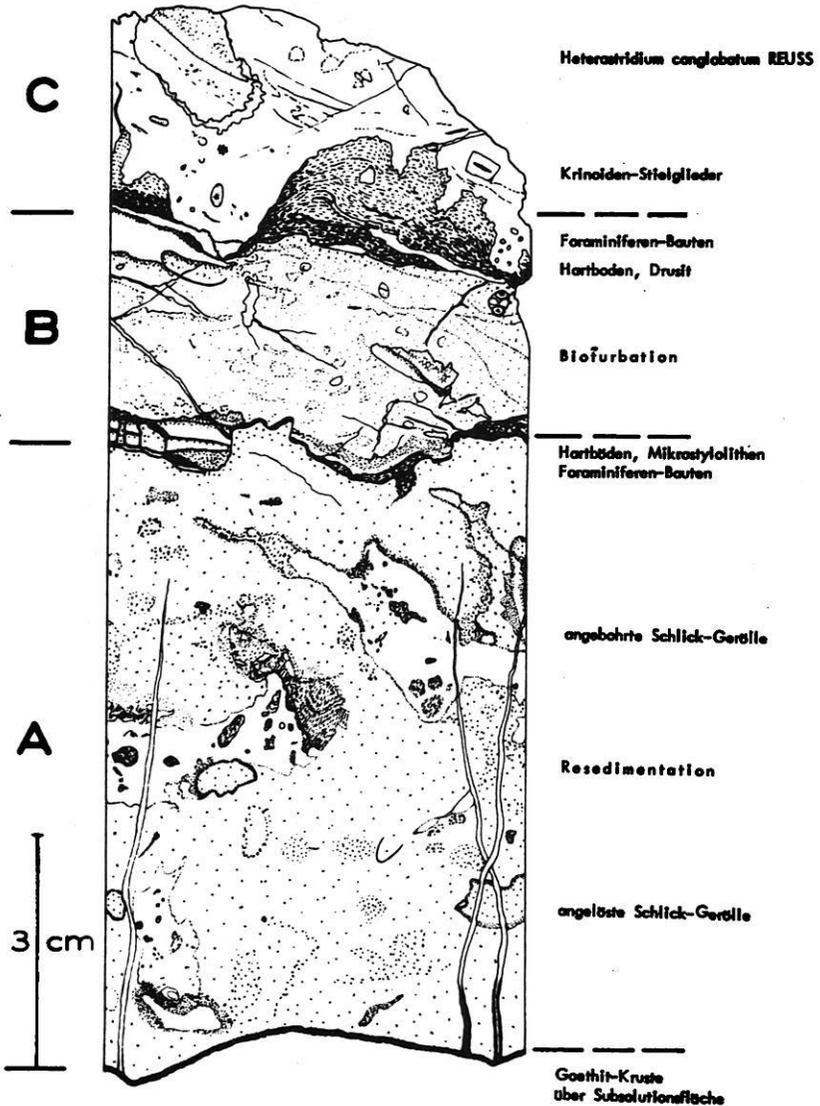


Abb. 8: Detailprofil der Hartboden-Folge ober-norischer Hallstätter Kalke des Reingrabens bei Dürrnberg (cf. Abb. 5)

Resedimentierte Brocken dieses autochthonen Sedimentes wechsellagern mit solchen eines violetten bis grünlich-grauen ortsfremden Sedimentes. Beide Mikrite durchdringen einander in z.T. regellosen Formen. Das hellere, allochthone Sediment - es entstammt wahrscheinlich einem mehr reduzierenden Ablagerungsmilieu - ist vorwiegend in seinen oberen Partien intensiv angebohrt und dort bisweilen wie das umgebende Sediment rötlich gefärbt.

Im Grenzbereich beider Sedimente ist es zu Änderungen des Oxidationsmilieus gekommen, kenntlich an einem gelblichen und grünlichen Rand, mit dem autochthones Sediment an das ortsfremde grenzt. Der Farbumschlag vom Reduktions- zum Oxidationsmilieu vollzieht sich in diesem Falle also in der Reihenfolge:

grau - violett - grün - gelb - rot-braun.

Dieser Farbwechsel kommt auch in vertikaler Richtung gut zum Ausdruck.

Die wulstig-knollige Dachfläche der Bank A besitzt mit ihren breiten konvexen Buckeln neben schmalen Furchen ein markantes Relief. Es ist etwa 1 bis 2 mm tief angebohrt. In wechselnder Dicke überzieht eine Fe-Oxid-Kruste den gesamten Hartboden ("hardground") und füllt damit auch das Mikrorelief der Bohrlöcher aus. Stellenweise verstärkt ein organischer Bewuchs (siehe Foraminiferen-Bauten weiter unten) die anorganische Kruste. Beide Krusten überprägt örtlich eine Stylolithen-Fläche.

Charakteristisch für die Dach-Region der Bank A ist, daß sich lokal zwischen und über die geschilderten Buckel des ersten Hartbodens der Dachfläche weitere Hartboden-Sedimente ähnlicher petrographischer Beschaffenheit legen. Sie besitzen unterschiedliche Dicken, überschreiten jedoch 1 cm nicht. Deshalb überragen manche besonders hohen Kuppen des ersten Hartboden-Reliefs noch alle 3 oder 4 späteren Hartboden-Sedimente.

(B)

2...4 cm Ein Hartboden wiederholt sich 2 bis 4 cm oberhalb des zuletzt beschriebenen. Das Bänkehen zwischen beiden unterscheidet sich von den darunter liegenden durch eine Zunahme gut sortierten und klassierten organischen Detritus'. Im obersten Viertel treten die ersten größeren Biogene auf, u.a. losgelöste Teile der genannten Foraminiferen-Bauten. Bioturbation ist hier das kennzeichnende Element.

(c)

>4 cm Diese Schicht enthält große kalzitisierte kugelige Hydrozoen-Kolonien (Heterastridium conglobatum REUSS) sowie große Krinoiden-Stielglieder (MF-Typ Hk 1c).

Die Basis des Bänkchens bildet der bereits genannte Hartboden der Folge B, auf dem sich wieder ein Foraminiferen-Rasen ausbreitet (MF-Typ Hk 1d). In diesem Falle nehmen die Foraminiferen-Bauten fast die gesamte Fläche ein. Es sind violette bis schwarz-braune, bis zu knapp 2 cm hohe "Kuppeln", die bisweilen Pfeiler-förmig entwickelt sein können. Die Wände bestehen aus Kalzit, die Kammern selbst liegen nur mehr in Form von Goethit-Steinkernen vor. Insbesondere in den Außenbereichen der Kuppeln sind die kalzitischen Wände verschwunden: Hier macht sich eine fortgeschrittene Kompaktion bemerkbar; einzelne Kammern sind nicht mehr zu unterscheiden. Im angelösten Bruch wird das sehr deutlich (Abb.47a).

Neben Foraminiferen verschiedener Familien kommen auch Echinodermen- und Mollusken-Reste vor. Innerhalb eines Gerüsts ließ sich die Haftscheibe eines Krinoiden-Stielgliedes identifizieren.

Die Vertiefungen zwischen solchen einzelnen "blumenkohl"-artigen Gebilden - hier sind die Kammern besonders groß entwickelt - dienen als Sandfang für Quarz-Körner und andere Klastika. Der biogene Detritus des Biomikrites übersteigt in der Regel 50 %. Er setzt sich vorwiegend zusammen aus: Foraminiferen (besonders benthonischen), Pelecypoden-Schill (u.a. *Monotis* cf. *digona* KITTL: Ober-Nor), Gastropoden-, Ammoniten-, Echinodermen-Resten, Ostrakoden, Hydrozoen, ?Schwamm-Nadeln.

Der Detritus ist stellenweise angebohrt. Anzeichen für Bioturbation und Resedimentation sind vorhanden. Synsedimentäre Spalten enthalten einen ähnlichen Biomikrit.

Fast durchgehend sind die Foraminiferen-Bauten durch ss-parallele Kalzit-Klüfte von ihrer Unterlage abgehoben.

Geopetale Gefüge weisen darauf hin, daß die Bauten samt ihrer Unterlage verstellt wurden, bevor sie unter dem biogenen Schutt-Strom begraben wurden, ein wohl kurzzeitiges Ereignis. Dabei rissen Teile vom Untergrund los und wurden verfrachtet.

Das Relief der Hartböden muß jeweils als Lösungsrelief infolge Subsolution gedeutet werden. Der Lösungsrückstand reichert sich dabei unterhalb jenes Reliefs als oxidische Kruste an (Näheres vgl. S.67).

Draxlehen-Bruch

Im Draxlehen-Bruch bei Oberau (800 m Höhe, Meßtisch-Blatt wie "Zill", r. 45 80 070 / h. 52 80 000) gibt es mehrere flach liegende Verwerfungen, die Versetzungen der höheren Schollen um etwa 4 m gegen N bewirkten. Die Schichten fallen steil mit 55 bis 60° gegen S ein bei einem Streichen von 100 bis 115° (cf. Abb. 1).

Alter: Karn (?Ober-Karn)

Locus typicus des MF-Typs Hk 1e.

>20m Mittel-bankige Knollen-Flaserkalke von fleischrot-gefleckter bis weißer Färbung ("Draxlehner Kalk").

Typisch sind rote Hornstein-Knollen, die in unregelmäßigen Abständen auf einzelne Bänke unterschiedlicher Dicke (Abb. 5) beschränkt sind.

Die Kalkmergel-Zwischenlagen können Dicken bis zu mehreren Zentimetern erreichen.

Mikrofaziell handelt es sich um Filament-Mikrite, die starke Bioturbation, verbunden mit Kot-Pillen, zeigen (MF-Typ Hk 1b + Hk 1e). In den Flaser-Zonen ist SiO₂ angereichert, Dolomit-Rhomboeder

sind hier häufig. Kompaktion konnte in den Kalk-Zonen nicht festgestellt werden.

Die Hornstein-Knollen werden im Kapitel "SiO₂-Verdrängungen" (S.75f) behandelt.

Lercheck

Das Profil verläuft mit etwa 30° gegen NE und endet nach knapp 500 m in 830 m Höhe am Fahrweg zum Königsleiten (Meßtisch-Blatt wie "Zill", r. 45 80 450 / h. 52 80 300). Die Schichten fallen mit 55 bis 75° gegen S bei einem Streichen von 110 bis 140° ein.

Alter: Anis bis Nor.

Das Profil beginnt im Liegenden mit ober-anisischen Kalken, die kontinuierliche farbliche Übergänge zeigen:
weiß - mittel-grau - hell-rot - dunkel-rot.

Die bunten Kalke mit Ammoniten und Muscheln ähneln den violetten Kalken des Nonntal-Stollens in Berchtesgaden und stimmen mit ihnen auch mikrofaunistisch überein. Typisch sind häufige Fisch-Reste sowie Resedimentation.

Es sind Filament-Mikrite mit starker Bioturbation.

Darüber liegen karnische Hallstätter Kalke, ebenfalls bunt (schmutzig-braun - violett - gelblich), mit pelagischen Krinoiden als faunistischem Kennzeichen. Mikrofazielle Charakteristika sind wiederum Filament-Mikrit, Resedimentation und Bioturbation.

Gelbliche, rötliche und - im höchsten Teile - violette Farbtöne bestimmen das Bild der norischen Hallstätter Kalke des (östlichen) Lerchecks.

Mikrofaunistisch kennzeichnend sind auch hier Echinodermen-Reste, mikrofaziell Bioturbation und Resedimentation innerhalb des Filament-Mikrites.

In diesem Profil fehlen also die etwa 150 m weiter W im Draxlehen-Steinbruch vorhandenen (?ober-) karnischen Knollen-Flaserkalke (der "Draxlehner Fazies"), und zwar wohl wegen mangelnder Aufschluß-Verhältnisse.

Alpstein (Monotis-Bank)

Der Alpstein steht mit seiner westlichen Steilwand an der Straße zur Christophorus-Schule beim Dürreck-Berg an (Höhe 1100 m, Meßtisch-Blatt wie "Zill", r. 45 77 330 / h. 52 74 140 , cf. Abb. 1).

Alter: Nor (?Ober-Nor)

>40cm Ähnlich der anderen beschriebenen Monotis-Faziestypen (Hk 2) besteht die Bank (violett bis rötlich-violett) aus einer Anhäufung sehr feiner Klappen in einer biomikritischen Grundmasse ohne Filamente (außerhalb der Lumachelle).

Resedimentation mit den betreffenden mikro-faziellen Merkmalen ist häufig (cf. ANGER 1964: Abb. 9a,b).

Es handelt sich um *Monotis (Monotis) salinaria haueri* KITTL.

Die Klappen zeigen u.d.M. ebenfalls die schuppen-förmigen Fortsätze der Anwachsstreifen.

Steinbruch Schellenberg (N Schnitzhof)

Höhe 500 m, Meßtisch-Blatt wie "Zill", r. 45 78 630 /
h. 52 83 040, cf. Abb. 5).

Alter: (?Unter-) Karn mit Osteocrinus-Fauna.

2m Eine fein- bis mittel-bankige Folge mittel-
grauer bis gelblich-grauer Knollen-Flaserkalke
steht im untersten Bereich des südlichen Endes
des Bruches an. Den meisten Bänken sind gut
abgegrenzte Hornstein-Knollen und -Lagen eigen-
tümlich (MF-Typ HK 1e).
Mergel-Zwischenlagen setzen die Bänke gegen-
einander ab.

Der Hornstein besteht aus mikrokristallinem
SiO₂ (10 bis 20 μ). Er wird von einem dichten
Kluft-Netz aus CaCO₃ durchsetzt, dessen Anlage
jünger als die Flaserung ist.

Randlich und im Bereich einzelner Flaser-Zonen
innerhalb des Hornsteines ist ursprüngliches
Kalk-Sediment vorhanden. In Korn-Zwickeln hat
sich Erz (ZnS) ausgeschieden.

An bestimmten Stellen reichern sich innerhalb
des Filament-Mikrites Intraklasten eckiger und
rundlicher Form (?Kot-Pillen: max. 0,2 mm) an.
Filamente und Muschel-Klappen liegen als
klassierter Detritus vor.

Dieses Sediment ist für die Hallstätter Entwick-
lung nicht typisch.

Wallbrunn-Kopf NE Sedl-Lehen

Höhe 820 m, Meßtisch-Blatt wie "Zill", r. 45 81 560 /
h. 52 81 500, cf. Abb. 5.

Alter: Unter-Karn (Osteocrinus-Fauna)

Es handelt sich um dunkelgraue, rötlich-grau
anwitternde, geflaserter Kalke mit Mergel-
Zwischenlagen.

4,5cm Die mikritische Grundmasse enthält vereinzelt
biogene Komponenten: Foraminiferen und Echino-
dermen-Detritus.

4,5cm Mit einem sehr unregelmäßigen, starken Relief
geht dieses Sediment unvermittelt in eine
resedimentäre Brekzie über. Die Komponenten
können Durchmesser von über 2 cm erreichen.
Zement ist Mosait mit Sediment-Grus.

Das gesamte Gestein wird von mehreren Kluft-
Systemen durchsetzt, die zum großen Teile
älter als die Flaserzonen sind (Abb. 9).

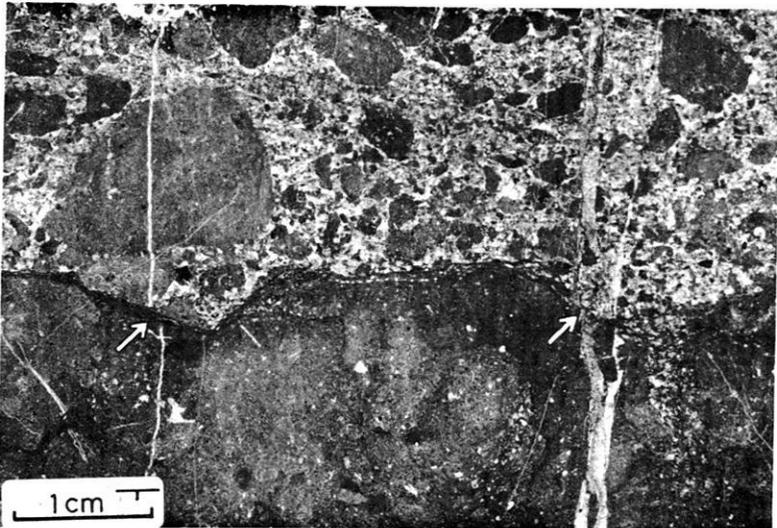


Abb. 9 : Wallbrunn - Resedimentäre Brekzien-Lage über
Biomikrit. Druck-Flaserungszone an der mecha-
nischen Unstetigkeitsfläche.
Beachte Wechselwirkung zwischen Druck-Flaserung
und Kluft-Bildung (Pfeile!); letzte Kluft-
Generation (rechts): Faser-Kalzit!

4. Gesteinsgefüge

a) Halobia-Linse

Die Halobia-Linse steht am östlichen Ende des Kälberstein-Bruches an. Sie hat eine Ausdehnung von 14 (Länge) x 4 (Breite) x 2,10 m (Dicke).

Im Gegensatz zur seit langem bekannten Monotis-Bank (SCHAFHAUTL 1851: 113) handelt es sich um ein linsen-förmiges Gebilde. Das zeigt zum einen die äußere Form (Abb.10c), zum anderen auch die Tatsache, daß erst während des beschleunigten Abbaus für die Bauten am Ober-Salzberg während der 30iger Jahre d.Jh. diese Muschel aus dem Kälberstein-Bruch erwähnt wird (KRUMBECK 1938: 1ff.). KRUMBECK bereits spricht sich für eine im Streichen verlaufende Linse aus (op.cit.: 2) und bestimmt Halobia styriaca MOJSISOVICS (op.cit.: 3f.), eine Leitform für das Unter-Karn.

K e n n z e i c h e n

Die folgende strukturelle Beschreibung des Halobia-Schilles gilt sinngemäß auch für Monotis-Ansammlungen. Sie kann nicht besser eingeleitet werden als mit den Worten der beiden Erst-Beschreiber, die auch heute noch gültig sind (mag auch der Terminus "Pectinites" nicht von SCHLOTHEIM selbst stammen; er läßt sich im Hallstätter Bezirk schon 1782 belegen (BOHADSCH 1782: 169)).

"... die Muschelbänke ... bestehen fast lediglich aus den Schalen dieses Pectiniten ("Pectinites salinarius" - J.R.), daher er auch gewöhnlich sehr verdrückt, und selten gut erhalten, und noch mit seinen Ohren versehen zum Vorschein kömmt" (SCHLOTHEIM 1820: 230).

"Aus der letzteren Abtheilung ist wohl v. SCHLOTHEIM's Pectinites salinarius die am längsten und allgemeinsten bekannte Versteinerung, unter welchem Namen jedoch in neuerer Zeit einige, auf den ersten Blick zwar ähnliche, im Ganzen aber doch sehr wesentlich verschiedene Muschel-Arten zusammengefaßt worden zu seyn scheinen; was umso leichter möglich war, indem dieselben überall nur trümmer-

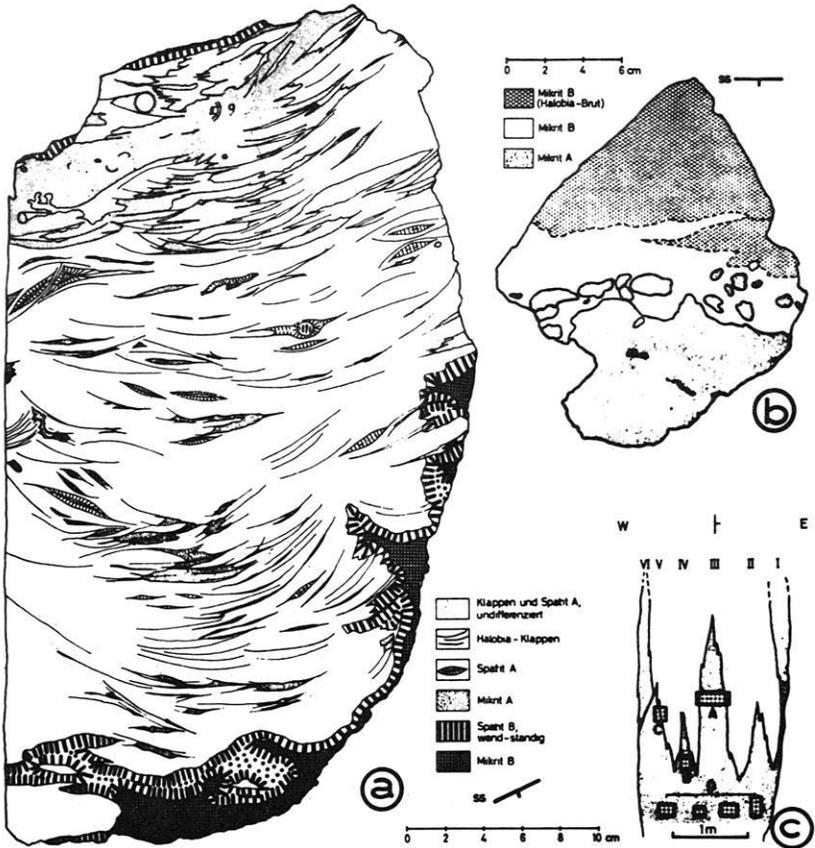


Abb. 10: Kälberstein-Bruch Berchtesgaden:

- Fig.a) Querschnitt \perp ss des Linsen-Fortsatzes III aus dem Zentrum der Halobia-Linse (= Sektion A aus Fig.c)
 Fig.b) Übergangsbereich zwischen Biomikrit und Halobia-Brut mit resedimentärer Brekzie; 13,50 m über Top der Halobia-Linse, \perp ss
 Fig.c) Schema des nördlichen Endes der Halobia-Linse mit Probenentnahme-Sektionen

weise vorkommen, oder doch so fest unter einander verkittet sind, daß man nicht leicht ein ganzes Exemplar daraus zu gewinnen im Stande ist. Zwei zusammen gehörige Klappen scheinen nie miteinander vorzukommen" (BRONN 1830: 280).

Damit ist der grundsätzliche Bauplan der Linse beschrieben: Sie besteht aus einer überaus dichten Anhäufung von Halobia-Klappen mit Drusit A (= "Spatit A" in Fig. a der Abb. 10) als Zwickel-Füllung. Der Drusit ist, wie die umlaufende Auslöschung zeigt, durch senkrechte Orientierung der Kristallite gekennzeichnet. Die Schalen selbst bestehen aus Mosait: Die Ursprüngliche Prismen-Schicht ist nirgendwo (im Gegensatz zu ZANKL 1971: pers. Mitt.; vgl. auch SCHWARZACHER 1949: 6f.) zu erkennen (cf. Abb. 46). Die Klappen sind ganz unterschiedlich orientiert und sortiert.

Im Zentrum der Linse (= Sektion D in Fig. c der Abb. 10) wurde eine etwa 50 x 50 cm große Fläche auf Einregelung der Klappen untersucht (Abb. 11): Eine bevorzugte Orientierung der 46 eingemessenen Exemplare ist nicht vorhanden (Das Diagramm ist symmetrisch, da zwischen "dorsal" und "ventral" nicht unterschieden wurde.).

Ebenfalls im Zentrum der Linse ergeben 231 Klappen folgendes Bild:

Wölbung der Klappe nach unten:	116	Exemplare
" " " " oben:	115	" "

Somit ist für das Zentrum der Linse eine Einregelung der Muschel-Klappen in 2 Dimensionen nicht feststellbar:

Es herrscht die für einen Schill typische Regellosigkeit.

Ein anderes Ergebnis erhält man dagegen am Außenrand der Linse (=Sektion A der Fig. c in Abb. 10). Hier läßt sich eine Regelung bereits im Querschnitt (Fig. a der Abb. 10) makroskopisch erkennen: Sowohl einheitlich "gewölbt oben" wie "gewölbt unten" ist möglich.

Ein Phänomen besonderer Art zeigt Abb. 12a (vgl. auch Fig. a, links, der Abb. 10): Muschel-Klappen liegen nicht streng übereinander, sondern versteilen sich in der Bild-Mitte gegeneinander. Manchmal liegen sie auch dachziegel-förmig oder in einer Art Kreuz-Schichtung über- und nebeneinander. Sie können dabei einen jeden Winkel zwischen 0° und 360° zueinander bilden.

120°/65°SW

Halobia styriaca MOJS.

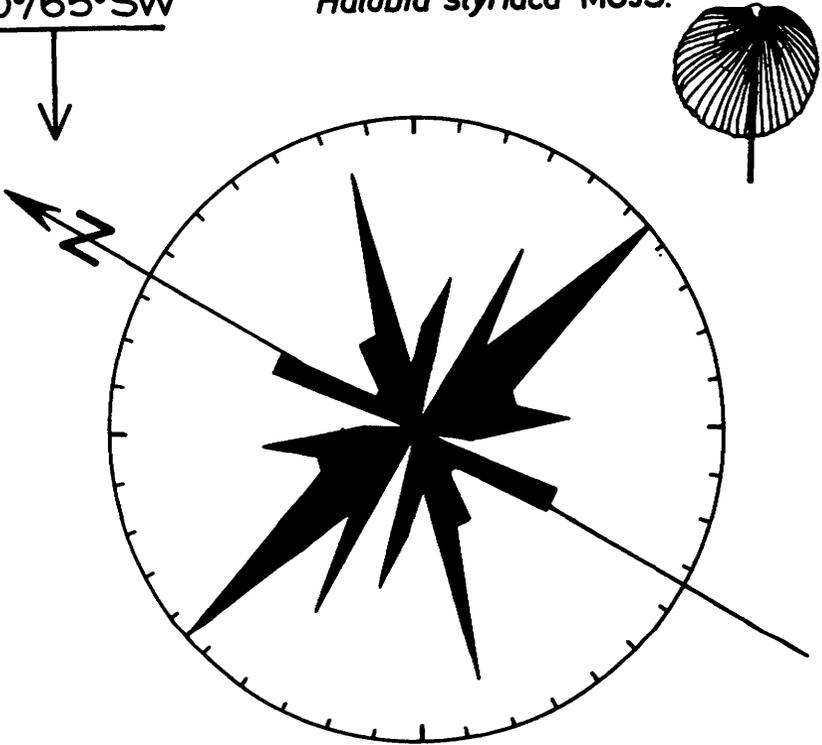


Abb. 11: Einregelung der Halobia-Klappen auf einer ss-Fläche aus dem Zentrum der Kälberstein-Linse (46 Messungen aus der Sektion A der Fig. c von Abb. 10)

In bestimmten Partien (insbesondere zum Rand der Linse hin) liegt zwischen den Klappen ein Mikrit ("Mikrit A"). Er bildet zusammen mit Drusit A-Hauben an manchen Stellen geopetale Gefüge in Form "fossiler Wasserwaagen". Letztere ergeben mit der Richtung der Halobia-Klappen Winkel zwischen 0° und 50° .

Der zentrale Linsen-Fortsatz III (=Sektion A in Fig. c der Abb. 10) grenzt mit ganz unregelmäßiger Fläche an das umgebende Normalsediment. Ein bis zu 5 mm dicker Drusit B (= "Spatit B" in Fig. a der Abb. 10) sitzt dieser Fläche auf. Der äußere Saum des Kalzit-Rasens ist hell- bis dunkel-rot gefärbt im Gegensatz zur hellen Erstausscheidung. Partiiell weist er Verstellungen im mm-Bereich auf. Sie erstrecken sich nicht auf den dann folgenden teils gelblichen, teils braun-roten Ton-Pelit (= "Mikrit B" in Fig. a der Abb. 10). Der Ton-Pelit nimmt fast sämtlichen Raum innerhalb der vom Kalzit-Rasen ausgesparten Höhlung ein. Er weist gradierte Schichtung auf.

Die Linse macht in ihrer Gesamtheit - insbesondere strukturell - einen uneinheitlichen Eindruck.

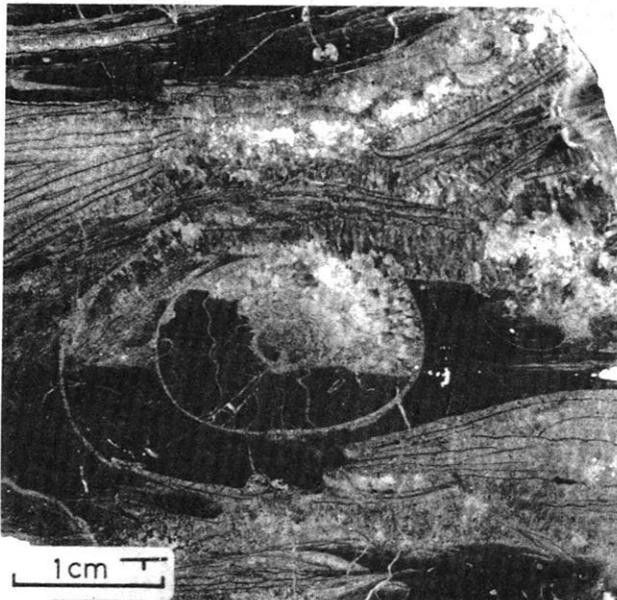
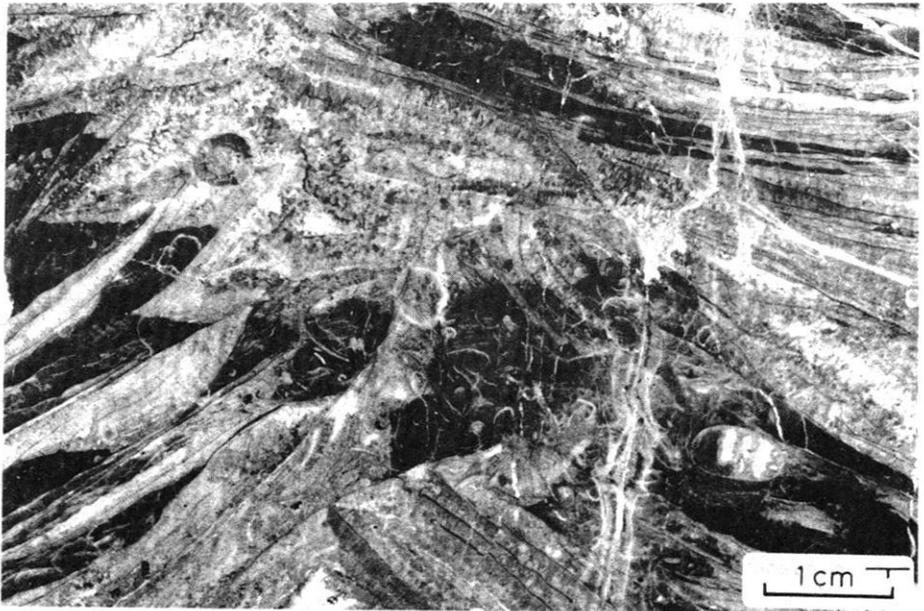
Sie erscheint teils als unsortiertes, lockereres Haufwerk zufällig miteinander sedimentierter Komponenten, teils in dicht gepackten Lagen mit guter Sortierung.

Während einerseits seltene doppel-klappige Exemplare dieser dünnen Muscheln auf kurzen Transport-Weg und auf Ablagerung innerhalb ihres Lebensraumes schließen lassen, liegen an anderer Stelle Exemplare gleicher Größen-Ordnungen nebeneinander und ineinander verschachtelt. So ist es z.B. im letzten Falle möglich, daß nur gleich-große Exemplare mit abgebrochenen Rändern beobachtet werden, während der Detritus sich an anderer Stelle - ebenfalls sortiert und klassiert - findet.

In einigen Fällen folgen über aufgearbeitetem Untergrund dessen Schlick-Komponenten in engem räumlichen Kontakt mit der Lumachellen-Basis (Abb.10, Fig.b).

Der Rand der Lumachelle - besser: Lumachellen - ist relativ scharf zu fassen: Während im Innern des Körpers vorwiegend große Exemplare liegen, herrscht am Rande Filament-Mikrit vor, durchsetzt mit Bruch-Schill feiner Klappen.

Als weitere Elemente der Makrofauna wurden Ammoniten und "Orthoceren" festgestellt. Sie sind zwischen die Klappen eingeregelt.



**Abb. 12: Halobia-Linse des Kälberstein-Bruches
(= Sektion D der Abb. 10, Fig. c)**

**Fig.a) Geopetale Gefüge des Mikrit A im Vergleich zur Stellung
der Klappen**

Fig.b) In die Ammoniten-Wohnkammer eingeregelte Klappen

D e u t u n g

Die Entstehung der Halobia-Linse stellt sich wie folgt dar (vgl. die abweichende Deutung bei SCHWARZACHER 1948: 38):

Durch Fracht-Sonderung sammeln sich auf geneigter Fläche meist unregelmäßig die Muschel-Klappen an und gleiten ab. Dabei kommt es durch Stauchungen zu gegenseitigen Verstellungen der Klappen und zur Bildung der Linse (Abb.10+12). Mikrit A dringt zwischen das noch lockere Haufwerk. Die Zementation beginnt: Mikrit A verfestigt sich; Drusit A (= Spatit A) verkittet die Klappen miteinander und füllt Rest-Lumina aus (Abb. 12).

Das Sediment ist noch plastisch verformbar, als zu einem späteren Zeitpunkt von neuen Gleitbewegungen einsetzen. Sie erfassen jetzt nicht mehr die einzelne Klappe als Individuum, vielmehr den Fossil-Schutt in seiner Gesamtheit: Die Linse bricht stellenweise auseinander. Es bilden sich durch Dehnung Hohlräume und Risse bis zu einigen Dezimeternlicher Weite und Längen von $>1,50$ m. Die so neu entstandenen Wände (// oder \perp ss) sind nicht glatt, vereinzelt ragen Klappen aus ihnen hervor (Abb.13).

In diesen Hohlräumen kommt es zur chemischen Internanlagerung von Drusit B (= "Spatit B" in Fig. a der Abb. 10). Gegen Ende verlangsamt sich diese Kristallisation und setzt später ganz aus. Während dieser Zeit zerbricht das Interngefüge in bestimmten mm-Bereichen, insbesondere des Kalzit-Rasens. Anschließend vollzieht sich die mechanische Internanlagerung des Ton-Pelits (= "Mikrit B" in Fig. a der Abb. 10) z.T. in mehreren Phasen. In diesem Stadium noch vorhandene Rest-Lumina füllt Mosaik aus.

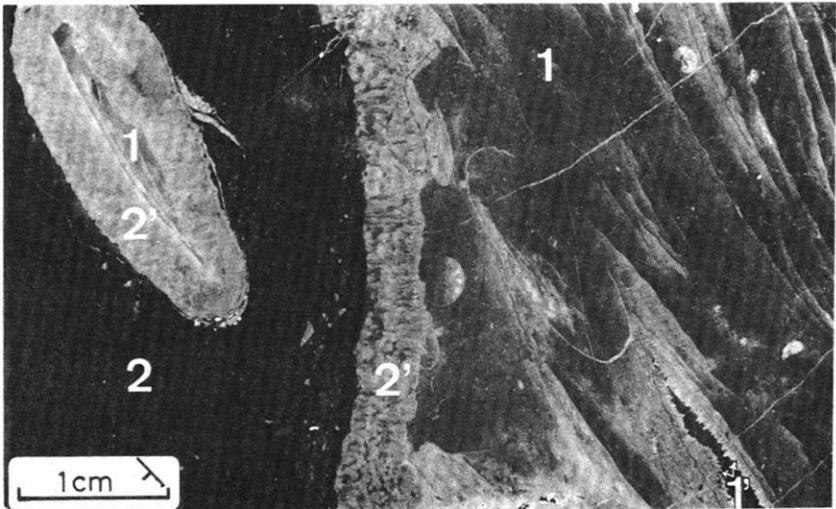


Abb. 13: Halobia-Linse des Kälberstein-Bruches (vgl. Abb. 10)

Fig. a) Drusit B-Oberfläche (beachte die frühen Rupturen!)

Fig. b) Querschnitt durch das ehemals aufgebrochene Schill-Sediment (1) mit chemischer (Drusit B = 2') und - in mehreren Phasen - mechanischer (Mikrit B = 2) Internanlagerung. (Der Pelit der Kleinhöhle 1' entstammt einer früheren Sedimentationsphase.)

Eine weitere Linse aus ?Halobia-Brut (80 ... 100 x >650 x ?cm) liegt 13,50 m oberhalb der Obergrenze der Halobia-Linse. Sie ist stellenweise scharf durch eine Suture vom umgebenden Sediment abgegrenzt. "Normal" ist allerdings ein kontinuierlicher Übergang zwischen Linse und unterlagernder resedimentärer Brekzie (Fig. b in Abb. 10). Dann "schwimmen" einzelne Komponenten des unterlagernden Sedimentes noch in der Linse. Das kann soweit gehen, daß eine ganze Brekzien-Lage sich innerhalb der Lumachelle befindet.

Die Unterseite der einzelnen Zungen ist scharf gegen das übrige Sediment abgegrenzt. Im Gegensatz hierzu ragen in der Dach-Region nicht wenige Klappen spitz oder gar \perp ins überlagernde Sediment. In diesem Bereich liegt die Mehrzahl der locker gepackten Klappen mit ihrer Wölbung nach unten. Die im Dach vorwiegend unbeschädigten Klappen und der (mehr in der Basis-Region befindliche) Schill sind sortiert. An Unter- wie Ober-Seite der Linse treten mehrfach sternförmig angeordnete Klappen-Bündel auf.

In der aufgelockerten Dach-Region fallen einzelne, zum Hauptzug parallel verlaufende kleinere Linsen (100 x 5 x ?cm) auf.

b) Organismen-Tätigkeit

In fast allen Hallstätter Karbonat-Gesteinen wurde Organismen-Tätigkeit - sei es wühlender oder bohrender Art - festgestellt.

Form und Ausdehnung von Wühlgefügen lassen sich besonders eindrucksvoll in ton-reichen Kalken beobachten. Zusammenhängende \pm vertikale Grabgänge können Längen von 5 cm bei Durchmessern von einigen mm weit überschreiten. Verzweigungen sind selten. Größere Muschel-Klappen wirken als natürliche äußere Begrenzungen solcher Gänge, während Schill-Detritus im Innern völlig regellos verteilt ist. Im massigen Bereich der Hallstätter Fazies stellt die Entschichtung durch Bioturbation neben der Wirkung der Resedimentation einen entscheidenden Faktor für die Bildung eben jener ungeschichteten Fazies dar.

Aus der unterschiedlichen Art und Abmessung dieser Gefüge ergibt sich, daß deren Bildung nicht einer Tier-Gruppe allein zuzuschreiben ist. So kommen u.a. neben Würmern (Anneliden) auch Ostrakoden und Gastropoden in Betracht.

Mollusken-Schalen sowie Sediment-Gerölle sind nicht selten durch sessile Foraminiferen und Echinodermen angebohrt.

In der massigen Fazies ist Bioturbation leicht an Kot-Pillen (40 ... 80 ... 240 μ) kenntlich. In der Regel "schwimmen" diese kugeligen Gebilde im Mosait von Kleinhöhlen ganz unregelmäßiger Form. Sehr wahrscheinlich entstanden diese Hohlräume erst im Laufe der Wühltätigkeit von Organismen.

c) Geopetale Gefüge

Geopetale Gefüge können verschiedener Art sein. Meist (im Falle der "fossilen Wasserwaage") füllt Drusit einen noch verbliebenen Hohlraum über einem gravitativ-mechanisch angelagerten Sediment aus (Abb.7,12b).

Selten dagegen tritt gradierte Schichtung auf. Manchmal kann sie allerdings unterschiedliche Winkel zur ss-Fläche einnehmen, wie im Falle eines Cephalopoden-Gehäuses, in dessen Luft-Kammern sich unterschiedliche Einschüttungsrichtungen erhalten haben.

d) Brekzien

Die genetische Trennung synsedimentärer, diagenetischer und tektonischer Ereignisse innerhalb eines Sedimentkörpers kann z.T. äußerst schwierig, wenn nicht gar unmöglich sein. Deshalb wird versucht, die Genese der verschiedenen Brekzien-Typen zu deuten, ohne im einzelnen die Art der Deformation zu bestimmen (cf. SCHWARZACHER 1948: 13).

1. Resedimentäre Brekzien
.....

D e f i n i t i o n

"Resedimente sind ... Anlagerungsgesteine, welche kurz gesagt sich selbst, d.h. Fragmente derselben Abfolge auch als Komponente enthalten. Diese Komponente ver- (78) schiedenen Aufbereitungsgrades wird im Bildungsraume des Resediments in derselben Zeit als Detritus erzeugt und angelagert. Abtrag und Anlagerung arbeiten beide, während das Resediment wächst. Beide sind aus seinem Gefüge ablesbar" (B.SANDER 1936: 77/78).

Unter dem Begriff "resedimentäre Brekzien" fasse ich im Sinne von REMANE (1970: 688) all jene marinen Sedimente zusammen, die im geologischen Schrifttum u.a. unter "intraformationeller Brekzie" sowie "endostratigraphischer Brekzie" oder "Primärbreccie" (EUGSTER 1923: 36 und Arn.HEIM 1924: 37) geläufig sind.

K e n n z e i c h e n

Brekzien-Bildung ist das lithofazielle Kennzeichen der Hallstätter Karbonat-Fazies - eine Erscheinung, die in dem in Rede stehenden Fazies-Raum nicht auf die Ober-Trias beschränkt ist. Insbesondere in der hellen massigen Fazies der Hallstätter Karbonate treten resedimentäre Brekzien auf (Abb.14f). Sie machen ein Volumen von > 60 % aus. Es handelt sich fast immer um Resedimente der gleichen Abfolge (vgl. SCHWARZACHER 1948: 27 ff.).

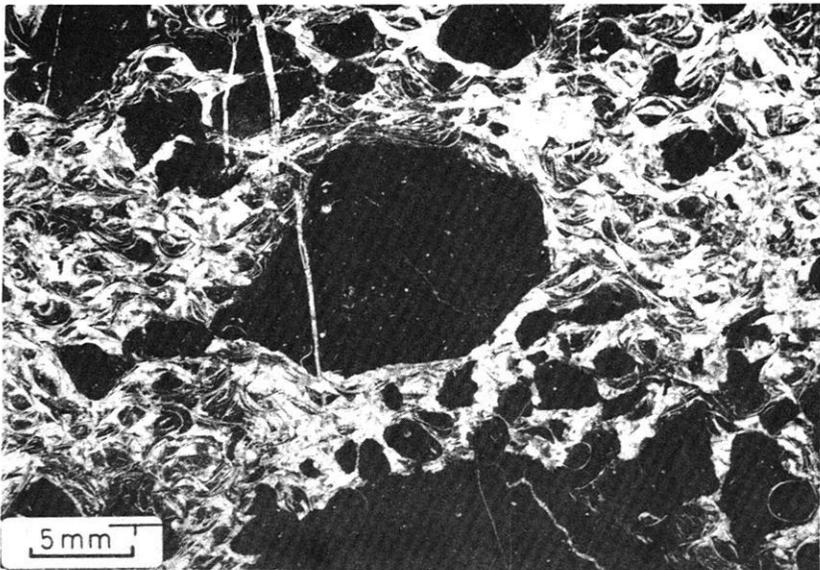
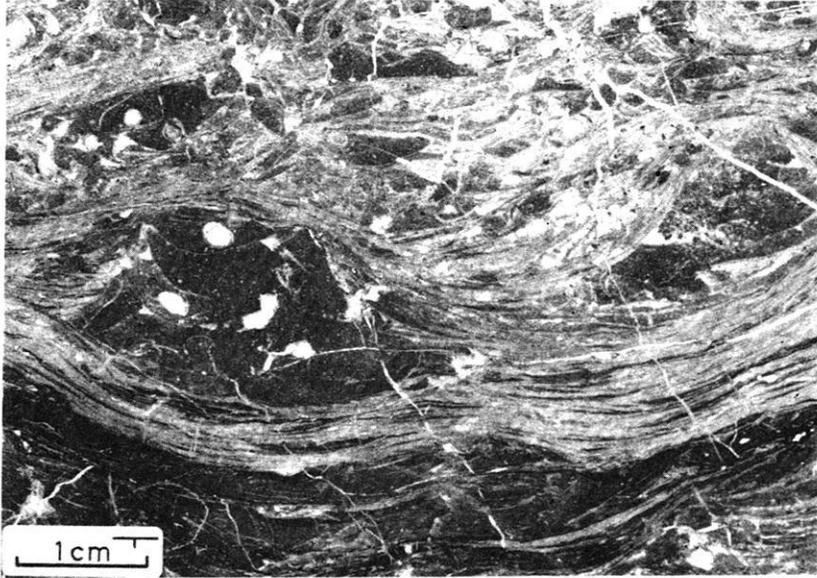


Abb. 14: Kälberstein-Bruch (ca. 13 m über Dach der Halobia-Linse)
Resedimentäre Brekzien mit unterschiedlichem Anteil
Schalen-Detritus

Fig.a) wechselnd intensive Kompaktion und Plättung
der Klappen, z.T. gemeinsam verbogen

Fig.b) keine nennenswerte Kompaktion feststellbar

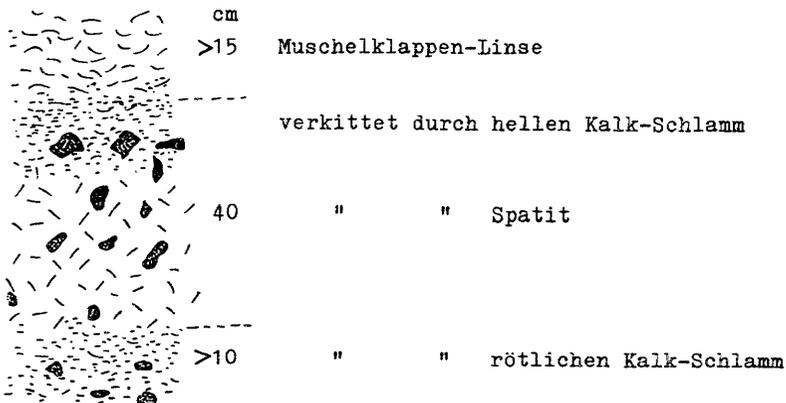
Sie besitzen eine weite Verbreitung, sind aber schwer erkennbar, weil Grundmasse und Intraklasten sich farblich und stofflich zumeist nicht unterscheiden. Ein sicheres Kennzeichen sind spatisierte Kleinhöhlen (siehe dort) oder solche, die mit Rot-Pelit gefüllt sind (Abb. 15).

Die Intraklasten selbst sind eckig bis rund; eine Gradierung ist nicht deutlich. Bindemittel oder Grundmasse ist vorwiegend Kalk, untergeordnet Mosait.

Um Rundung und Sphärizität der Gerölle zu bestimmen, wurde ihre Form visuell mit den Figuren bei KRUMBEIN & SLOSS (1963: 111) verglichen: Die meisten Komponenten besitzen einen Rundungskoeffizienten von 0,3 und einen Sphärizitätskoeffizienten zwischen 0,5 und 0,7 - allerdings ohne deutliche Maxima: ein Hinweis auf einen nur kurzen Transport-Weg der Komponenten.

Die resedimentären Brekzien des Kälberstein-Bruches müssen Zeugnisse lokaler Ereignisse sein, halten sie doch nicht über längere Entfernungen von mehreren Metern an.

In einem Falle (S.4050) geht eine solche Brekzie vertikal in eine linsen-förmige Lumachelle über. Die gesamte Entwicklung sieht hier (13,50 m über dem Dach der Halobia-Linse) folgendermaßen aus:



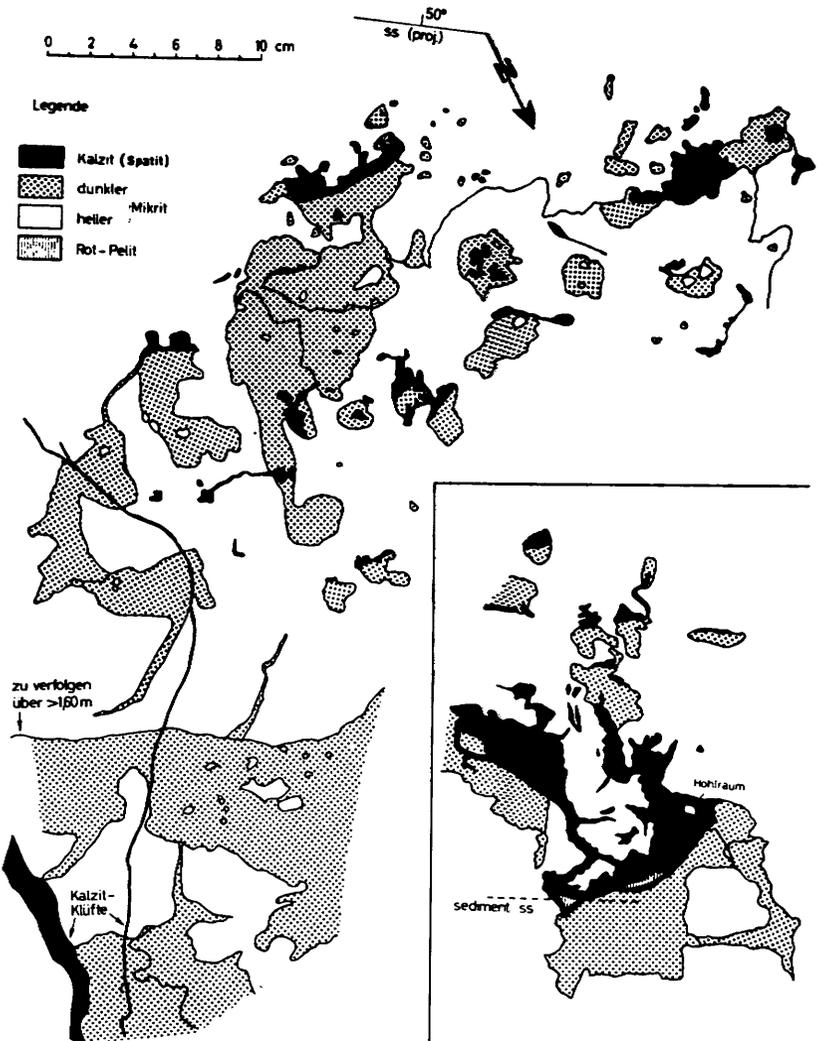


Abb. 15:2 Struktur-Skizzen aus dem ungeschichteten Bereich des Kälberstein-Bruches, Berchtesgaden, mit re-sedimentären Brekzien und Spatit-Hauben als Ausfüllung der Rest-Lumina (horizontaler Gletscher-Schliff, Nähe Oberkante des Bruches; Legende gilt für beide Figuren)

Die durch Mosait zementierten Intraklasten - sie haben meist Durchmesser um 2 cm, erreichen jedoch auch solche von 4 cm - können nur auf eine Länge von 3 m verfolgt werden; Kalk-Schlamm ist das Bindemittel.

Eigentliche "Bänke" gibt es bei diesen Sedimenten nur in Ausnahme-Fällen (z.B. Wallbrunn, Abb. 9).

In manchen Fällen bilden Bivalven-Klappen die Begrenzungen der Komponenten, eine Erscheinung, die nicht unbedingt auf Anlösung zurückgeführt werden muß. Eine mechanische Ablösung an solchen Unstetigkeitsflächen ist wahrscheinlicher. Gegenstücke (ohne Klappen) sind jedoch nicht eindeutig. Allenfalls gibt es Komponenten-Umrisse, die für eine mechanische Ablösung sprechen könnten. Eindeutige Negative zu finden ist deshalb so schwierig, weil in jenen Fällen, wo ihre Flächen gegen Spatit grenzen, auch eine Anlösung stattgefunden haben kann.

D e u t u n g

Resedimentäre Gefüge werden gebildet durch:

1. Wellenschlag infolge Erdbeben, Tsunamis, Hurrikans etc.
2. Submarine Strömungen
3. Submarine Rutschungen und Sediment-Gleitungen ("slumping")

Ich führe die resedimentären Brekzien auf submarine Suspensionsströmungen des Falles 3 zurück.

Für diese Entstehungsweise sprechen ebenfalls die Gefüge-Bilder (z.B. fehlende gradierte Schichtung, s.u.), denen zufolge definitionsgemäß (BOUMA 1962: 96) die vorliegenden Fälle zwischen einem "slump" und einem "turbidity current" einzuordnen sind. Welche Ausdehnung und welche Transport-Weiten dabei ein solcher Gleitvorgang erzielen kann, stellte LEWIS (1971: 102, 104) dar.

Die Geröll-Komponenten besitzen unregelmäßige Umrisse (Abb. 15) und liegen weit zerstreut; sie berühren sich nur selten (Abb. 16). Eine solche Textur ist erklärbar, wenn Bindemittel und Gerölle zusammen nach nur kurzem Transportweg sich absetzen.

Eine Deutungsmöglichkeit erarbeitete KUENEN (1950:46; 1951: 16) an Hand seiner Experimente mit Schlamm-Strömen, in denen er Brocken unterschiedlicher Größe und Form in einem Medium hoher Viskosität und Dichte (die fast die doppelte des Wassers erreichte) sich selbst überließ.

Es ist allerdings denkbar, daß noch ein Effekt ganz anderer Natur bei der Bildung solcher Suspensionsströme von ausschlaggebender Bedeutung ist, nämlich jener der Thixotropie.

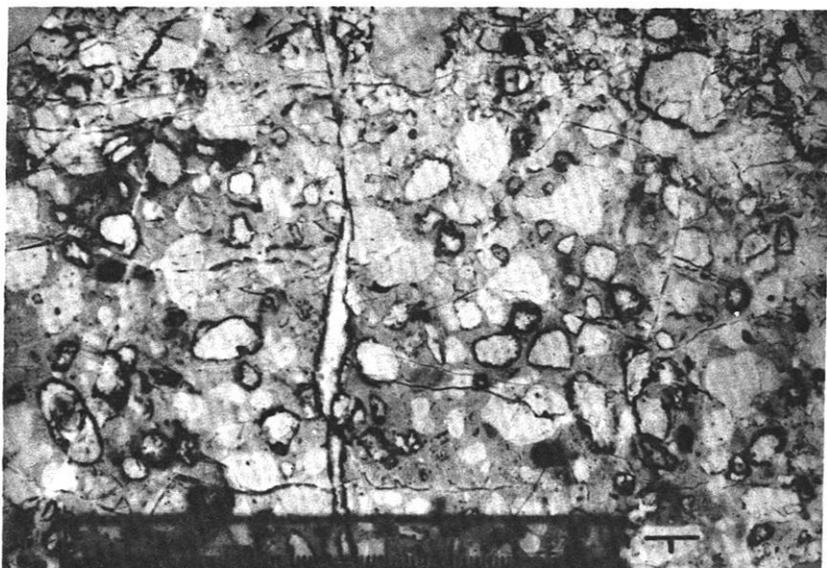


Abb. 16: Kälberstein-Bruch (ca. 40 m über Dach Halobia-Linse) Resedimentäre Brekzie organischer wie anorganischer Komponenten mit unterschiedlich intensiver Anlösung (mm-Maßstab, Anschliff)

Thixotropie

Über die physikalischen Eigenschaften unverfestigter Kalk-Schlamme existieren nur vereinzelt Daten. Die Boden-Mechanik beschäftigt sich weitaus intensiver mit tonigen Sedimenten. Die Untersuchungen von H.G.F. WINKLER (1938: 371) und BOSWELL (1949: 499; 1961: 38, 44) zeigen, daß wohl jedes feinkörnige, H_2O und organische Kolloide enthaltende Sediment imstande sein kann, den thixotropen Zustand anzunehmen (wobei der Grad der Thixotropie mit Abnahme der Partikel-Größe steigt). Diese reversible und bislang vernachlässigte Erscheinung, daß nämlich adsorptiv gebundenes H_2O auf Grund dynamischer Einflüsse plötzlich frei wird, ist allerdings vor allem bei jenen Mineralien ausgeprägt, die - wie die Ton-Mineralien - einen Schichten-Gitterbau besitzen.

Nach ACKERMANN (1948: 16) lassen sich folgende Konsistenz-Formen auch für Kalk-Schlamme aufstellen (in der Reihenfolge abnehmenden Wasser-Gehaltes):

flüssig - thixotrop - plastisch - fest.

Nimmt man also an, daß ein (unverfestigtes) Karbonat-Sediment irgendwann in seiner geologischen Geschichte den (eng begrenzten) thixotropen Zustand (S. 74) durchläuft, dann kann man auch mit gutem Grund im Gestein Erscheinungsformen erwarten, die einer solchen Wirkung auf das ehemalige Sediment zuzurechnen sind.

So führt beispielsweise GENGE (1958: 192) die Entstehung der obertriassischen Dolomit-Brekzien SW des Thuner Sees, Schweiz, auf solche kurzzeitigen Gefüge-Veränderungen des Substrates infolge seismischer Erschütterungen gegen Ende der Trias zurück.

Ich nehme als mögliche Deutung an, daß in den hier vorliegenden Gefüge-Bildern subaquatischer Rutschungen nicht unbedingt Systeme hoher Dichte und Viskosität zum Ausdruck kommen, wie KUENEN (l.c.) annimmt.

Diese Erscheinungen lassen sich ebenfalls - und vielleicht sogar verständlicher - als "Moment-Aufnahmen" eines thixotropen Mediums mit geringer Viskosität bei augenblicklicher Zustandsänderung in eine hoch-viskose Suspension deuten. In einem solchen Falle können auch größere Komponenten in einem thixotropen Bindemittel gehalten werden, ohne daß sich eine gradierte Schichtung ausbilden könnte.

Ich rechne mit normalerweise geringen Strömungsgeschwindigkeiten. Die Suspensionsströme dürften kaum eine nennenswerte Erosionswirkung besessen haben.

In Anlehnung an CROWELL (1957: 1004) kann man sich die Genese dieser resedimentären Brekzien wie folgt vorstellen:

Durch Meeresbeben wurde wasser-reicher Kalk-Schlamm thixotrop verflüssigt und auf dem geeigneten Ablagerungsgebiet gravitativ fortgeführt. Dabei muß es sich um einen Schlamm-Strom mit steif-plastischen Schlick-Geröllen gehandelt haben, dessen pelitisches Material dem größeren keinerlei Sortierung und Klassierung ermöglichte. Der Transport der Gerölle dürfte unter höchst schonenden Bedingungen in einer Suspension vor sich gegangen sein. Es hat sich dabei wahrscheinlich auch nicht um eine flächenhafte Erscheinung gehandelt, vielmehr um eine Art Schlamm-Mure, die sich linsen-förmig ausbreitete.

2. Brekzien der Bank 45 (Kälberstein-Bruch)

Brekzien-Bildung beschränkt sich nicht allein auf Resedimentationsvorgänge. Die in Folge 9 des Kälberstein-Bruches und auch an anderen Lokalitäten mit gebankter Fazies (z.B. im Draxlehen-Bruch) auftretende Erscheinung ist nicht allein auf Bank-Flächen von Kalksteinen, sondern auch auf Hornstein-Lagen zu beobachten.



Abb. 17: Kälberstein-Bruch (Bank 45 - cf. Abb. 20)

**Lokal zur Zeit verminderter Sediment-Akkumulation
zerrissenes und treppen-förmig abgeglittenes
Sediment-Areal einer Bank**

In Bank 45 des Kälberstein-Bruches lassen Bewegungen 2 Fugen-Systeme entstehen, die immer wiederkehren: Sie streichen zwischen 20 ... 50°, untergeordnet 150... 160°. Diese lokalen Scherungszonen (max. 4,50 x 2 m) beschränken sich jeweils auf eine einzige Bank und erzeugen ein teils wulstig-brekziöses, teils stufen-förmiges Relief (Abb. 17). Dabei kann sich die obere Bank in die untere eindrücken, ein Vorgang, der älter als die gleichfalls vorhandene Flaserung gewesen sein muß.

Auch einige andere Banke der Knollen-Flaserkalke lassen eine mehr oder minder brekziöse Struktur durch geringe Aufarbeitung am Meeresboden erkennen, wenn der Mergel-Anteil in den Zwischenlagen besonders hoch ist.

Ähnliche Verhältnisse beschreiben HORN (1914: 72) aus dem Ladin der Dolomiten und GARRISON & FISCHER (1969: 26) aus der Adneter Fazies.

Rezente Vergleiche geben LAUGHTON (1968: Fig. 4 ... 14), C.J.SHIPEK (in: BOUMA 1969: 304, 305, Fig. 6.2 C, Fig. 6.3 C).

3. Brekzierung der Halobia-Linse

während verschiedener Gleitvorgänge, vermutlich mit Kompaktion verbunden (S. 45).

Zement: Mosait

4. Brekzien innerhalb der massigen Fazies

Brekzierung braun-roter geflaserter Bänke innerhalb des massigen Anteiles des Bruches, zeit-gleich wohl mit der Flaserung.

Zement: Ton-Häute - Mergel-Kalk

Charakteristische Kennzeichen: eckige bis gerundete Komponenten (max. 2 cm ϕ), scharfe Grenze der tektonisierten Zone zum Nebengestein.

5. Polymikte Brekzien
.....

Bunte Brekzie am Hang unterhalb des Weges (?Fürstenstein-Weg), der vom Kälberstein-Bruch direkt zu dem großen Anwesen unterhalb des Bruches (?Fürstenstein) führt, ähnlich den polymikten Brekzien mit Gefügen, wie sie z.B. ZEIL (1955: Taf. 23,2 + 24,2) aus dem Cenoman Ruhpoldings beschreibt.

Kennzeichen:

helle und dunkle Komponenten verschiedener Größe (bis zu 4 cm), Herkunft (z.T. sedimentare Brekzien als Komponenten) und Form (insbesondere eckig).

Wahrscheinlich liegen hier karnische und norische Sedimente innerhalb einiger Spalten beieinander.

Zement: hell-roter Kalkschlamm und feines Sediment-Zerreibsel oder Mosait.

e) Kleinhöhlen

In der Regel sind alle Zwickel zwischen marinen Brekzien-Komponenten durch Kalk-Schlamm verfüllt. Im Kälberstein-Bruch ist dies besonders eindrucksvoll etwa 30 ... 40 m oberhalb der Halobia-Linse im massigen Teile der Abfolge zu sehen. Die Kleinhöhlen erreichen Längen von 5 cm und mehr.

Vom Kalk-Schlamm nicht erreichte Höhlungen wurden durch chemische Internanlagerung (Drusit vornehmlich) langsam geschlossen:

Sie wuchsen von außen nach innen durch Palisaden-Kalzit zu - es entstand das Drusit-Gefüge.

Die chemische Internanlagerung kann mehrfach durch Änderung des chemischen Gleichgewichtes oder durch Ausbleiben der gesättigten Lösung überhaupt unterbrochen werden. Dann können sich gebänderte Palisaden-Kalzit-Säume entwickeln, die möglicherweise auch auf eine Lösung bereits ausgeschiedenen Kalkspates zurückgehen. Oder aber Kalkpelit gelangt in eine noch offene Kaverne und füllt sie ganz oder teilweise aus (cf. CHOQUETTE & PRAY 1970).

Kleinhöhlen aus dem alpinen Bereich wurden z.B. von E.FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER (1963: 26) und JURGAN (1967: 68) beobachtet.

5. CaCO₃-Lösung

CaCO₃-Lösung i.w.S. läßt sich im untersuchten Gebiet in dreierlei Form nachweisen, und zwar als Ergebnisse sedimentärer sowie diagenetischer Vorgänge:

1. innerhalb der Wassersäule → ton-reiche Kalke
→ gebankte Kalke (bei periodisch verminderter Karbonat-Akkumulation)
2. am Meeresboden → Subsolution (im Lockersediment sowie im bereits verfestigten)
3. innerhalb des Gesteines → Druck-Lösung (kenntlich an Flaserungszonen und Stylolithen).

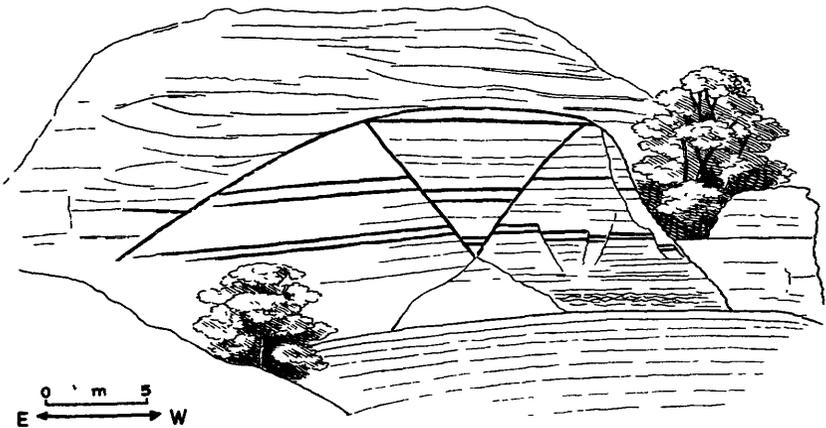


Abb. 18: Ober-norische, typisch gebankte Knollen-Flaserkalke im Wand-Anschnitt hinter der Wallfahrtskirche "Maria" in Dürrnberg bei Hallein

Stich aus HALLER (in: SCHAFFHÜTL 1851: Taf. 39)

a) verminderte Karbonat-Sedimentation - Bankung

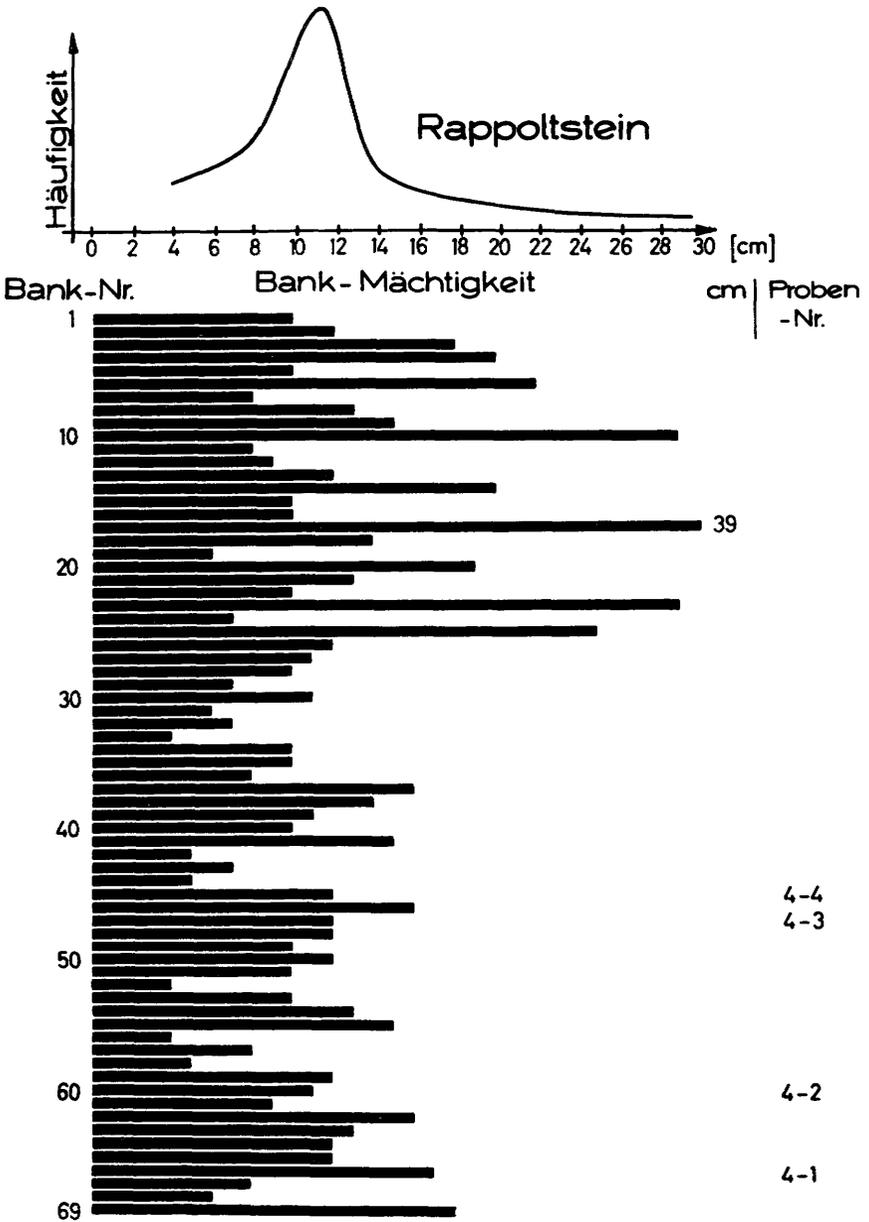
K e n n z e i c h e n

Die gebankte Hallstätter Fazies ist gekennzeichnet durch eine alternierende Folge mittel-bankiger Kalk-Bänke und laminiertes bis dünn-schichtiger Kalk-Mergel (im folgenden einfach "Mergel" genannt) (Abb. 18...20):

Lokalitäten	Zahl der Bänke	Gesamt-Mächtigkeit (m)	Bank-Mächtigkeiten (cm)		
			\bar{x} arith. Mittel	Variationsbreite	M Modalwert
Kälberstein-Bruch:					
Bank 1...51	51	16,70	33	3...>100	(25)>30
" 52...130	79	8,76	11	5...26	10
Kälberstein-Weg	52	13,58	13,5	3...71	11
Draxlehen-Bruch	128	20,21	14,5	3...40	12
Rappoltstein	69	12,23	12	4...39	11

Analog der Darstellungsweise von SEIBOLD (1952: Beil.) können mühelos Maxima, Minima und Durchschnittswerte von Bank-Mächtigkeiten erkannt werden (S.63f.). Aus den Häufigkeitsverteilungskurven lassen sich gleichzeitig die Modalwerte ablesen: Dicken-Maxima liegen zwischen 10 und 12 cm sowie bei 18 cm (Draxlehen-Bruch) und 25 cm (Kälberstein-Bruch); in den letzten beiden Gruppen sind wahrscheinlich mehrere dünne Bänke zusammengefaßt, die sich im Einzelnen nicht erfassen lassen. Im höchsten Teile des Kälberstein-Bruches nimmt die Bank-Mächtigkeit \pm kontinuierlich nach oben hin zu (S. 65).

Die Diagramme "Draxlehen-Bruch" (S. 65) und - insbesondere - "Rappoltstein" (S. 63) zeigen neben dem gewöhnlichen Kalk/Mergel-Rhythmus noch einen 2. Rhythmus. Und zwar können jeweils 8 bis 10 Bänke zu solch einem Groß-Zyklus zusammengefaßt werden.



D e u t u n g

Benthonische (insbesondere sessile) Foraminiferen sind - unabhängig von ihrer stratigraphischen Stellung - fast ausschließlich auf die gebankte Fazies beschränkt (cf. E.&I. SEIBOLD 1958: 736). Folglich ist der sedimentäre Lagenbau primär angelegt. Er ist auf periodisch wirkende Ursachen zurückzuführen: Sowohl

1. periodische Änderungen der Zufuhr detritischer Materiales wie
2. periodische Änderungen der Kalk-Produktion und/oder -Sedimentation oder -Lösung

sind denkbar.

Der mineralogische Bestand (S. 85) sowie das Gesteinsgefüge (S.72) der Mergel-Zwischenlagen sprechen für Veränderungen im Karbonat-Haushalt des Sedimentationsmilieus.

Die Ablagerungstiefe der Hallstätter Karbonate dürfte nicht wesentlich größer als 200 m gewesen sein (S.147). Der in dieser Tiefe heute und wohl auch in der Trias herrschende hydrostatische Druck reicht nicht aus, durch erhöhte CO_2 -Dissozitation beträchtliche CaCO_3 -Mengen zu lösen.

Zudem: "Die Sättigungsverhältnisse am Boden der Flach- und Schelfmeere können bei der geringen Tiefe und der starken Mischung meist als identisch mit den Verhältnissen an der Oberfläche angesehen werden" (WATTENBERG 1937: 243).

Auch eustatische Meeresspiegel-Schwankungen infolge epirogenetischer Bewegungen scheiden als Anlaß aus (s.u.).

Da in der ostalpinen Ober-Trias keine grundlegende Klima-Änderung bekannt ist, muß man auf periodische Temperatur-Änderungen schließen. Demnach entsprechen die Kalk-Bänke als Zeugen rascher Sedimentation wärmeren Zeiträumen, während die Mergel-Zwischenlagen folglich das Ergebnis langsamer Akkumulation in kälteren Perioden widerspiegeln.

Schwache Meeresströmungen haben wohl zumindest den detritischen Ton-Anteil geliefert. Auch die gute Durchlüftung spricht für boden-nahe Wasser-Bewegungen.

Die für einen solchen Rhythmus notwendigen Energie-Wechsel brauchen also nicht zeit-bezogen, sondern nur auf den Ablagerungsraum beschränkt gewesen zu sein.

Ein rezentes Beispiel für Bankung in situ deutet sich vermutlich sogar in dem bei Tiefsee-Bohrungen im südlichen Atlantik festgestellten Phänomen an: "In many of the cores, the older and deeper sediments contain calcareous material, whereas more recent material was deposited at deeper depths (?-J.R.), and has ended up as clay" (HAMMOND 1970: 521).

Mag nun auch das Klima "always a tempting hook on which to hang one's hat" (DAVIES 1967: 1185) sein, so bietet das Hydroklima (= physiko-chemischer Zustand des Meerwassers) m.E. doch die zwangloseste Erklärung.

Dagegen setzen Veränderungen der Ablagerungstiefe, wie sie HALLAM (zuletzt in DUFF et al. 1967: 177) mit Hilfe eustatischer Meeresspiegel-Schwankungen infolge epirogenetischer Bewegungen annimmt, ein tektonisch recht unruhiges Bild voraus.

Überschlagsrechnungen ergeben für die ober-triassische Karbonat-Fazies eine Sedimentationsdauer von wenigstens 100 Jahren für 1 mm Gestein. Auf etwa die gleiche Größen-Ordnung kommen GARRISON & FISCHER (1969: 22) im faziell ähnlichen alpinen Jura (im Gegensatz ca. 7 mm Gestein in 100 Jahren für die gesamte Trias; vgl. auch SCHWARZACHER 1948: 35).

Das Gefüge der Mergel-Lagen ist kein Subsolutionsgefüge (s.u.). Folglich kann der Vorgang der Karbonat-Reduktion auch nicht das bereits sedimentierte Substrat betroffen haben. Ein Teil des CaCO_3 ging entweder nach seiner (anorganischen) Ausfällung in höheren Meeresbereichen (aber vor Erreichen des Meeresgrundes) wieder in Lösung - oder es kam a priori auf Grund eines erhöhten CO_2 -Gehaltes zur verminderten Karbonat-Produktion.

In Abhängigkeit vom Relief und von kalten Boden-Strömungen mit einem überdurchschnittlich hohen freien CO_2 -Gehalt, muß zeitweilig sogar Kalk-Lösung am Meeresboden stattgefunden haben - eine Erscheinung, die wir als Subsolution bezeichnen (typische Kennzeichen vgl. JURGAN 1969: 481 ... 485).

b) S u b s o l u t i o n

Subsolutionskrusten habe ich nur an einer einzigen Stelle in den ober-norischen gebankten Rotkalken des Reingrabens bei Dürrnberg (S. 30) beobachtet.

Die Krusten bestehen aus Goethit mit den typischen Produkten eines Kondensationshorizontes, z.B. zahlreichen detritischen Quarzen. Zudem können unter- wie oberhalb solcher Subsolutionsflächen Fossilien angereichert auftreten.

Auf den Dach-Flächen der Bänke A und B treten "blumenkohl"-artige Foraminiferen-Bauten auf - ein Zeichen geringer Sediment-Akkumulation in O_2 -reichem Milieu und gleichzeitig ein Beweis für einen submarinen Hartboden ("hardground").

Es bildeten sich mindestens 4 Subsolutionshorizonte übereinander. Innerhalb dieser Zyklen nimmt die Tendenz der Lösungsfähigkeit von unten (ca. 0,5 mm dicke Kruste) nach oben stetig ab. Daran ist m.E. erkenntlich, daß sich hier 2 Systeme überlagern: nämlich

- ein Sedimentationsrhythmus und
- eine abnehmende Kalk-Löslichkeit.

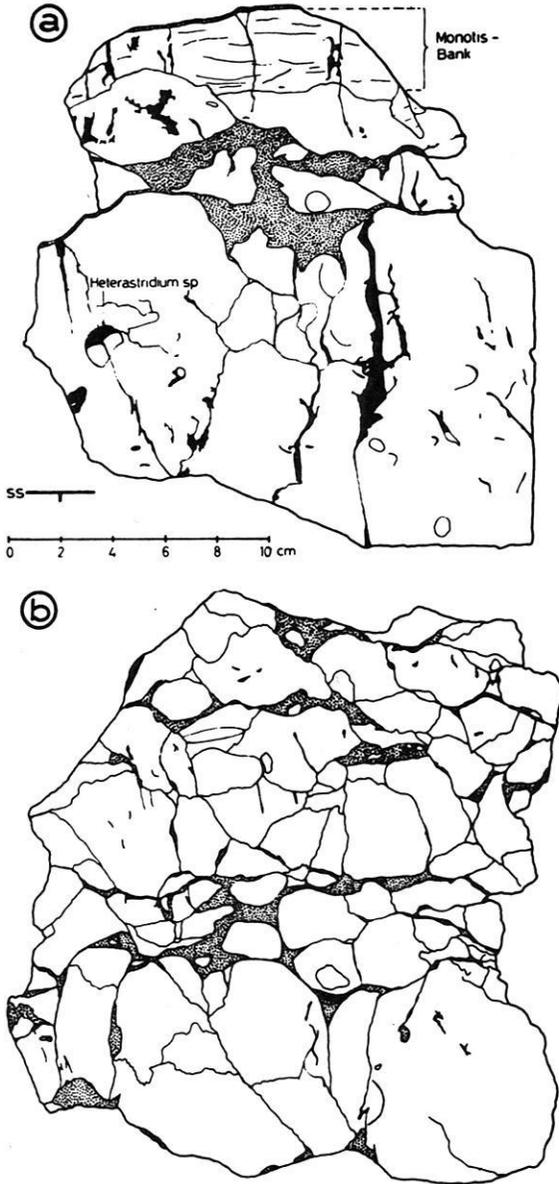


Abb. 21: Knollenfaserkalk-Gefüge aus dem Kälberstein-Bruch
Fig. a) Bänke 10 (Monotis-Bank) und 11
Fig. b) Bank 19 (z.T.)
(punktiert: Kalkmergel-Anreicherungen der Faserungszonen)

c) Druck-Flaserung

Weitaus größeren Einfluß auf Aussehen und Gefüge der gebankten Hallstätter Gesteine hatte Kalk-Lösung durch Druck. Phänomene sind:

1. Flaserungszonen
2. Stylolithen und Suturen.

Eine Übersicht über diagenetische Druck-Lösungserscheinungen gaben TRURNIT (1967) und JURGAN (1969: 478). Der Prozeß der Druck-Flaserung wird hier nur gestreift, da ihm eine eigene Arbeit vorbehalten ist. - Stylolithen und Druck-Suturen wurden bereits von G.WAGNER (1913: 126) gedeutet und neuerdings von PARK & SCHOT (1968: 175) eingehend erörtert. Ich beschränke mich hier auf die Druck-Flaserung und verweise wegen Stylolithen auf die Abb. 22 und 23.

D e f i n i t i o n

Folgendes (stark gekürztes) Modell der Druck-Flaserung wurde zusammen mit meinen Kollegen am hiesigen Institut, Herrn Dr.H.JURGAN und - insbesondere - Herrn Dr.F.KUBANEK, erarbeitet:

Unter Druck-Flaserung verstehen wir jenen physiko-chemischen Vorgang innerhalb von Kalk/toniger Kalk-Wechselfolgen, bei dem es unter (statischem) Auflast-Druck in Abhängigkeit vom Schichtsilikat-Gehalt (und/oder evtl. vom Gehalt organischer Substanz) sowohl zur Druck-Lösung von vorwiegend CaCO_3 entsprechend des RIECKESchen Prinzips unter Volumen-Verminderung als auch zu Teilbewegungen durch Scherung kommt. Gleichzeitig können Mineralien neu gebildet werden (u.a. Dolomit, Quarz, Chlorit).



Abb. 22: Kälberstein-Bruch (Bänke 10 (Monotis-Bank) und 11)
Flaserungszone - scharfer Kontakt der Monotis-Bank
(Klüfte!) (cf. Abb. 21, Fig. a)



Abb. 23: Kälberstein-Bruch (Bank 19 z.T.)
Knollenfaserkalk-Gefüge (cf. Abb. 21,
Fig. b)
(Anschliff, mm-Maßstab)

Dieses Modell ergab^{en} u.a. folgende

K e n n z e i c h e n (vgl. auch Abb. 21):

Das Makrogefüge läßt sich am ehesten durch sog. "Flaserungs-
zonen" beschreiben, die als Bank-Fugen mit "mergeliger
Matrix" den Kalk-Bänken zwischengeschaltet sind. Ihre
Abmessungen und Abgrenzungen können unregelmäßig sein;
maximal messen sie mehrere Zentimeter. Typisch ist das
in einzelne Knollen aufgelöste Gefüge der unmittelbar
benachbarten Kalk-Bänke (cf. SCHWARZACHER 1948: 21).
Diese Knollen können linsig zerscherte Ammoniten-Indivi-
duen sein. Ton-Zwischenmittel füllen die Zwickel zwischen
den Knollen aus und können sich stellenweise verdicken.

Einkristalle von Echinodermen oder auch Muschel-
Klappen machen - in das Gefüge eingeschlichtet - einen
prozentual höheren Anteil aus als in der Grundmasse der
Kalk-Knollen.

Innerhalb des Mikrogefüges lassen sich die Zwischenlagen
in einzelne Flasern mit einer Dicke von etwa 1μ aufglie-
dern. Die Flasern selbst bestehen gewöhnlich aus Ton-
Mineralien, denen sich - je nach Ausgangsmaterial - noch
weitere Partikel (meist detritischer Herkunft) zugesellen
können.

Im Bereich der Flaserungszonen und deren näherer Umgebung
finden sich idiomorphe Dolomit-Rhomböeder, mit ihren
längeren Durchmessern in das Gefüge eingeregelt.

Der wesentliche geochemische Unterschied zwischen Kalk-
Bank und Mergel-Zwischenlage besteht im Karbonat-Gehalt:
Er ist in den durch Druck gelösten (d.h. geflaserten)
Zwischenlagen etwa 20 Gew.-% niedriger als in den Kalk-
Knollen, erweist sich jedoch mit durchschnittlich 70
Gew.-% Karbonat nach wie vor als Mergel-Kalk.

D e u t u n g

Die Druck-Flaserung mag nach folgendem Muster ablaufen:

1. Ein primär angelegter Lagenbau mit unterschiedlichen Tonmineral-Gehalten wird entsprechend dieser Gehalte unterschiedlich stark und rasch (S. 80) kompaktiert, zementiert und lithifiziert.

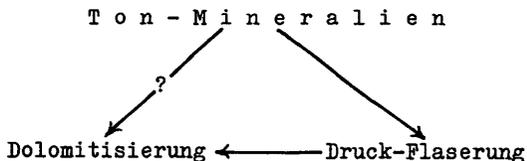
2. Wegen dieser unterschiedlichen mechanischen Kompetenz der beiden Primärsedimente erfolgt allein im Bereich der dünnen Mergel-Zwischenlagen der physiko-chemische Prozeß der Druck-Flaserung.

3. Der hierzu notwendige Druck ist eine Funktion der Sedi-ment-Auflast. Mit steigender Druck-Lösung nimmt auch die Kompetenz der Primärsedimente weiter zu, wodurch sich das Druck-Verhalten im Kleinbereich seinerseits ändert.

4. Die Druck-Lösung reichert Mg (neben der Nichtkarbonat-Phase) relativ an, während Ca gleichzeitig weggeführt wird: In der Flaserungszone wachsen je nach Intensität der Druck-Flaserung mehr oder ^{weniger} große und zahlreiche (nicht-stöchiometrische) Dolomit-Kristalle.

5. Der gesamte Prozeß der Druck-Flaserung beginnt wahrscheinlich im frühdiagenetischen Stadium des Kalkes und endet im spätdiagenetischen Stadium des Mergels (S.74).

6. Die Stärke der Druck-Flaserung ist u.a. vom Schichtsilikat-Gehalt (besonders Illit) abhängig, so daß sich folgendes Schema ergibt:



6. Weitere diagenetische Veränderungen

a) Verdrängung durch SiO₂

In den Profilen der Steinbrüche beim Draxlehen und Schnitzhof sowie u.a. am Kalvarien-Berg bei Lofer stehen gebankte Knollen-Flaserkalke an, deren Bänke in unregelmäßiger Folge Hornstein-Knollen oder -Lagen enthalten. Deren Dach- und Sohlflächen entsprechen formal genau den Flächen der Kalk-Bänke.

Die Hornstein-Knauern liegen insbesondere in der Mitte der Bänke, bisweilen auch an deren Basis oder im Dach. Im ersten Falle handelt es sich vorzugsweise um Lagen von einander losgelöster Knollen; in den anderen um meist dünne Hornstein-Schichten, die sich mit ihren Oberflächen den Nachbar-Bänken anpassen, ohne ihre eigene Dicke wesentlich zu verändern (Abb. 24).

Nach außen hin grenzt das umgebende Karbonat-Gestein die Knollen ohne Übergang scharf ab. Dieser Grenzbereich fällt häufig mit einer Druck-Lösungszone (gekennzeichnet durch Flaserung oder Suturen) zusammen.

Die Substanz der Knollen ist zumeist nur eine feinkörnige Chalzedon-Grundmasse (4 ... 8 ... 10 μ) mit größeren kugelig-radialen Einsprenglingen (80 μ). Stellenweise "schwimmen" zudem in dieser SiO₂-Grundmasse Klumpen oder gang-förmige Gebilde unterschiedlicher Größe und Form. Es handelt sich dabei in der Regel um feinkörnige Verwachsungen des die Knollen äußerlich begleitenden Kalk-Karbonates mit seiner Fauna und fein verteiltem SiO₂. Partiiell ist im Innern dieser Brocken der Mikrit unverändert erhalten. In Korn-Zwickeln hat sich Zinkblende (ZnS) ausgeschieden.

CaCO₃-Klüfte verschiedener Generationen durchsetzen das Gestein. In den Knollen selbst entstehen nur Spalt-Risse ohne Kalzit. Diese erste "tektonische" Beanspruchung muß relativ frühzeitig erfolgt sein, da der (bereits verfestigte!) Hornstein als Grus z.T. im Kalk-Sediment schwimmt. Außerdem ist letzteres stellenweise in Klüfte eingedrungen.

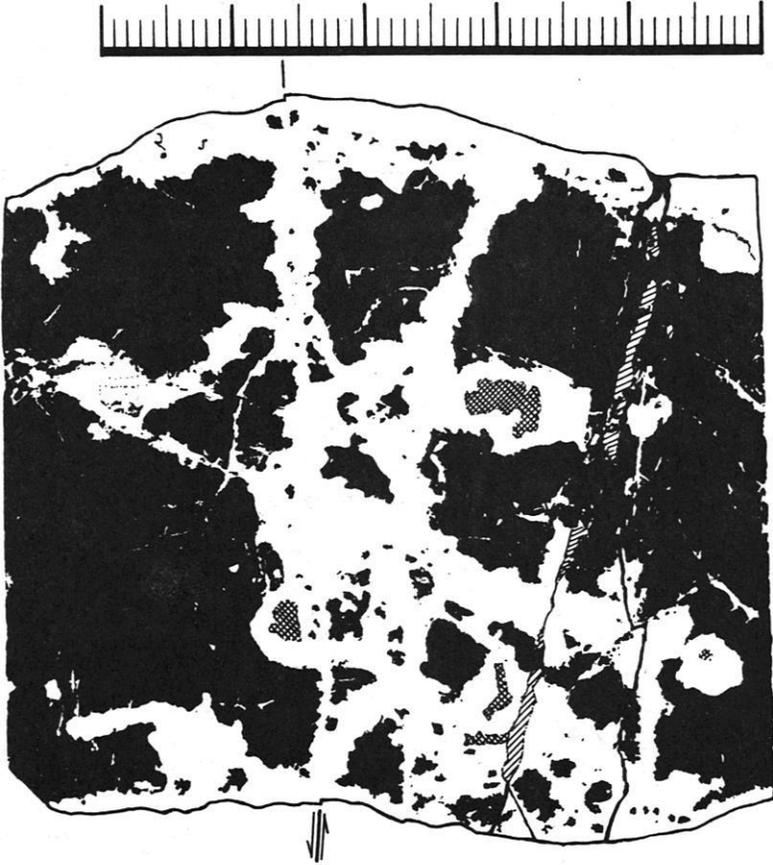


Abb.24: Draxlehen-Bruch (Bank 85, cf.Abb.20)

Querschnitt durch eine Hornstein-Lage aus roten
(?ober-) karnischen Knollen-Flaserkalken

schwarz: Hornstein

weiß: $\text{CaCO}_3/\text{SiO}_2$ -Übergangsbereiche, gebunden an
Deformationsgefüge; (+ Sprünge im SiO_2)

Kreuz-Schraffur: Reste des karbonatischen
Ausgangssedimentes

Schraffur rechts: junges Mosaik-Kluftsystem

(mm-Maßstab)

Kennzeichnend für die Übergangsbereiche zwischen Sediment und SiO_2 (cf. A. WINKLER 1925: 435!) ist an manchen Stellen eine ganz charakteristische Struktur: Entlang einzelner Klüfte-Systeme und Flaserungsbereiche (mit Dolomit!) sowie an deren Schnitt-Flächen haben sich nämlich häufig noch unberührte Karbonat-Brocken erhalten (Abb. 24).

Die Anlage der Klüfte ist jünger als die Druck-Flaserung der Bänke. Außerdem füllt in der Monotis-Linse (MF Hk 2) des bunten Ziller Steinbruches Chalzedon die Rest-Lumina zwischen Monotis-Klappen aus. CaCO_3 und SiO_2 verzahnen sich hierbei innig: SiO_2 "zerschnitzelt" CaCO_3 -Rhomboeder, dessen Relikte insel-förmig im Chalzedon "schwimmen" - ein Muster-Beispiel metasomatischer Verdrängung.

In jedem Falle liegen wand-ständige Chalzedon-Fasern (25μ) vor, die sich entlang einer zentral zwischen beiden Außenflächen gelegenen Ebene treffen. Zuletzt werden wohl die Pellets silifiziert. Die ursprünglichen Korn-Größen des CaCO_3 werden meist vom Chalzedon beibehalten; eine Kornvergrößerung hat anscheinend nicht stattgefunden. Deshalb lassen sich größere Fossil-Reste - Radiolarien, Foraminiferen, Echinodermen- und Schalen-Detritus - innerhalb der SiO_2 -Matrix einwandfrei identifizieren.

Die Frage nach der Herkunft des verdrängenden SiO_2 muß offen bleiben.

Es sprechen für eine Verdrängung des Kalkes durch SiO_2 :

1. mikritische Klumpen mit einer Übergangszone zwischen Kalk und SiO_2
2. verkieselte Klappen, Echinodermen-Reste und andere Faunen-Bestandteile innerhalb der Übergangszone wie der eigentlichen SiO_2 -Grundmasse
3. die Existenz eines von innen nach außen (zentripetal) fortschreitenden Ausfällungsvorganges.

Grob-körnige Aggregate verkieselnen leichter als feinkörnige.

Übersicht der geschilderten Vorgänge in zeitlicher Reihenfolge:

1. Kalkschlamm-Sedimentation
2. Verdrängung von CaCO_3 durch SiO_2 in bestimmten Horizonten und nach bestimmten Gesetzmäßigkeiten, wie z.B. der Wegsamkeit (über eine $\text{CaCO}_3/\text{SiO}_2$ -Zwischenschicht). Wohl/^{z.T.}gleichzeitig beginnende Flaserung
3. Zertrümmerung der lithifizierten Knollen durch CaCO_3 -Klüfte mit Zinkblende
4. Verschmieren der Klüfte an den Knollen-Rändern durch weiter gehende Druck-Flaserung.

b) Kompaktion - Lithifikation

Der Poren-Raum eines Sedimentes ist mit Wasser gefüllt. Im Laufe der Alterung wird das intergranular gebundene Wasser abgegeben. Das Sediment erfährt hierdurch eine Volumen-Verminderung, auch Setzung oder Kompaktion genannt

Meist ist in den ton-armen Hallstätter Karbonaten der massigen Fazies eine mechanische Kompaktion überhaupt nicht nachzuweisen (cf. Abb. 14). Ich rechne deshalb mit einer sehr frühen Lithifikation dieser Sedimente (ähnlich: KREBS 1969: 289, PURSER 1969: 217, ZANKL 1969 b: 248).

Dagegen sind in den ton-reichen Gesteinen der ober-norischen Subsolutionsskalke des Reingrabens (Abb. 25) die stromatolith-förmigen Foraminiferen-Krusten an manchen Stellen stark kompaktiert.

Ausmaß und Schnelligkeit der Kompaktion richten sich vor allem nach dem Rückstandsgehalt - also nach der Ton-Komponente Illit (ZANKL op.cit.: 250). Nach den hier vorliegenden Untersuchungen beginnt die entsprechende Kurve der Kompaktion zwischen 3 und 4 Gew.-% säure-

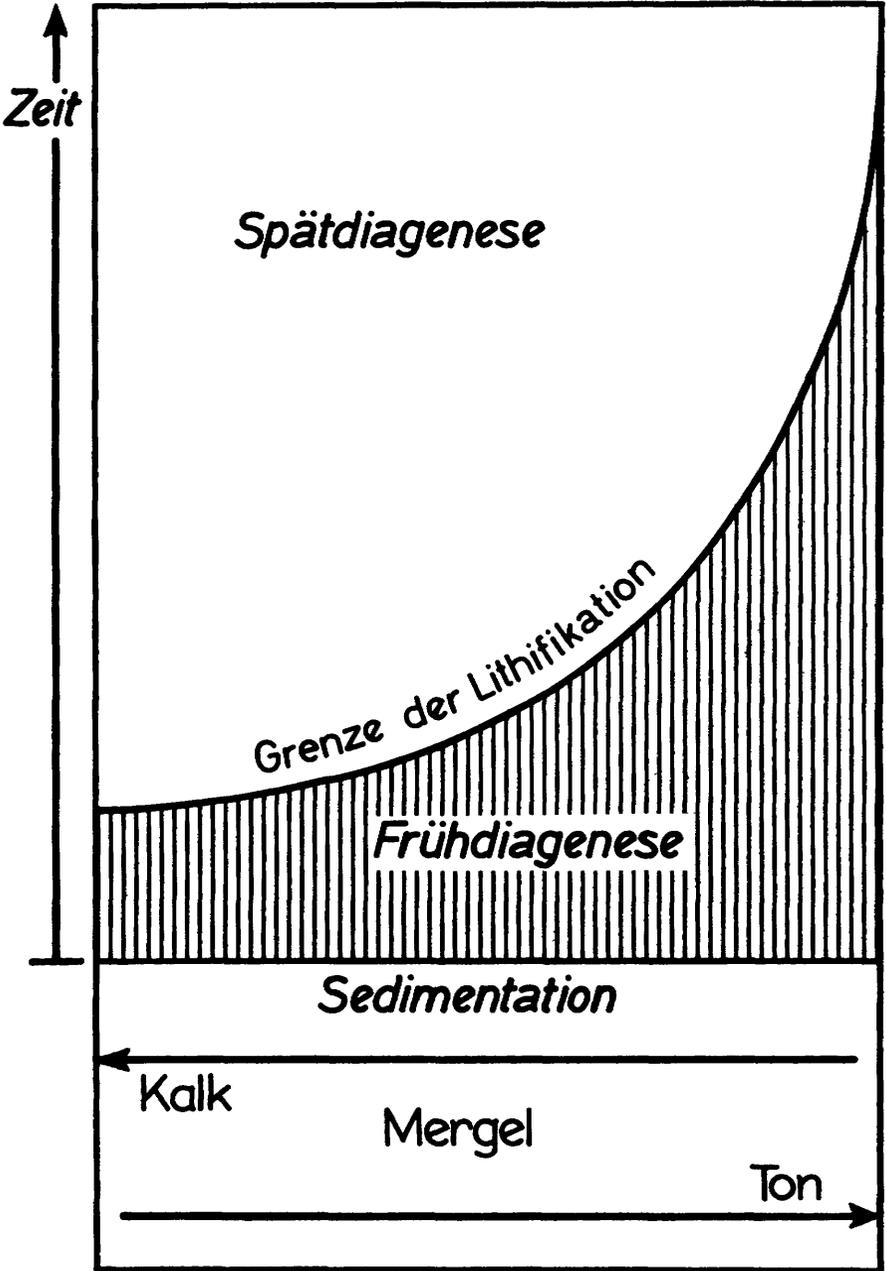


Abb. 25: Schema des zeitlich unterschiedlichen Ablaufes der Lithifikation von Sedimenten ungleichen Karbonat-Gehaltes nach ursprünglich gleichzeitiger Ablagerung

unlöslichen Rückstandes. (Die Differenz von 1 ... 2 % im Vergleich zu den Werten bei ZANKL dürfte auf unterschiedlichen Analysen-Gängen beruhen.)

Abb.25 zeigt schematisch den zeitlich unterschiedlichen Verlauf der Lithifikation als Funktion des Ton-Gehaltes. Die Kurve der Lithifikation wurde deduktiv entworfen und soll die Richtung der Gleichgewichtsverschiebung durch Erhöhung des Rückstandes bei Karbonaten sichtbar machen, mag auch der (wahrscheinlich indirekte) Einfluß des Ton-Gehaltes auf diesen diagenetischen Vorgang sicher nicht der einzige sein.

Das bedeutet z.B., daß innerhalb einer Ton/Kalk-Wechselfolge ein jüngeres Karbonat-Sediment bereits verfestigt sein kann, während der unterlagernde Ton noch plastisch-verformbar ist. Auf diese Weise könnten beispielsweise schicht-parallele Gleitvorgänge mechanisch zu erklären sein. Außerdem ist denkbar, daß die Druck-Flaserung solche noch plastisch-verformbaren Bereiche hohen Ton-Anteils besonders stark erfaßt.

c) Kluft-Bildung

In den ober-triassischen Hallstätter Karbonat-Gesteinen ist früh- wie auch spät-diagenetische Kluft-Bildung mehrfach zu beobachten (siehe auch SCHWARZACHER 1948: 31f.).

Die ältesten Rupturen entstanden im Zusammenwirken mit submarinen Rutschungen und Gleitungen von Sediment-Massen oder durch einfachen gravitativen Überlagerungsdruck auf untermeerischen Hängen (S.56ff.).

Solche Rupturen machen sich vornehmlich auf Bank-Flächen von Kalken und Hornstein-Lagen bemerkbar. Sie sind in der Regel nicht mit disjunktiven Dislokationen verbunden, die an Kalzit-Klüften kenntlich wären, sondern mit kompressiven in Form von stufen-förmigen Abschiebungen. Frühdiagenetische Dehnungsspalten sind zumeist mit Sediment verfüllt (S.46, 58; Abb. 13 a).

7. Farben

Nach A.G.FISCHER (1963: 287) ist die rote Farbe kein Fazies-Indikator für tropisches oder subtropisches Klima und in Kalken auf isomorph eingebautes Fe-Karbonat zurückzuführen.

Da Goethit sich im Laufe geologischer Zeit zu Hämatit entwässert, mag manche Rotfärbung von Sedimenten ursprünglich eine Gelbfärbung gewesen sein, die sich erst im Laufe diagenetischer Umwandlungsprozesse in ihr heutiges Farbbild umgeformt hat. Dieser Prozeß mag bereits innerhalb wasser-gesättigter Sedimente oberflächennah ablaufen, vielleicht schon früh-diagenetisch, eine Möglichkeit, die erklärt, warum kaum gelbe limonitische Sedimente aus geologischer Zeit bekannt sind.

Während also Hämatit für die Rotfärbung verantwortlich gemacht werden kann, ist die Grünfärbung Ton-Mineralien zuzuschreiben. Die violette Färbung geht möglicherweise auf Ti-Hämatit zurück.

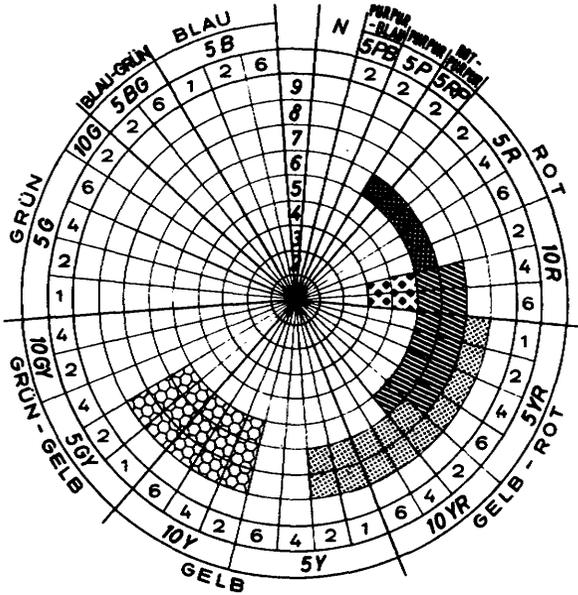
Die Gesteinsfarben wurden durch Vergleich frischer und angefeuchteter Bruch-Flächen mit den auf der Rock-Color Chart (1963) dargestellten Farben ermittelt.

Diese Farbrose ist radial in 11 Sektoren, entsprechend den 11 großen Farbgruppen (mit ihren Intensitäten oder Sättigungsgraden) und konzentrisch in 9 Ringe, entsprechend den 9 Farbwerten oder -helligkeiten geteilt. Diese Farb-Werte nehmen vom Zentrum (= N1 : schwarz) zur Peripherie hin (= N9 : weiß) ab; die Kreis-Ringe 1 und 9 sind also allein den Farb-Werten "schwarz" und "weiß" vorbehalten.

So ergibt sich für jede stratigraphische Einheit ein eigenes Typfarben-Diagramm.

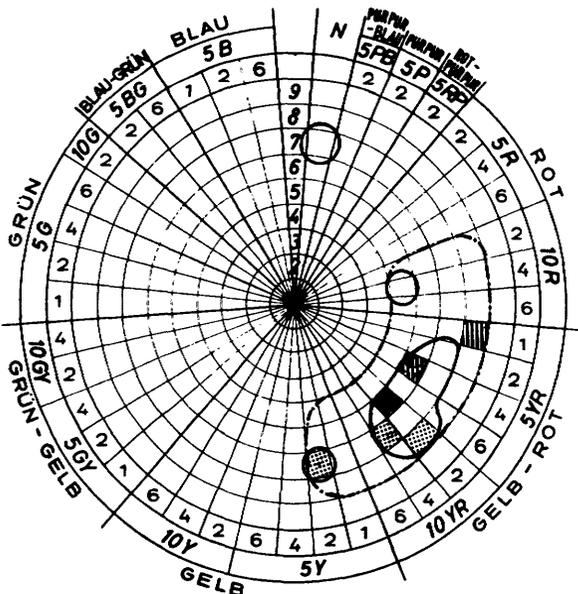
Auf Abb.26 sind die Farbtöne 5 typischer Gesteinsfarben auf einer Farbrose dargestellt. Die untere Farbrose der Abb.26 veranschaulicht die Farbbereiche, in denen Hallstätter Gesteine der Ober-, doch auch der Mittel-Trias anzutreffen sind:

typische Gesteinsfarben



-  violette Farbtöne
-  rötliche "
-  bräunliche "
-  gelbliche "
-  grünliche "

Hallstätter Kalk-Gesteine

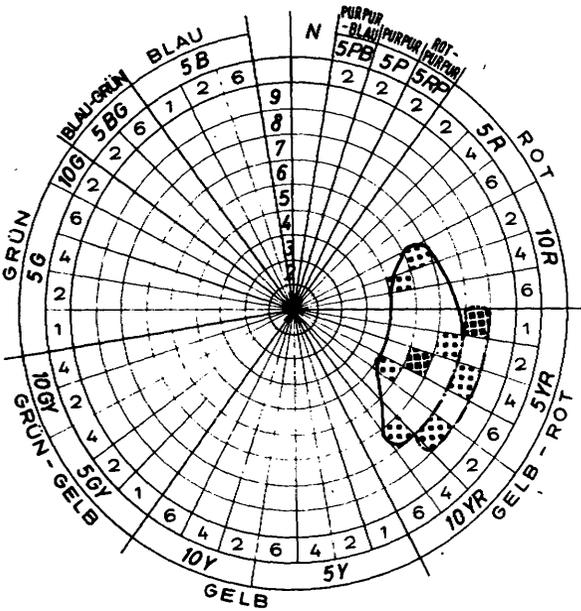


-  Gesteine, naß
- Grundfarben der
-  Ober - Trias
-  Mittel -
-  Säurerückstände, trocken

Abb. 26

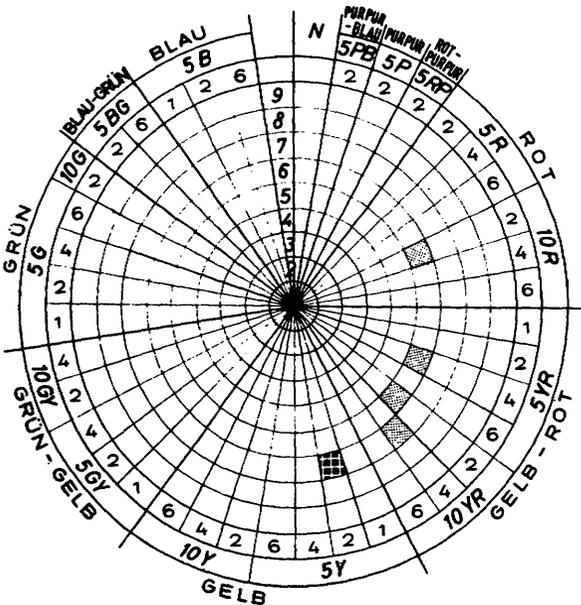
Kälberstein - Bruch

-  gebankte
 -  massige
- } Fazies
- Karn ... Nor



Farbverteilung

-  > 25 %
-  11... 25 %
-  1 ... 10 %



Rappolt - Stein

Karn ... Nor

Rötliche und gelbliche Farbtöne herrschen vor. Die typischsten Farben (hier "Grundfarben" genannt) sind hell-graue bis hell-braune Farbtöne. Charakteristisch ist, daß die Farbpalette der Säure-Rückstände in trockenem Zustande viel kleiner ist als jene der nassen Gesteine. Grünliche Farbtöne treten bei den untersuchten Hallstätter Gesteinen nicht auf (siehe SCHWARZACHER 1948: 37).

Abb.27 zeigt die Farbverteilung von Hallstätter Kalken des Kälberstein-Bruches wie des Rappoltsteines. Deutlich und ausgeprägt kommt der lithologische Farbwechsel zwischen massiger und gebankter Fazies zum Ausdruck: die gelblichen Farbtöne der Massenfazies an der Peripherie, die rötlichen der gebankten Fazies mehr zum Zentrum hin. Neben vornehmlich gelbliche Farbtöne treten am Rappoltstein rötliche und violette.

C. Geochemischer Teil

=====

1. Identifizierung des Mineral-Bestandes mit Hilfe der
 - a. Röntgen-Diffraktometrie
 - Debye-Scherrer-Methode
 - Textur-Präparate (nach WARSHAW & ROY 1961)
 - b. Differential-Thermoanalyse (vgl. MACKENZIE 1970)
2. Bestimmung des Element-Bestandes mit Hilfe der
 - a. Röntgen-Fluoreszenz-Spektroskopie (vgl. SCHIRMER 1969: 18)
 - b. Atomabsorptionsspektrophotometrie
 - c. Titrations (nach E. MERCK AG. 1968, G.MÜLLER 1956: 334, J.L.DULEMBA 1963: 65ff.)

1. Nachgewiesene Mineral-Phasen und ihre Entstehung

Genetische Ordnung der belegten kristallinen Phasen, in quantitativ fallender Reihenfolge:

1. Säure-unlöslicher Rückstand Illit (Muskovit)
+ Stylolith-Bestege : Kalzit z.T. - Dolomit
z.T. - Siderit z.T.
Goethit - Hämatit
Quarz - Chalzedon
Kaolinit - Chlorit
Wechselagerungsmineralien
Feldspäte
bisweilen: Glaukonit
Pyrit
Anhydrit
Apatit
Magnetit
Jakobsit
2. Krusten (cf. Abb.28) : Goethit - Hämatit
Illit
(Kalzit)
kein Dolomit
3. Flaserungszonen (cf. Abb.28): Dolomit - Kalzit
Illit
Feldspäte
Siderit

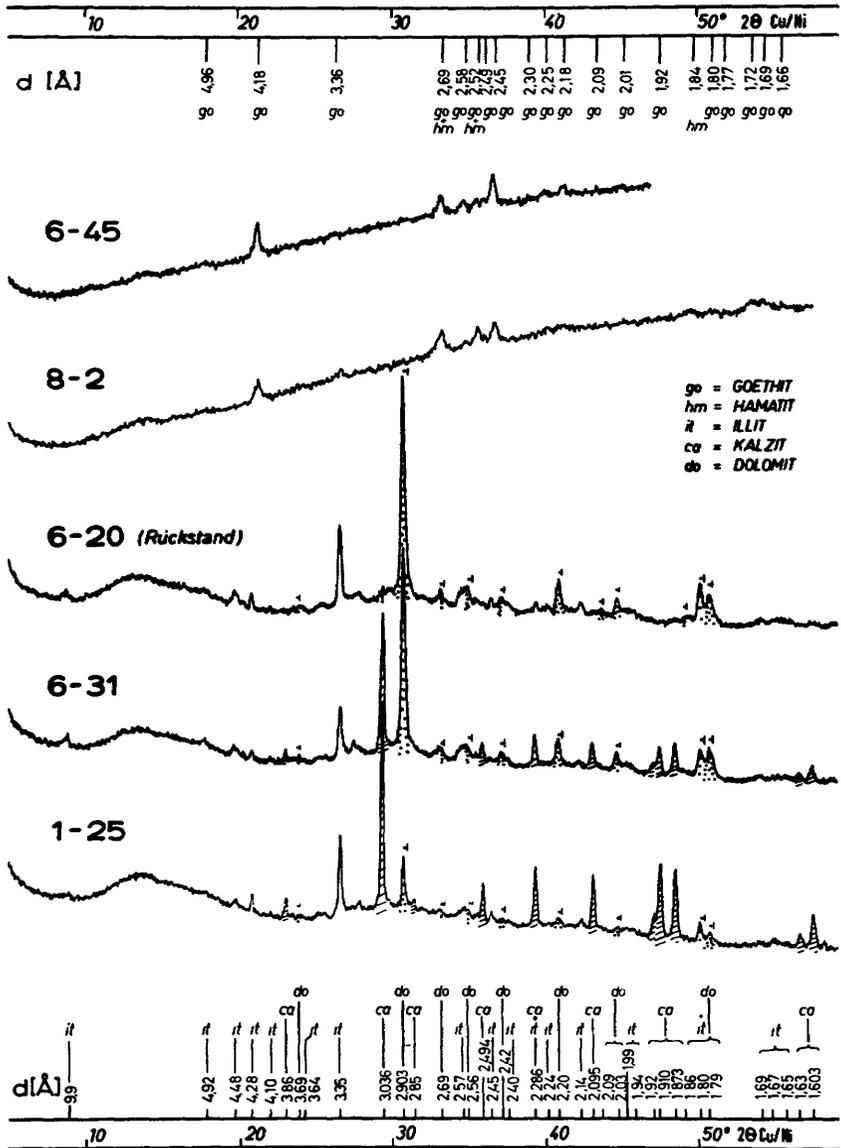


Abb. 28: Diffraktometer-Pulverdiagramme einiger typischer Hallstätter Gesteinsanalysen (mit Ausnahme der Probe 6-20)

Aus dem säure-unlöslichen Rückstand (Abb. 3) wurden nach den üblichen Methoden ausgesondert und bestimmt:

Illit	Muskovit	Korund
Glaukonit	Biotit	Goethit
Chalzedon	Apatit	Pyrit
Quarz	Turmalin	Hämatit
Kalzit	Hornblende	Magnetit
Dolomit	Granat	

Ungewöhnlich sind in diesem Rahmen die Existenz von Anhydrit, zu Vergleichszwecken erhalten aus Proben der Salz-Lagerstätte Alt-Aussee (Salzkammergut, Österreich), sowie ein abgerolltes Korn des Ferrit-Spinells Jakobsit ($MnFe_2O_4$) aus einem Rhythmit vom Gipfel des Feuerkogels (ebenfalls Salzkammergut, Austriacum-Lager). Anhydrit ist als "blauer Muriacit" aus der massigen Fazies des Kälbersteinbruches seit über einem Jahrhundert geläufig (SCHAF-HÄUTL 1848: 141; GÜMBEL 1860: 23 und 1861: 222; siehe auch Abb. 6).

Von den genannten Mineralien sind authigener Natur:

Illit z.T.	Glaukonit	Limonit	Hämatit
Quarz z.T.	Kalzit z.T.	Goethit	Anhydrit
Chalzedon	Dolomit	Pyrit	

Die übrige Mineral-Paragenese schließt Vulkanite als Muttergesteine aus, legt dagegen saure Granite und Gneise nahe. Jakobsit ist ein ausschließlich metamorphes Mineral (RAMDOHR & STRUNZ 1967: 488).

2. Ton-Mineralien

Allgemeines

Die D.T.A.-Kurven (s. u.) sind auffallend monoton und ähneln insbesondere jenen, die MARTIN VIVALDI & MacEWAN (1957: 181) aus roten Kalk-Mergeln des mittleren Muschelkalkes Kataloniens beschreiben.

Wie aus Abb.28 fersichtlich, kommen mit Ausnahme der hellen, ungebankten Kalke der mittleren Trias des nördlichen Lercheck-Bereiches fast stets Ton-Mineralien der Mineral-Gruppen Illit, Kaolinit, Chlorit, Montmorillonit sowie Illit-Montmorillonit-Wechselagerungsmineralien zusammen vor.

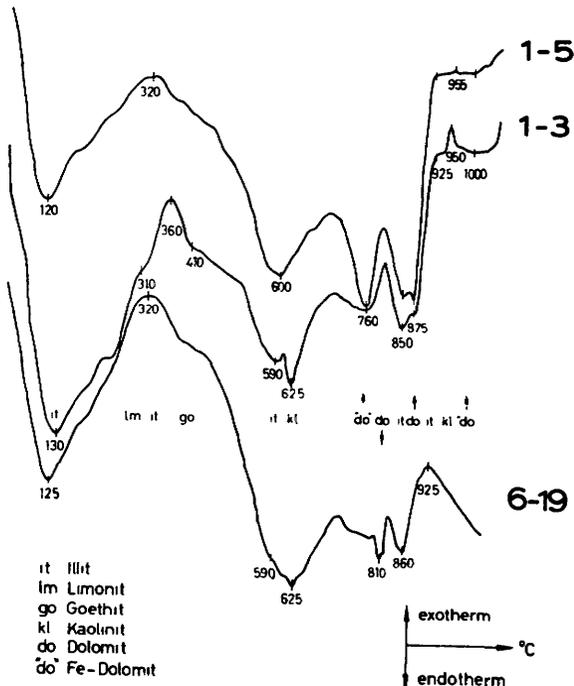


Abb. 29: Typische D.T.A.-Kurven des in verdünnter Monochloressigsäure Unlöslichen

Die Mergel-Zwischenlagen enthalten die gleichen Ton-Mineralien, wenn auch in unterschiedlichem Verhältnis.

Außerdem treten in einigen Proben u.d.M. identifizierbare Glaukonit-Körner auf.

Das Haupt-Tonmineral ist Illit (Muskovit), gefolgt von Montmorillonit-Illit-Wechselagerungsmineralien. Bereits die Al-Fe-K-Gehalte der Proben weisen auf Illit (Muskovit) als Hauptmineral der Nichtkarbonat-Phase hin (Abb.30). Sie entsprechen damit genau den Durchschnittswerten von 277 Tonen und Tonschiefern (WEDEPOHL 1967a: 130).

Daneben liegen Kaolinit und Chlorit vor, akzessorisch kommt Montmorillonit hinzu.

Damit bestätigt sich das von KRUMM (1968: 36) vorgetragene Verteilungsschema von Tonmineralien innerhalb der marinen Trias der Alpen. Doch auch die germanische Trias zeigt die gleiche Entwicklung (z.B. im Röt: DEGENS et al. 1960: 204; im Mittleren Keuper: ECHLE 1961: 47).

Zwischen Tonmineral-Führung und Existenz detritischer Mineralien besteht ein reziprokes Verhältnis: Je größer der Ton-Anteil einer Probe ist, umso geringer ist der Anteil groben Detritus' (Quarze, Glimmer). Man findet daher in reinen Kalken einen höheren Anteil an Quarzen und Glimmern, insbesondere Muskoviten.

Etwas ähnliches berichtet JEANS (1968: 328) aus devonischen Kalksteinen.

Der Tonmineral-Gehalt wurde geschätzt, und zwar in "wenig", "viel" und "sehr viel" durch Vergleiche mit bekannten natürlichen Gemischen. Insbesondere kann man durch Vergleich röntgenographisch sowie differential-thermoanalytisch erhaltener Kurven mit optischen Untersuchungen gute Aussagen machen, mögen auch gewisse Schwierigkeiten hierbei auftreten (PIERCE & SIEGEL 1969: 191).

In dieser Arbeit werden detritische Mineralien als jene definiert, die aus Bereichen außerhalb des Sedimentationsraumes stammen. Diese Definition gilt für Ton-Mineralien

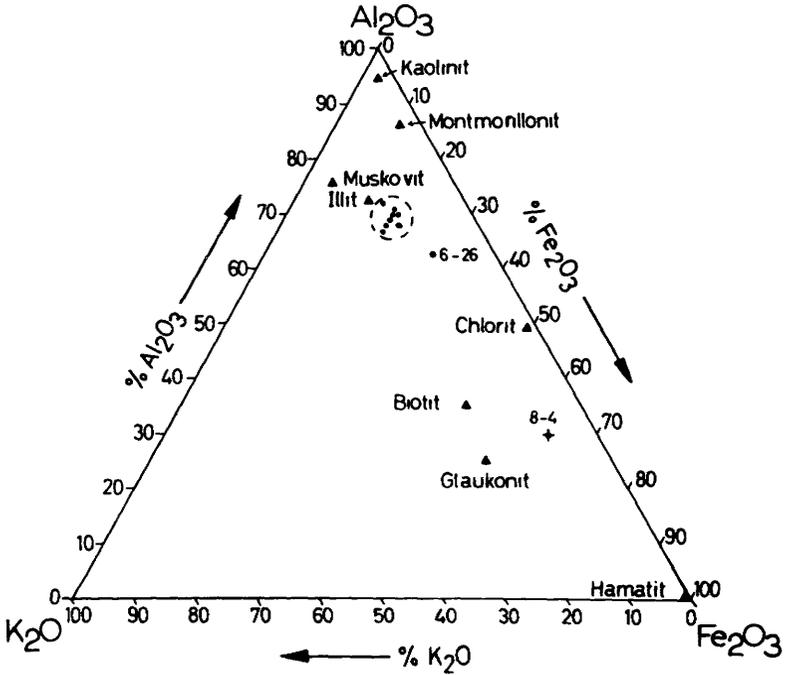


Abb. 30: Mineral-chemische Beziehungen der K-, Al-, Fe-Verhältnisse aus der gebankten Fazies ober-norischer Hallstätter Kalke (●) zu den Ideal-Berechnungen der nachgewiesenen Tonmineral-Phasen (▲)

auch dann, wenn sich ihr Al/Si-Verhältnis unbedeutend verändert hat.

Diesen detritischen Mineralien stehen die authigenen Bildungen gegenüber, die sich in sedimentärem Milieu aus gelöster oder amorpher Phase bildeten oder sich - bei Ton-Mineralien - auf gravierende Veränderungen des Al/Si-Verhältnisses alter Mineralien zurückführen lassen. Es fallen unter diese Bezeichnung also sowohl (diagenetische) Umbildungen wie Neubildungen.

Diese drei Bildungsmöglichkeiten (Detritus, Umbildung, Neubildung) sollen jeweils für jedes Tonmineral gesondert besprochen werden, und zwar geordnet in der Reihenfolge abnehmender Basis-Abstände dieser Phyllosilikat-Gruppen.

C h l o r i t e

Chlorite treten lediglich akzessorisch auf.

In allen Fällen dominiert dann der Illit-Typ. In einem Falle (Probe 1-5: Knollen-Flaserkalk des Draxlehen-Bruches) gelang es, Corrensit nachzuweisen.

Chlorite können detritisch oder authigen sein und sich durch Umbau weniger gut organisierter Phyllosilikate bilden.

Aus Karbonaten des Devons wies KUBLER (1964: 1105) bei Zunahme von Dolomit gleichzeitig eine Zunahme von Chlorit nach, die er diagenetisch deutete. Bei den geringen Chlorit-Mengen in den Hallstätter Proben konnten keine Anhaltspunkte für eine solche Beziehung gefunden werden.

M o n t m o r i l l o n i t e

Montmorillonite kommen nur bei Illit-Montmorillonit-Wechselagerungen vor.

Im allgemeinen nimmt man an, daß das Bildungsmilieu der Montmorillonite neben vulkanisch beeinflussten Regionen vorwiegend in semi-ariden Klima-Bereichen zu suchen ist; insbesondere dort, wo in leicht basischer Umgebung ein positives Redox-Potential nachzuweisen ist. Nach der Literatur muß ich den geringen Anteil an Montmorillonit als Umlagerungsprodukt betrachten.

Ein quantitativer Vergleich zwischen Montmorilloniten und diagenetisch gebildeten Dolomiten in Druckflaserungszonen von Hallstätter Gesteinen zeigt im Gegensatz zu Beobachtungen von FAIRBRIDGE (in: LARSEN & CHILINGAR 1967: 51) keinerlei positive Korrelation.

Illite (Muskovite) und Wechsellagerungsmineralien

In dieser Arbeit ist "Illit" als Mineral-Gruppe definiert, die, aus Sedimenten stammend, einen dioktaedrischen Muskovit-Struktur-Typ mit weniger als 10 % quellfähigen Schicht-Lagen (VELDE 1962: 156Å) besitzt. Bei einem Durchschnitt von $d(001) = 10,02 \text{ \AA}$ liegt allerdings sehr viel weniger quellfähiges Material vor. Nur selten stellte ich d -Werte $> 10,4 \text{ \AA}$ fest.

Fast sämtliche 9,9...10 Å-Basal-Reflexe sind unsymmetrisch: Ein "Schwanz" in Richtung kleinerer Beugungswinkel läßt auf zwischengelagerte Wassermolekül-Schichten oder auf ungeordnete Wechsellagerungsmineralien zwischen Illiten und Montmorilloniten schließen, deren Bedeutung für das Bildungsmilieu nur mangelhaft bekannt ist.

Aus der Lage des (001)-Reflexes zwischen 10 und 11,4 Å resultiert, daß diese Mineralien - sie liegen meist an der Nachweis-Grenze - aus 10 Å- und 14...15 Å-Komponenten zusammengesetzt sind, d. h. aus Illiten und Montmorilloniten. Eine quantitative Aussage über die am Aufbau dieser Strukturen beteiligten Phyllosilikate ist sehr schwierig. Aus der Linien-Lage schließe ich, daß die Illit-Komponente überwiegt: Die allgemeine Illit-Montmorillonit-Verteilung spiegelt sich hier wider.

Die Illite selbst scheinen Fe-reich zu sein, wenn man die relativ niedrigen (002)-Reflexe bei 5 Å als entsprechendes Kriterium gelten läßt (WEAVER 1958: 268).

Ich konnte nur dioktaedrische Illite nachweisen, und zwar im textur-freien Präparat nach Ausschluß koinzidierender Quarz-Reflexe, charakterisiert durch den (060)-Reflex bei 1,50 Å und durch die hohe Intensität des (002)-Reflexes bei 10 Å (WALKER 1950: 73). Die Oktaeder-Schichten dieses Illites sind demnach mit dreiwertigen Kationen besetzt.

Aus der Lage der (060)-Linie beim Netzebenen-Abstand 1,50 Å errechnet sich als Produkt ein b_0 -Parameter von 9,00 Å. Bei einer tri-oktaedrischen Besetzung der Oktaeder-Schichten müßte der b_0 -Parameter sämtlicher Schicht-Silikate bei etwa 9,2 Å liegen.

Vergleiche der Pulver-Diagramme mit den bei BRADLEY & GRIM (in: BROWN 1961: 238) zusammengestellten Intensitäten der verschiedenen Glimmer-Struktur-Typen - besonders im Bereich zwischen 4,5 und 2,6 Å - lassen den (detritischen) 2M-Typ in den vorliegenden Illiten vorzugsweise erkennen, untergeordnet daneben den (authigenen) 1Md-Typ.

Da ich das Einzugsgebiet der Illite (wie auch der übrigen Mineralien) nicht kenne, muß ich ihre Herkunft vom Gitter-Typ ableiten.

Ich nehme an, daß die nachgewiesenen 2M-Illite (Muskovit) detritischer, die 1Md-Illite jedoch authigener Natur sind. Daß es sehr wahrscheinlich zu diagenetischen Umbildungen durch Ab- oder Aufbau gekommen sein muß, geht auch schon aus der Existenz der Illit-Montmorillonit-Wechselagerungsmineralien (als Umbildungsprodukte ehemaliger Illite oder Montmorillonite) hervor. Der Ort einer solchen Umbildung - sei es im sedimentären Bereich, sei es bereits während der Verwitterung - kann allerdings nicht angegeben werden.

Auch der (relativ geringe) Anteil quellbaren Glimmers in den analysierten Proben läßt auf eine gewisse diagenetische Umwandlung schließen. Andererseits war jedoch der Grad der Umwandlung nicht ausreichend, um eine weitgehende Transformation der metastabilen Modifikation 1Md in das 1M- oder gar 2M-Gitter zu veranlassen.

K a o l i n i t e

W.E.PARHAM zitiert (in: INGERSON 1964: 588) eine Reihe von Arbeiten, nach denen Kaolinit nicht-mariner Herkunft ist und insbesondere in küstennahen marinen Sedimenten anzutreffen ist. PARHAM konstruiert so eine Fazies-Karte, in der Kaolinit in Küstennähe das vorherrschende Ton-Mineral ist. Illit indessen fehlt an der Küste selbst und nimmt gegen das Becken-Innere bis zu einem gewissen Prozentsatz hin zu - ähnlich wie die Ton-Mineralien mit Wechselagerungsstrukturen und Montmorillonit, der allerdings erst

im Becken-Inneren eine geologisch-mineralogische Bedeutung erhält. Nach den Untersuchungen von CARROLL (1958: 18) ist zudem Kaolinit das stabilste Mineral im Meerwasser, gefolgt von Illit und schließlich Montmorillonit.

Ich halte Kaolinit hier für detritisch.

G l a u k o n i t

Glaukonit (hier als mineral-morphologischer Begriff gebraucht) liegt in Form von Foraminiferen-, Schnecken- und Ammoniten-Brut-Steinkernen vor. Glaukonit und Pyrit, häufig zusammen vorkommend, konnten nicht nebeneinander nachgewiesen werden. Glaukonit tritt in den Proben 6-23 (Kälberstein-Bruch: Abb. 5) sowie 8 (Reingraben: Abb. 5) auf. Auch KRYSTYN (in: KRYSTYN et al. 1971: 293) separierte ihn aus Subsolutionshorizonten.

Solche Bereiche mit Mangel-Sedimentation oder gar Subsolutio- tion scheinen das bevorzugte Bildungsmilieu des Glaukonits zu sein. Da sowohl Fe(II) wie auch Fe(III) in ihm nachgewiesen sind, müssen innerhalb der Foraminiferen-Gehäuse beschränkt reduzierende Bedingungen geherrscht haben, wie sie bei der Verwesung organischer Materie innerhalb der Mikrofossilien wohl vorausgesetzt werden können. Dieser Vorgang läuft also dem oxidierenden Milieu des umgebenden Meerwassers entgegengesetzt.

3. Feldspäte

Im Verhältnis zu den Ton-Mineralien ist der Anteil der Feldspäte in den untersuchten Kalksteinen äußerst gering. In Mergeln steigt er deutlich an. Die K-Zunahme in den Rückstand-reichen Proben (Abb. 36) ist demnach nicht allein auf einen Tonmineral-Zuwachs zurückzuführen.

Mikroclin wies ich als verbreitetsten Feldspat neben Orthoklas, Albit und Anorthit nach. Vertreter dieser Gruppen fehlen in fast keiner Probe.

Damit erhielt ich ähnliche Verhältnisse, wie REYNOLDS (1963: 1106) aus Säure-Rückständen algonkischer Karbonate bekannt machte: Die dominierenden Feldspäte sind auch dort (?authigene) Mikrokline.

Die Feldspäte sind in der Regel $< 0,1$ mm, so daß eine optische Bestimmung mit Schwierigkeiten verbunden ist. Da auch die Korn-Form anhedral bis subhedral ist, sind sie eher detritischer denn authigener Natur.

4. Quarz

Quarz tritt sowohl detritisch wie authigen auf und ist in den groben Fraktionen das bei weitem häufigste Mineral.

Die detritischen Quarz-Körner sind teils gut bis ideal, teils nur kanten-gerundet und leicht angeraut oder mit narbiger Oberfläche. Die Körner sind (meist) klar durchsichtig oder als (milchige) Gang-Quarz-Relikte durchscheinend. Nicht selten sind sie mit Fe-Oxid überzogen.

Bei den authigenen Quarzen handelt es sich um bis zu 0,7 mm große farblose Dipyramiden vollkommen regelmäßiger Ausbildung. In der Regel sind es Einzel-Individuen. Einschlüsse stellte ich nicht fest.

5. Kalzit

Die karbonatische Haupt-Komponente in sämtlichen Hallstätter Kalk-Gesteinen ist Kalzit stöchiometrischer Zusammensetzung.

Der CaCO_3 -Gehalt der massigen Fazies liegt ohne bedeutende Abweichungen bei 95 Gew.-%; im gebankten Teile bei 88 Gew.-%. Die Fazies-Änderung ist folglich allein in dieser Differenz von etwa 7 Gew.-% CaCO_3 begründet (s.S. 15).

Als niedrigster Karbonat-Wert wurden im Kalk-Mergel (6-26) 67,2 Gew.-% errechnet. Eigenartigerweise liegt dieser Prozentsatz an der oberen Grenze jenes Bereiches zwischen 55 und 72 Gew.-% CaCO_3 , aus dem sowohl HALLAM wie auch LE RICHE (HALLAM 1964: 164) keinerlei Analysen (von Kalk-Mergeln des Unteren Lias' Englands) vorweisen können. - Auch der Karbonat-Gehalt von Mergel-Zwischenlagen des oberen Juras Schwabens liegt deutlich über 60 % (SEIBOLD 1952: 347, 351).

Die Korngröße schwankt je nach Grundmasse. An den Korngrenzen liegt häufig feinstes Fe-Oxid. Die grobkörnigen Aggregate sind klar, zeigen Zwillingslamellierung und sind miteinander verzahnt. Sog. Pflaster-Struktur ist selten. Die Kalzite löschen gleichmäßig aus; ihre Spaltbarkeit ist gut zu erkennen.

6. Dolomit

In weitaus den meisten Proben ist Dolomit als weitere Karbonatphase vorhanden. Die u.d.M. erkennbaren Kristalle (20...80...140 μ) treten entsprechend ihrer authigenen Natur idiomorph als Grund-Rhomboeder (10 $\bar{1}$ 1) auf (Abb. 31). Einschlüsse stellte ich nicht fest. Petrographische Dünnschliffe lassen erkennen, daß in Bereichen hohen Mg-Gehaltes die Dolomit-Rhomboeder zahlreicher und größer sind als in solchen niedrigerer Mg-Werte.

Bemerkenswert ist, daß ein Großteil der Dolomit- und fast sämtliche Kalzit-Kristalle der Mittel-Trias des nördlichen Lerchecks aufgespaltene Röntgen-Reflexe zeigen. Sie weisen auf kristall-chemisch voneinander abweichende Varietäten dieser Mineralien hin.

Darüber hinaus ergaben Pulver-Diagramme nahezu aller untersuchten Dolomite Reflexe des Dolomit-Strukturtypus', deren d-Werte deutlich größer (zwischen 2,890 und 2,906 Å; Mittel: 2,898 Å) als gewöhnlich (2,886 Å), also zum Kalzit hin verschoben sind. Ähnliche Ergebnisse liegen auch von biogenen Dolomiten vor: SCHROEDER et al. (1969: 1615).

So ähneln die Röntgen-Diagramme der Hallstätter Kalke am ehesten jenen, die GOLDSMITH & GRAF (1958: 684...685) vom (metasomatischen) Dolomit des Binnentales, Schweiz, publizierten. NIGGLI (in: NIGGLI et al. 1940: 555) gibt zwei Analysen eines solchen Binnental-Dolomites (in %):

CaCO_3	MgCO_3	FeCO_3
53,38	46,45	0,13
53,19	46,52	0,09

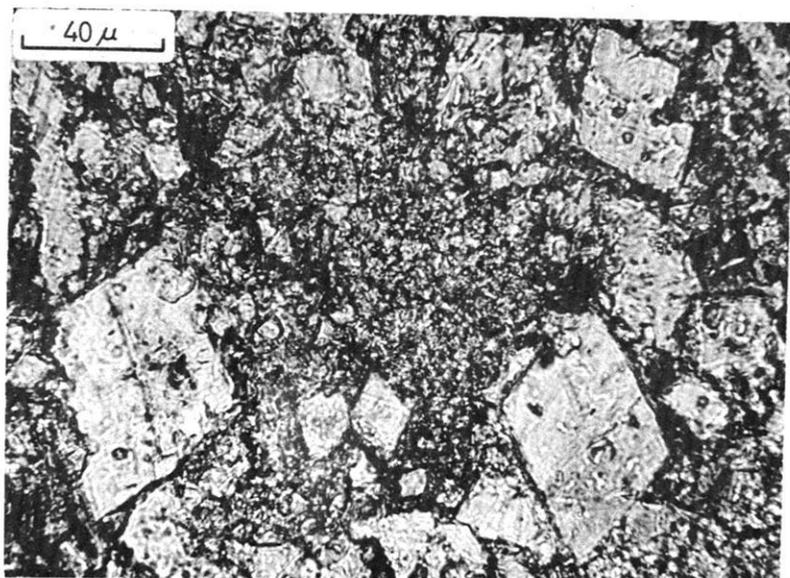


Abb. 31: Draxlehen-Bruch
authigene Dolomit-Rhomboeder aus einer
Flaserungszone, z.T. korrodiert
(cf. KUBANEK & WILLGALLIS 1970: 646)

Mit diesen Analysen-Werten sind jene von GOLDSMITH und Mitarbeitern (1958: 88) vergleichbar.

Einen ganz ähnlichen Röntgen-Reflex bei 2,89 Å erhielt HARTMANN (1964: 12) aus Mn-reichen Sedimenten der östlichen Ostsee; er führt ihn auf ein (Mn,Ca,Fe,Mg)CO₃-Mischkarbonat zurück.

Aus den kristallographischen Tafeln von GRAF (1961: 1286) ergeben sich gleichfalls Fe(II) und Mn(II), eventuell auch Cd(II), als wahrscheinlich im Dolomit-Gitter eingebaute Elemente. Mit Hilfe der Röntgen-Fluoreszenz-Analyse, D.T.A.-Analysen (Abb. 29; vgl. auch SMYKATZ-KLOSS 1966: 215) und Anfärbemethoden (EVAMY 1963: 165 und 1969: 788) konnte ich zudem in isolierten Einzelkristallen Fe nachweisen.

Andererseits könnten die genannten d-Wert-Verschiebungen auch allein auf den Einbau von Ca(II) zurückzuführen sein. In einem solchen Falle wäre es ein leichtes, den mutmaßlichen CaCO₃-Gehalt im Gitter zu berechnen, und zwar nach den Graphiken von GOLDSMITH et al. (1958: 97) oder von FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT (1966: 32, 37). Im Mittel ergäbe sich so ein Ca₅₄-Dolomit (d.h. ein Doppelsalz mit 54 Mol-% CaCO₃ im Gitter)

Zu ähnlichen Ergebnissen kam kürzlich KUBANEK (1969: 186 und in: KUBANEK & WILLGALLIS 1970: 646): Er erhielt aus Flaserungszonen karnischer Hallstätter Kalke des Draxlehen-Bruches durch Messungen mit der Mikrosonde Ca₅₆-Dolomite (z.T. Kristallite der Abb. 31).

All die genannten Dolomite befinden sich im näheren Bereich der meisten bis heute beobachteten Ca-reichen Dolomite mit etwa 55 Mol-% CaCO₃ (GOLDSMITH 1959: 356; vgl. auch V.SCHMIDT 1964: 545).

So nehme ich nunmehr an, daß es sich um (authigene) Dolomite handelt, deren Mg(II) z.T. durch Ca(II), Fe(II), Mn(II) diadoch bis zu einem Prozentsatz von etwa 5 ersetzt ist. Ein solcher diagenetischer Gitter-Umbau wurde seinerzeit bereits von FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT (1966: 37) vermutet.

Die Art der Tarnung dieser Fremdionen im Dolomit-Gitter beschreibt MÄRSCHNER (1966: 40).

Der Dolomit könnte am ehesten mit der chemischen Formel des isomorphen Systems $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Ca}, \text{Fe}^{(II)}, \text{Mn}^{(II)})(\text{CO}_3)_2$ umrissen werden.

Dolomitisierung und Druck-Flaserung

Wie unten aufgezeigt, besteht eine direkte Beziehung zwischen Mg-Gehalten und unlöslichem Rückstand.

Im Falle der druck-geflasernten Hallstätter Kalksteine sehe ich die Ursache für die steigenden Mg-Werte (hier ja synonym für steigende Dolomit-Gehalte) in der Druck-Flaserung selbst.

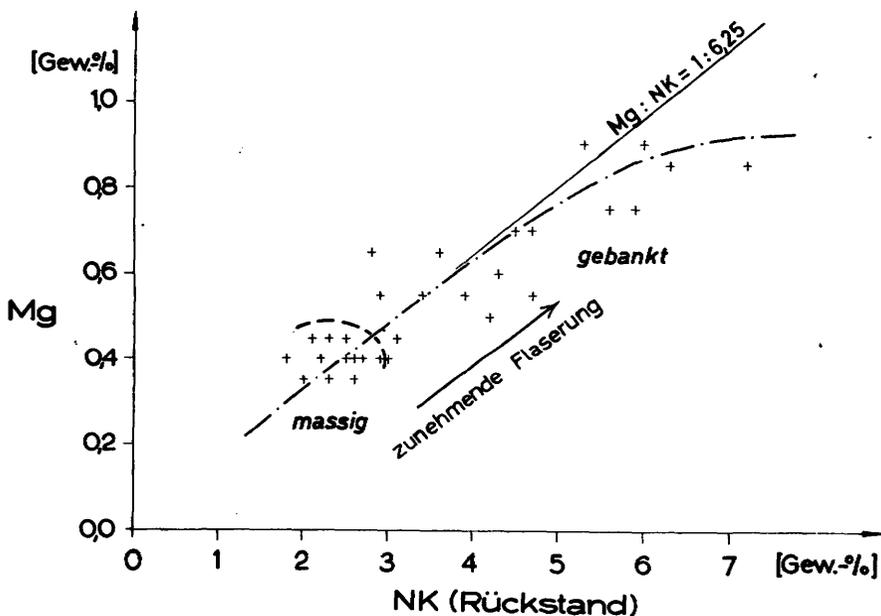


Abb. 32: Korrelation zwischen Mg und unlöslichem Rückstand

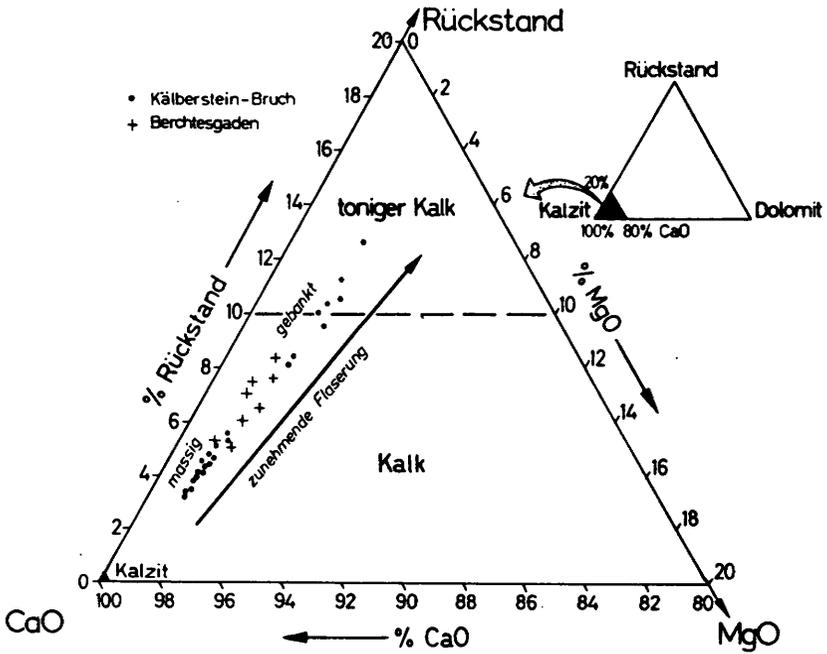


Abb. 33: Kalzit-, Dolomit-, Rückstand-Verhältnisse ober-triassischer Hallstätter Kalke in Abhängigkeit zur Druck-Flaserung

Nach dieser Kurve besteht nicht nur eine direkte Beziehung zwischen Mg-Gehalten und Rückstandswerten, sondern auch zwischen Dolomitisierung und Druck-Flaserung. So erklärt sich die positive Korrelation zwischen Dolomit und Ton-Anteil. Sie zeigt sich darin, daß innerhalb druck-geflasserter Karbonat-Serien Dolomit mengenmäßig im geflasserten Bereich stärker vertreten ist als im nicht oder

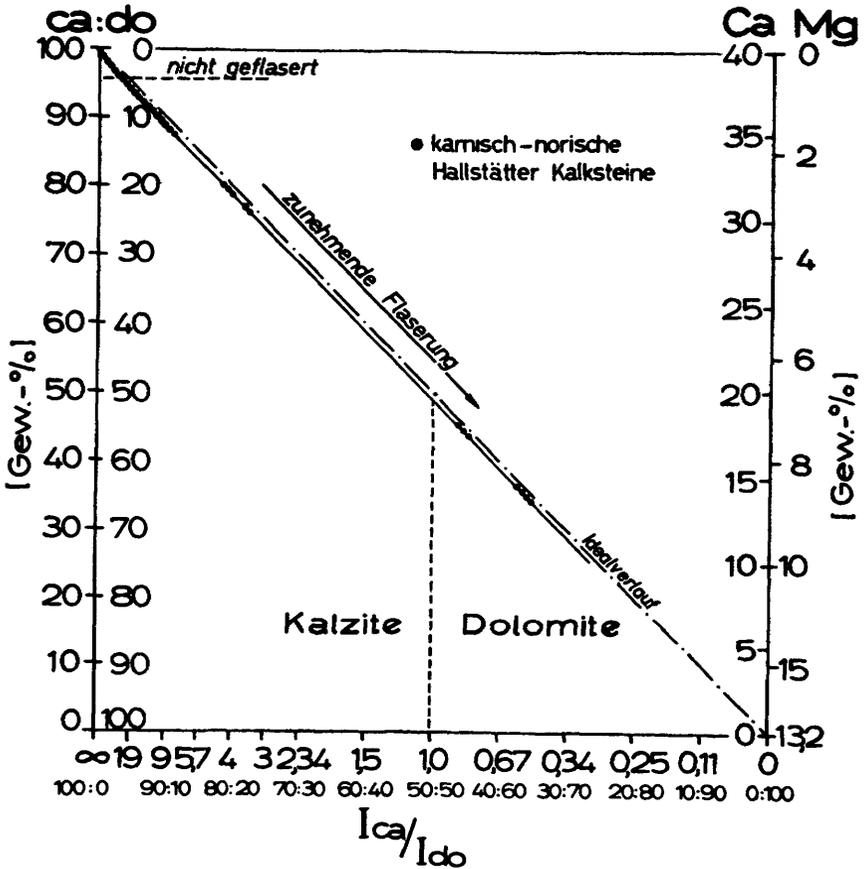


Abb. 34: Röntgenographisch gewonnene Kalzit/Dolomit-Intensitätsverhältnisse gegen Kalzit:Dolomit-Mengenverhältnisse

weniger geflaserten (Abb. 33, 32, 34) In den rückstand-reichen Zwischenlagen ist also die Dolomitisierung bedeutender als in den karbonat-reichen Knollen.

Kalzit/Dolomit-Verhältnis und seine Messung

Das gegenseitige Kalzit/Dolomit-Mengenverhältnis errechnete ich durch Vergleich der (104)-Intensitäten. Nach dem Vorschlag von BAUSCH & WIONTZEK (1961: 690) stellte ich diese Ca/Mg-Koeffizienten auf einer hyperbolischen - von 0... ∞ reichenden - Skala dar (Abb. 34, 35): Die Kurve ist eine Gerade im Gegensatz zur Exponential-Kurve der Abb. 43b auf arithmetischer Skala.

Es lassen sich auf diese Weise Kalzit/Dolomit-Verhältnisse ableiten, die im Falle " $I_{ca}/I_{do} \leq 1$ " Dolomite darstellen.

Die auf diese "primitive" Art mit Hilfe der Röntgen-Beugung erhaltene ca/do-Kurve (Abb. 35) entspricht jener mit "normaler" Technik der Röntgen-Fluoreszenz-Analyse erzielten Ca/Mg-Verteilungskurve. Doch können z. B. Korngröße, bevorzugte Orientierung, Massenschwächungskoeffizient erhebliche Analysen-Fehler in das Ergebnis einbringen.

Mit Hilfe dieses Verfahrens ist möglicherweise die Identifizierung eines geflaserten Gesteines auch ohne mikroskopische Untersuchung gegeben. Hierzu sind die empirisch ermittelten Bereiche geflasierter und nicht geflasierter Kalksteine als Funktion von ca:do-Korngemengen dargestellt (Abb. 34). Die Grenze zwischen geflasertem und nicht geflasertem Kalk beim Intensitätsquotienten von etwa 20 entspricht der Nachweis-Grenze dieses Verfahrens.

7. Goethit - Hämatit

Wie die röntgenometrische Auswertung des säure-unlöslichen Rückstandes ergab, liegt das Fe in Form von Ferri-Oxidhydraten vor, nämlich als Goethit (α -FeO(OH)) und untergeordnet als Hämatit (α -Fe₂O₃), also in der stabilen dreiwertigen Form.

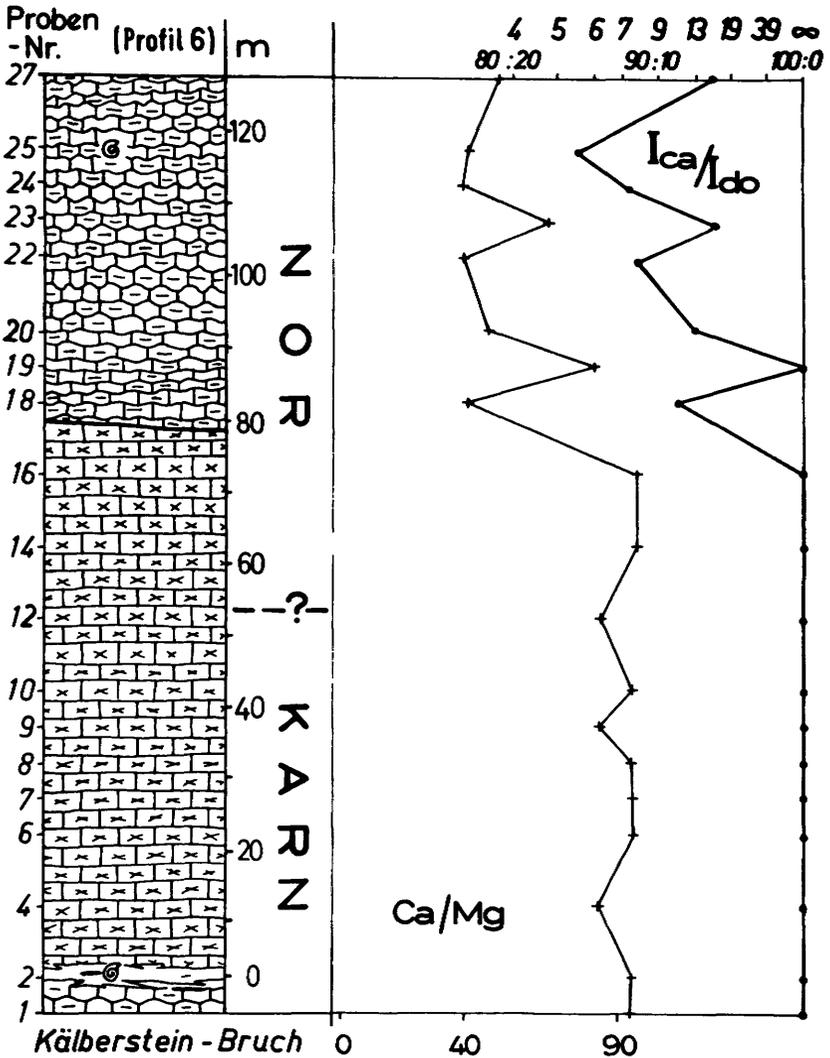


Abb. 35: Ca/Mg-Verhältnisse im Vergleich zu Kalzit/Dolomit-Intensitätsverhältnissen, gezeigt an Analysen des Kälberstein-Bruches

Das Fe des marinen Milieus kann 2 Quellen entstammen, und zwar

1. dem submarinen Vulkanismus und
2. den Kontinenten.

Da in den nördlichen Kalkalpen eine vulkanische Aktivität während der Ober-Trias nicht bekannt ist, muß das vorliegende Fe vom Lande bezogen werden. Es kann dem Meere in dreierlei Form zugeführt werden:

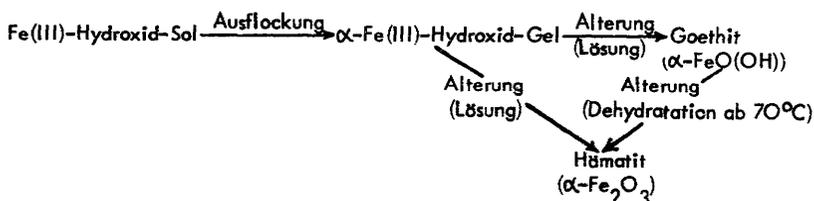
1. adsorptiv, insbesondere an tonigen Detritus gebunden,
2. als Detritus in Form von kolloidalem Fe(III)-Oxidhydrat und
3. ganz untergeordnet in echter Lösung.

Abgesehen davon, daß Ton-Mineralien Fe im Gitter eingebaut enthalten (Abb. 30; siehe auch CARROL 1958: 3), scheint die adsorptive Bindung des Fe an tonigen Detritus wegen dessen extrem großer spezifischer Oberfläche im Vergleich zu ihrer Korngröße ungleich bedeutsamer zu sein (CARROL op.cit.: 2).

Die "blumenkohl"-artigen Foraminiferen-Bauten, an deren Wachstum sich auch Fe-Oxide beteiligen (S. 31), beweisen, daß sie sich durch Ausflocken von Fe(III)-Hydroxid-Solen (z. B. als α -FeO(OH)- oder α -Fe₂O₃-Sol) in normalem Meerwasser (S. 116) gebildet haben. Möglicherweise haben die Foraminiferen das für den Absatz der Sole notwendige chemische Milieu überhaupt erst erzeugt - in Form biogener Katalysatoren sozusagen.

Nach SCHWERTMANN (1965: 43) und WEFERS (1966: 708) kann amorphes α -Fe(III)-Hydroxid-Gel in ein paar Monaten oder Jahren zu Goethit oder/und Hämatit altern (kristallisieren). Die Goethit-Bildung erfolgt dabei über die Lösung (FEITKNECHT 1959: 38; SCHWERTMANN l.c.; WEFERS l.c.).

Schematisch stellt sich also der Vorgang der Goethit- und Hämatit-Bildung im marinen Milieu (mit Ausnahme der Dehydratation ab 70°C) wie folgt dar. Die Möglichkeit, daß beide Kristall-Phasen bereits detritisch zugeführt wurden, bleibt hierbei unberücksichtigt:



8. Pyrit

In bestimmten grünlich gefärbten Kalksteinen des Rappoltsteines und der Umgebung von Dürrnberg fehlt in der Regel Goethit; an seine Stelle tritt dann Pyrit. Im Rückstand finden sich idiomorphe Kristalle oder Kristallaggregate. Kristallographisch handelt es sich um meist Würfel, auch Oktaeder, Rhombendodekaeder oder um die Kombination zwischen Würfel und Oktaeder. Zusammengeballte Klümpchen sind häufig.

Röntgenographische Analysen zeigten, daß das FeS_2 nicht rhombischer Markasit, sondern kubischer Pyrit ist.

Wie Glaukonit, so bildet sich auch Pyrit (?früh-)diagenetisch unter reduzierenden Bedingungen, und zwar nur im saueren Bereich $\text{pH} < 7$. Das Milieu mit negativen Eh-Werten kann durch zahlreiches verwesendes biogenes Material, aus dem dann der zur Pyrit-Bildung notwendige Schwefel bezogen wurde, im Sediment eingestellt worden sein.

E. Erfahrungen bei chemischen und physiko-chemischen Analysen-
=====
methoden
=====

CO₂ CO₂ wurde nach dem Verfahren von SCHEIBLER gasometrisch bestimmt und der entsprechende Karbonatanteil errechnet. Die so erbrachten Karbonat-Werte liegen in der Regel - insbesondere bei ganz reinen Kalken - über denjenigen, die man naß-chemisch oder mit Hilfe der atomaren Absorption erhält. So liegen auch die aus den Ca-Gehalten errechneten Werte unter den aus CO₂ abgeleiteten.

Ca Das Karbonat bildet die Hauptkomponente: bis zu etwa 99 % in reinen Kalken. Sämtliche in der Übersichtstabelle (S.108f.) angeführten Meßergebnisse gehen auf Messungen mit Hilfe der Atom-Absorption zurück. Bei der spektroskopischen Analyse des Ca stört Al (McCRAITH 1961: 383). So dienten eine Anzahl Titrationen zur Überprüfung der Ca-Werte. Zu diesem Zwecke wurden die Kälke mit verdünnter Salzsäure (1:3) zwei Stunden lang gekocht.

Das Verfahren nach MARSCHNER (1966: 12) ergab: Der Rückstand des Filters besaß noch 1,7 % Karbonat insgesamt; er war etwa 20 % höher im Vergleich zum ersten Verfahren - dennoch war die Ausbeute an Sesquioxiden um den Faktor 2 ... 4 niedriger. Das deutet darauf hin, daß selbst nach drei Tage dauernder Lösung kalte 1n-Salpetersäure noch nicht das gesamte Karbonat aufgeschlossen, andererseits die heiße Salzsäure bereits nach zwei Stunden einen Teil der Nichtkarbonat-Phase angegriffen hat.

Mg Magnesium bestimmte ich wie Ca ebenfalls absorptiv-spektralanalytisch. Es ist das einzige der mit dieser Methode untersuchten Elemente, das sich in bezug auf Kurvenverlauf und dessen Reproduzierbarkeit (wie auch Genauigkeit) als besonders stabil erwies. Die Empfindlichkeit ist sehr hoch (0,01 ppm!); sie wird als die höchst-erreichbare bei solchen Bestimmungen überhaupt angegeben (W.SLAVIN 1968: 60, 125).

Na Gleichfalls spektralanalytisch erhielt ich die Na-Werte, und zwar einmal durch Absorption und zum anderen durch Emission. Die Werte unterscheiden sich nur geringfügig. Viel entscheidender ist, daß der hohe Ca-Gehalt (bis max. $4 \cdot 10^3$ ppm in der U.-Lösung!) beide Prozesse störend beeinflusst - ganz im Gegensatz zu den Angaben von G.K.BILLINGS (in: ANGINO & BILLINGS 1967: 54), der in einem ähnlichen Falle keine Spektral-Interferenzen fand. Gleicherweise störenden Einfluß besitzt Ca bei entsprechenden Untersuchungen auf Ni und Co; bereits G.K.BILLINGS (op.cit.: 50, 44) wies

darauf hin. So verwarf ich die einzelnen Ni-Werte und gebe lediglich den erhaltenen Bereich zwischen 5 und 20 ppm an. Na, Co, Cl, Ba und Pb werden gleichfalls kursorisch behandelt.

- Cr Da Chrom spektral-analytisch ganz ähnliche Reaktionen zeigte wie Ni - es ist an eine molekulare Absorption durch Ca zu denken -, gebe ich nur die röntgenographisch ermittelten Gehalte an Cr an.
- Mn Mangan und Strontium der Karbonat-Phase erhielt ich nach dem absorptiometrischen Verfahren. Molekulare Absorption durch Ca - wie von G.K.BILLINGS (op.cit.: 49) und A.VOLBORTH (1969: 194) publiziert - stellte ich auch bei Mn fest.
- Fe Eisen wurde aus der Karbonat-Phase absorptiv-spektralanalytisch ermittelt. Dabei machte sich der hohe Ca-Gehalt störend bemerkbar (G.K.BILLINGS op.cit.: 47). "Naß"-chemische Vergleichstitrationen zeigten, daß der Gesamt-Fe-Gehalt zwei- bis dreifach höher liegen kann als jener aus der Karbonat-Phase ermittelte.
- Zn Ca-Störungen stellte ich gleichfalls bei der spektral-analytischen Bestimmung von Zn fest (cf. G.K.BILLINGS op.cit.: 57).

Die restlichen Elemente siehe S. 109.

Nichtkarbonatphase

Eine weitere Möglichkeit, sich über den Karbonat-Gehalt rasch zu informieren, besteht bei Kalken darin, diesen über den säure-unlöslichen Anteil gravimetrisch als Differenz zu errechnen. Ich übernahm dieses Verfahren von Herrn Dr. K. GERMANN, Berlin. Der mittlere Fehler beträgt bei diesem Verfahren + 5 %. Es kann noch durch Zentrifugieren verfeinert werden (BEHRENS 1965: 71); man erreicht dann eine Genauigkeit von ± 2 % bei einer Sicherheit von 99 %.

Der (HCl-)unlösliche Rückstand ist bei der Karbonat-Analyse als leicht meßbare Größe für die Feststellung des Reinheitsgrades von Kalkstein-Chargen von nicht zu unterschätzender Bedeutung. Allerdings müssen beim Vergleich verschiedener Proben jeweils die gleichen Parameter gegeben sein.

 CHEMISCHE ANALYSEN VON KARNISCH-NORISCHEN HALLSTAETTER KALKSTEINEN DER BERCHTESGADENER ALPEN

LPD. NR.	PROBEN -NR.	SI [%]	SI02 [%]	AL [%]	AL2O3 [%]	FE [%]	FE2O3 [%]	MG [%]	MGO DOLOMIT [%]	CA [%]	CAD [%]	KALZIIT [%]	K [%]	K2O [%]
1	1	0.2	0.4	0.1	0.2	0.1	0.1	0.40	0.66	3.0	38.0	53.2	0.1	0.1
2	1-3	1.2	2.6	0.2	0.4	0.2	0.3	0.55	0.91	4.2	36.9	51.5	0.2	0.2
3	1-5	1.6	3.4	0.2	0.4	0.3	0.4	0.55	0.91	4.2	36.9	51.6	0.2	0.2
4	6-1	0.5	1.1	0.2	0.4	0.1	0.1	0.40	0.66	3.0	37.9	52.9	0.1	0.1
5	6-2	0.2	0.4	0.1	0.2	0.07	0.1	0.40	0.66	3.0	37.9	53.0	0.05	0.06
6	6-4	0.2	0.4	0.1	0.2	0.05	0.1	0.45	0.75	3.4	37.8	52.9	0.04	0.05
7	6-6	0.2	0.4	0.1	0.2	0.07	0.1	0.40	0.66	3.0	38.1	53.3	0.04	0.05
8	6-7	0.2	0.4	0.1	0.2	0.07	0.1	0.40	0.66	3.0	37.8	52.9	0.06	0.10
9	6-8	0.4	0.4	0.1	0.2	0.06	0.1	0.40	0.66	3.0	37.8	52.9	0.06	0.07
10	6-9	0.2	0.4	0.1	0.2	0.06	0.1	0.45	0.75	3.4	38.0	53.2	0.04	0.05
11	6-10	0.2	0.4	0.1	0.2	0.08	0.1	0.40	0.66	3.0	37.9	53.0	0.07	0.08
12	6-12	0.2	0.4	0.1	0.2	0.06	0.1	0.45	0.75	3.4	38.1	53.3	0.05	0.06
13	6-14	0.2	0.4	0.1	0.2	0.06	0.1	0.40	0.66	3.0	38.4	53.7	0.05	0.06
14	6-16	0.2	0.4	0.1	0.2	0.1	0.1	0.40	0.66	3.0	38.4	53.7	0.06	0.07
15	6-18	2.2	4.7	1.0	3.0	0.4	0.6	0.85	1.41	6.4	34.8	48.7	0.5	0.6
16	6-19	0.8	1.7	0.2	0.4	0.1	0.1	0.45	0.75	3.4	37.0	51.8	0.2	0.2
17	6-20	2.2	4.7	1.3	2.5	0.4	0.6	0.75	1.24	5.7	35.6	49.8	0.3	0.4
18	6-22	1.6	3.4	1.2	2.3	0.4	0.6	0.90	1.49	6.8	35.5	49.7	0.3	0.4
19	6-23	1.0	2.1	0.2	0.4	0.2	0.3	0.55	0.91	4.2	36.9	51.6	0.2	0.2
20	6-24	2.0	4.3	1.3	2.5	0.4	0.6	0.90	1.49	6.2	35.1	49.1	0.4	0.5
21	6-25	2.4	5.1	1.5	2.8	0.5	0.7	0.85	1.41	6.4	34.7	48.6	0.5	0.6
22	6-26	7.6	16.3	4.1	7.7	2.4	3.4	0.70	1.16	5.3	26.9	37.6	1.1	1.3
23	6-27	1.0	3.9	1.1	2.1	0.4	0.6	0.70	1.16	5.3	35.8	50.1	0.3	0.4
24	6-31	2.0	4.3	1.5	2.5	0.4	0.6	0.75	1.24	5.3	35.2	49.3	0.4	0.5
25	6-32	1.1	2.4	0.5	0.4	0.3	0.4	0.70	1.16	5.3	35.8	50.1	0.2	0.2
26	6-33	0.2	0.4	0.1	0.2	0.07	0.1	0.35	0.58	2.0	37.9	53.0	0.05	0.06
27	8-4	1.5	3.2	0.2	0.4	0.1	1.0	0.55	0.91	4.2	36.0	50.6	0.2	0.2
28	18-1	0.5	1.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.40	0.66	3.0	37.8	52.9	0.1	0.1
29	18-2	0.9	1.9	0.2	0.4	0.2	0.3	0.65	1.08	4.9	37.0	51.8	0.3	0.4
30	28-7	1.3	2.8	0.2	0.4	0.2	0.3	0.50	0.83	3.8	36.5	51.2	0.4	0.5
31	28-8	1.2	2.6	0.2	0.4	0.4	0.6	0.65	1.08	4.9	36.3	50.8	0.3	0.4
32	28-9	1.0	2.1	0.2	0.4	0.3	0.3	0.60	0.99	4.6	36.6	51.2	0.3	0.4

LPD. PROBEN NR. -NR.	CO2 [X]	KALZIT [X]	TI [X]	TIO2 [X]	MN [PPH]	MNO [X]	BR [PPH]	SRO NICHTRARB. [X]	100-NK SUM. OXIDE SUM. [X]	SUM. KARBON. CA/MG [X]
1	43.4	96.7	SP	SP	75	0.01	115	0.01	98.1	97.9
2	42.5	96.7	0.01	0.02	140	0.02	115	0.01	98.4	96.1
3	42.4	96.0	0.02	0.03	150	0.02	125	0.01	99.3	97.1
4	43.2	93.2	SP	SP	170	0.009	125	0.01	97.7	94.5
5	43.1	93.0	SP	SP	35	0.005	135	0.02	97.1	94.7
6	42.7	97.1	SP	SP	25	0.003	155	0.02	97.5	94.0
7	42.4	96.4	SP	SP	35	0.004	135	0.02	97.4	95.2
8	42.4	96.4	SP	SP	35	0.005	130	0.02	97.5	95.0
9	42.4	96.4	SP	SP	35	0.005	130	0.02	97.2	97.4
10	43.1	93.2	SP	SP	35	0.004	140	0.02	97.7	98.3
11	43.1	93.2	SP	SP	25	0.003	120	0.01	97.9	94.7
12	42.7	97.1	SP	SP	30	0.004	145	0.02	97.5	94.7
13	42.5	96.0	SP	SP	30	0.004	115	0.01	97.4	98.6
14	42.5	96.2	0.01	0.02	30	0.004	175	0.01	97.4	96.0
15	40.4	91.9	0.03	0.08	100	0.01	115	0.01	98.0	98.9
16	42.6	96.9	0.01	0.02	95	0.01	120	0.01	99.5	93.4
17	40.9	92.3	0.04	0.07	100	0.01	120	0.01	97.6	95.8
18	41.2	93.7	0.03	0.05	100	0.01	125	0.01	94.1	94.6
19	42.4	96.4	0.02	0.03	125	0.02	110	0.01	90.1	95.3
20	40.5	97.1	0.03	0.08	90	0.01	110	0.01	98.0	96.3
21	40.5	91.2	0.04	0.07	110	0.01	110	0.01	99.0	94.5
22	40.1	93.5	0.20	0.37	200	0.03	135	0.02	99.4	93.1
23	40.7	93.0	0.04	0.07	50	0.01	140	0.02	97.9	92.5
24	40.7	92.4	0.04	0.07	90	0.01	115	0.01	90.1	91.1
25	43.4	98.2	0.02	0.03	70	0.01	155	0.02	95.4	93.4
26	43.6	99.6	SP	SP	60	0.008	155	0.02	97.9	94.7
27	41.4	94.2	0.10	0.17	240	0.03	155	0.02	97.4	108.3
28	43.1	93.0	0.01	0.02	55	0.01	140	0.02	95.3	96.5
29	41.5	94.4	0.02	0.03	115	0.01	160	0.02	98.2	94.5
30	42.5	96.7	0.02	0.03	40	0.01	120	0.01	97.4	96.9
31	42.5	96.7	0.02	0.03	70	0.01	140	0.02	95.8	95.2
32	41.7	94.8	0.02	0.03	85	0.01	140	0.02	96.4	95.6
33	41.7	94.8	0.02	0.03	85	0.01	140	0.02	97.1	96.0

SAEMTLICHE ANALYSEN NETZBEFRIED: MA: 0.06...0.07 GEW.-X
 ZNI: 5...20 PPH
 NI: 5...20
 6-261 PB, BA, CL
 SI 0.1 GEW.-X
 CRI MAX. 40 PPH
 COI <10
 VI 0...25

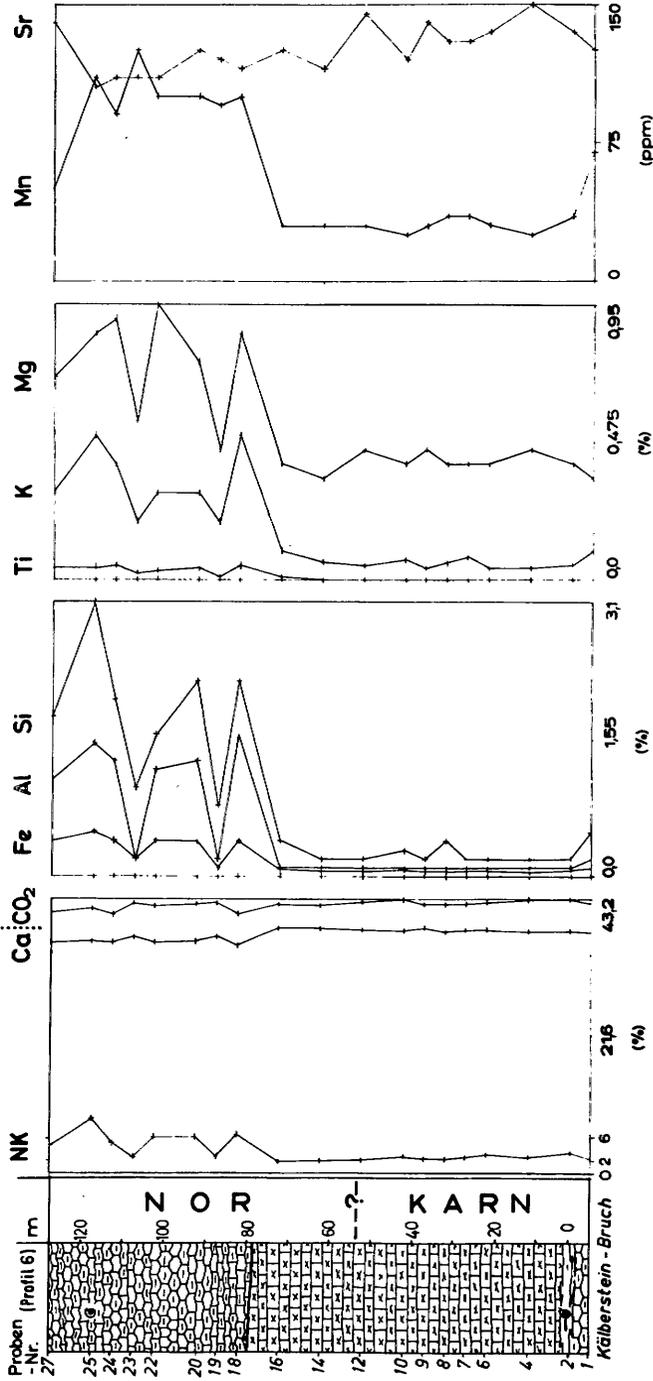


Abb. 36: Veränderungen der Kalk-Zusammensetzung in der Hallstätter Ober-Trias des Kälberstein-Bruches, Berchtesgaden

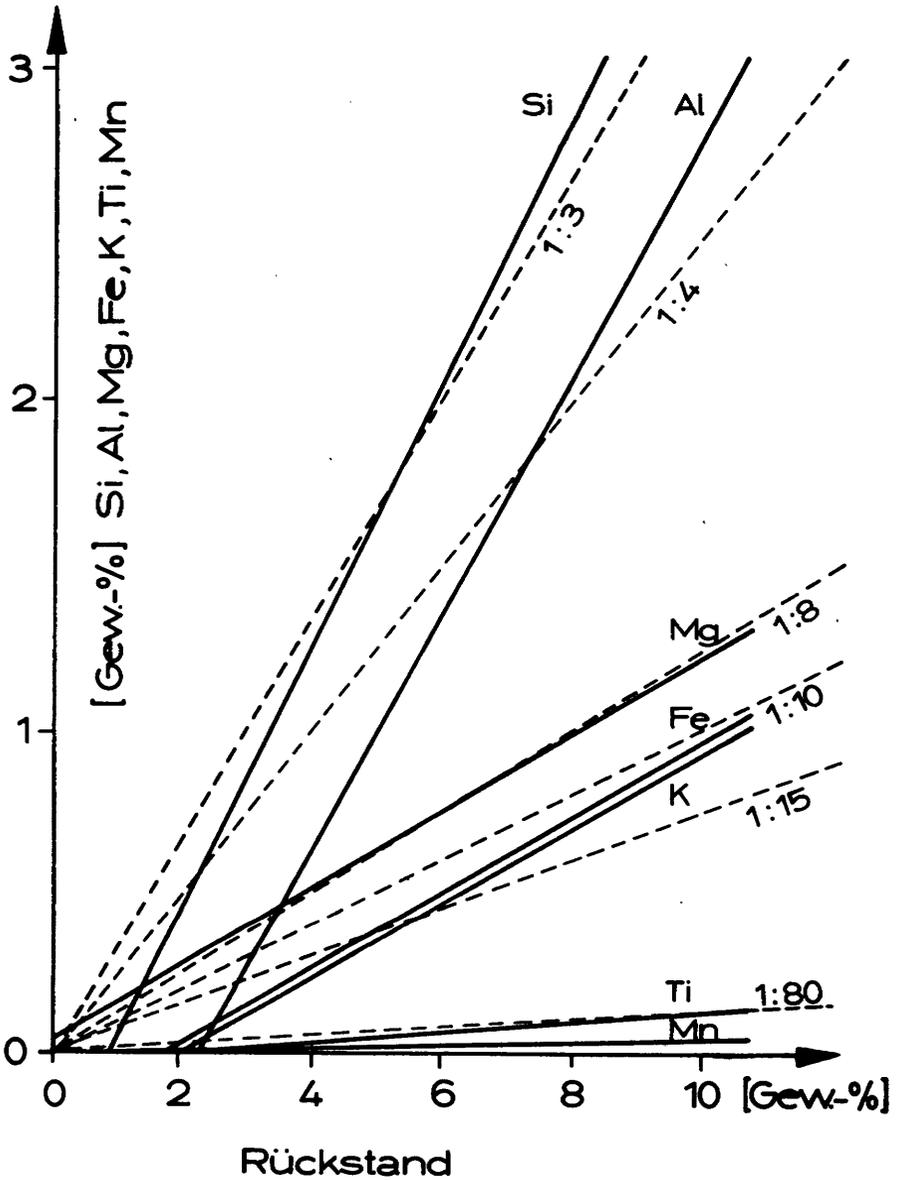


Abb. 37: Korrelationsdiagramme wichtiger Elemente karnisch-norischer Hallstätter Kalksteine der Berchtesgadener Alpen
(Die Verhältnisse entsprechen jeweils y/x)

Ergebnis
=====

Die chemischen Gesteinsanalysen auf S.108f. enthalten gleichzeitig neben der Element- und Oxidform auch (z.T. auf verschiedenem Wege) berechnete Kalzit-, Dolomit- und Summen-Verhältnisse.

Binäre Diagramme, in denen als eine Variable die Anteile gegen ihre stratigraphische Stellung als zweite Variable mit Hilfe des Kurvenschreibers ICL 1934/1 gezeichnet wurden, folgen als Abb. 36.

In dieser Abbildung sind gegen das lithologische Profil des Kälberstein-Bruches 9 Elemente neben CO_2 und dem HCl-unlöslichen Rückstand aufgetragen. Hier fällt der scharfe Wechsel zwischen beiden petrographisch unterscheidbaren Gesteinskomplexen in ihren jeweils unterschiedlichen Element-Verteilungskurven wie auch deren Parallelität deutlich auf. Dabei ist bemerkenswert, daß die Werte im massigen Teile der Folge weit weniger streuen als im gebankten.

Silizium und Aluminium

Si und Al laufen als Komponenten des Rückstandes den Fe-, Ti-, K-, Mn-Gehalten konform (siehe Abb. 36).

SiO_2 liegt als Quarz (detritisch wie authigen) und im Feldspat, vor allem jedoch - wie Al_2O_3 - in den nachgewiesenen Silikaten Illit, Montmorillonit, Kaolinit (mit bis zu 22 % Al) und Glaukonit vor. Lokale Anreicherungen als Hornstein sind in diesem Zusammenhang zu nennen: Chaledon. Im hier häufigsten Tonmineral der Gruppe Illit sind nahezu 30 Gew.-% Al_2O_3 enthalten.

Nach CORRENS & ENGELHARDT (1941: 134). sowie THIEL (1963: 77) muß damit gerechnet werden, daß ein Teil des Al, isomorph in Goethit eingebaut, diesem entstammt.

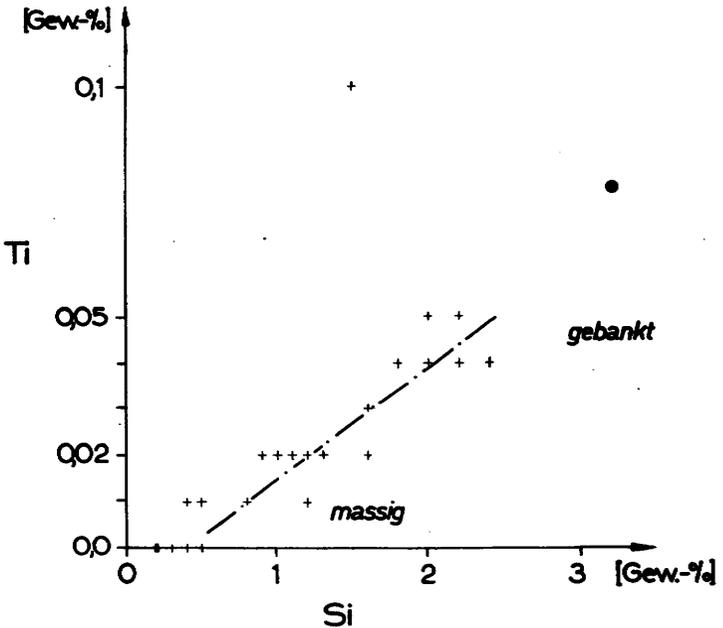
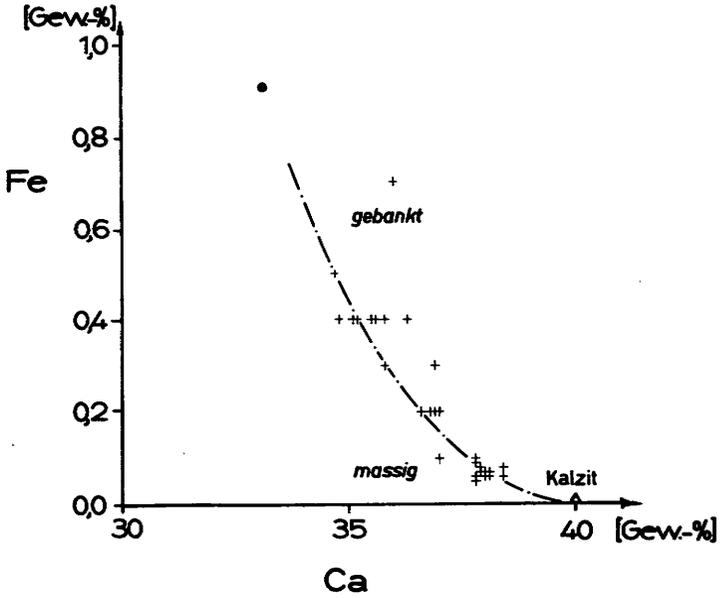


Abb. 38: Fe-Ca- und Ti-Si-Beziehungen der Hallstätter Kalksteine im Vergleich zu Durchschnittsanalysen von rezenten Tiefsee-Karbonaten (●) (nach TUREKIAN & WEDEFOHL 1961: Taf. 2)

Si/Al-Verhältnisse weisen bei den Profilen 1, 8 und 28 besonders hohe Werte auf. Ich führe sie auf eine gesteigerte Zufuhr detritischen Quarzes zurück, der zumindest in den angegebenen Proben auch mikroskopisch nachzuweisen ist. Dieser Quarz ist wahrscheinlich auch die Ursache für das stärkere Schwanken der Si-Kurve (im Vergleich zum Al). Ein weiterer Anhaltspunkt für diese These könnte die Tatsache sein, daß K mit Al sehr viel besser zu korrelieren ist als mit Si.

Eisen

Da es sich bei den Fe-Werten nicht um das gesamte Fe handelt, beziehen sie sich allein auf die Gehalte der Karbonat-Phase, also auf wahrscheinlich vorherrschend Fe(II), wie "naß"-chemische Aufschlüsse vermuten lassen (hier umgerechnet auf Fe₂O₃). Für die in dieser Arbeit gewählte Betrachtungsweise genügen diese Werte durchaus: Absolut-Gehalte sind nicht erforderlich, da sich auch so der lithologische Habitus der karnisch-norischen Folge in jenen Mengen widerspiegelt.

LAMAR (1957) gibt in seiner Aufstellung von Karbonatgesteinsanalysen allein 11 Werte an, die unter 0,1 % Σ Fe₂O₃ liegen. Und GRUNAU (1956: 502) führt ähnliche Fe-Gehalte bei vergleichbaren Rückstandswerten von roten Biancone-Kalken an.

Derlei niedrige Gehalte reichen allerdings bereits aus, dem Gestein seine charakteristischen Färbungen zu geben.

Da sich also der größte Teil des Eisens bereits durch einfache Säure-Lösung abtrennen läßt, liegen wahrscheinlich "Verwachsungen von Tonmineralen und Eisenoxyden" (WEDEPOHL 1967a: 135) vor. Seit CARROL (1958: 3) wissen wir, daß ein möglicher mechanischer Transport durch die chemische Bindung des Fe an Ton-Mineralien vor sich gehen kann: in unserem Falle durch die Bindung an Illit. Zudem kann Fe oberflächlich sorptiv auch an Ton-Mineralien gebunden sein.

Der Fe-Gehalt ist als färbende Substanz eine Funktion der der Adsorption zur Verfügung stehenden Oberfläche. Da nun Tone allgemein die bei weitem größte Korn-Oberfläche

aufweisen, sind sie in der Lage, mehr Fe-Oxid zu adsorbieren als z.B. Kalzite (Abb.37). Fe ist vorwiegend nicht als Karbonat gebunden; Ähnliches dürfte für Mn gelten.

Fe und detritischer Rückstand sind vorwiegend terrestrischen Ursprungs, also gemeinsam verfrachtet worden (Abb.37). Das bedeutet jedoch nicht - und dies sei hier wiederholt -, daß das Fe vollständig in den Ton-Mineralien eingebaut ist.

Wie im Kapitel C7 (S.102) bereits ausgeführt, konnte ich mit Hilfe der Röntgen-Diffraktometrie zwei Kristall-Phasen des Fe nachweisen: Goethit (α -FeO(OH)) und Hämatit (α -Fe₂O₃). Diese beiden Oxide fand ich nicht allein im säure-unlöslichen Rückstand, sondern auch als Bestandteil von Styrolith-Bestegen sowie von Subsolutions- und anderen Krusten (siehe S.85; vgl. auch GERMANN 1971: 142).

Mangan

Die Mn-Gehalte stimmen gut mit jenen überein, die BORCHERT & KREJCI-GRAP (1959: 206) aus dem Trochiten-Kalk Mitteldeutschlands publizierten.

Ein geringer Teil des Mn entstammt sehr wahrscheinlich dem Dolomit (S. 98). Es muß zudem angenommen werden, daß Mn(II) als isomorpher Vertreter von Ca auch im CaCO₃-Gitter enthalten ist.

Der Hauptteil des Mn ist nicht an Karbonate, vielmehr (wie Fe) an die Elemente der Ton-Mineralien - Si, Al, K, Ti - gebunden (Abb. 37). Das mit Fe genetisch vergleichbare Mn liegt vermutlich auch als röntgen-amorphes Hydroxid (oder untergeordnet als Oxid) vor (Abb. 39).

Auffällig ist in Abb. 39a, daß sich die auf einem Strahlenbündel liegenden Meßwerte zwei Kurven zuordnen lassen, einer aus ungeflaserten und einer aus geflaserten Proben-Bereichen. Ob sich in dieser Aufspaltung der Mn-Werte - sie zeigt sich auch in der Kombination mit anderen Elementen - zwei verschiedene Wertigkeitsstufen des Mn (Mn(II)

und Mn(IV) z.B.) offenbaren, kann an dieser Stelle nicht entschieden werden. (Die für Hallstätter Kalksteine aus dem Anis charakteristische violette Färbung ist möglicherweise auch auf die Anwesenheit von Mn^{3+} -Ionen zurückzuführen.)

Ich füge die Analysen-Ergebnisse einer zweifelsfrei durch Subsolution entstandenen Kruste des oberen Nor (über Heterastridien-Lage) vom Millibrunn-Kogl, Salzkammergut, an (Analytiker: Dr. K.GERMANN, Berlin) - verglichen mit dem Nebengestein (vgl. auch GERMANN 1971: 144f.):

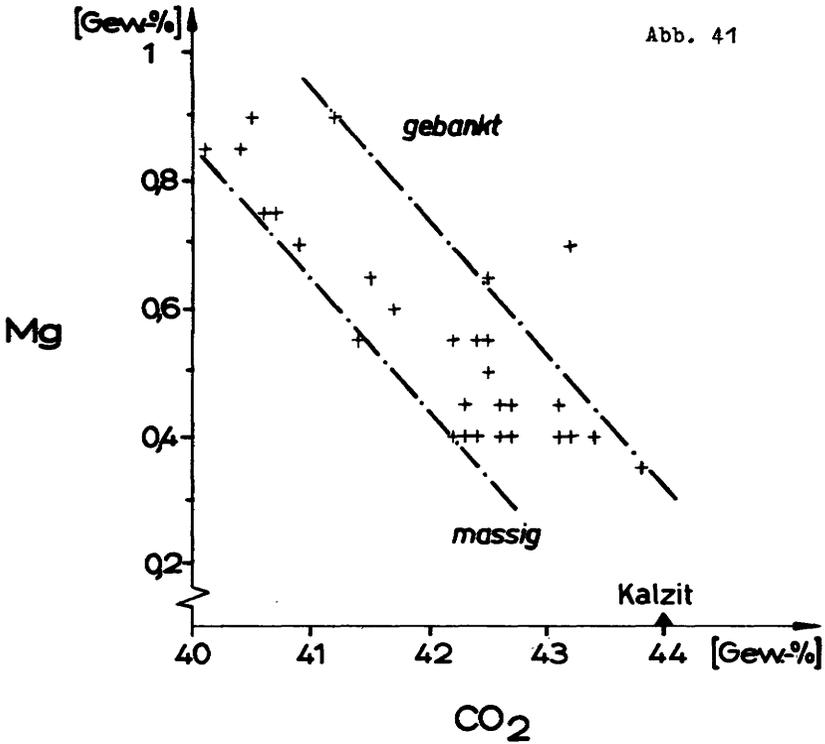
	Kruste	Nebengestein
Fe	7,1 %	0,2 %
Mg	0,4 %	0,45 %
Mn	0,2 %	0,02 %
Sr	120 ppm	125 ppm
Co	50 ppm	5 ppm
Zn	120 ppm	15 ppm
Pb	100 ppm	-
Rückstand	10 %	2 %

Die Anreicherung von Mn in der Kruste berechtigt nicht - wie es wiederholt getan wird - von "Mangan"-Krusten zu sprechen; allenfalls handelte es sich hier um eine "Eisen"-Kruste. Röntgenanalytisch konnte nämlich neben Illit zwar Goethit - ähnlich wie in Probe 8-4 (Reingraben bei Dürrnberg) -, doch keine kristallisierte Mn-Phase als Subolutionsrelikt nachgewiesen werden (GERMANN 1971: 140 gelang der Nachweis von Pyrolusit (β - MnO_2) in Krusten und Knollen der nördlichen Kalkalpen).

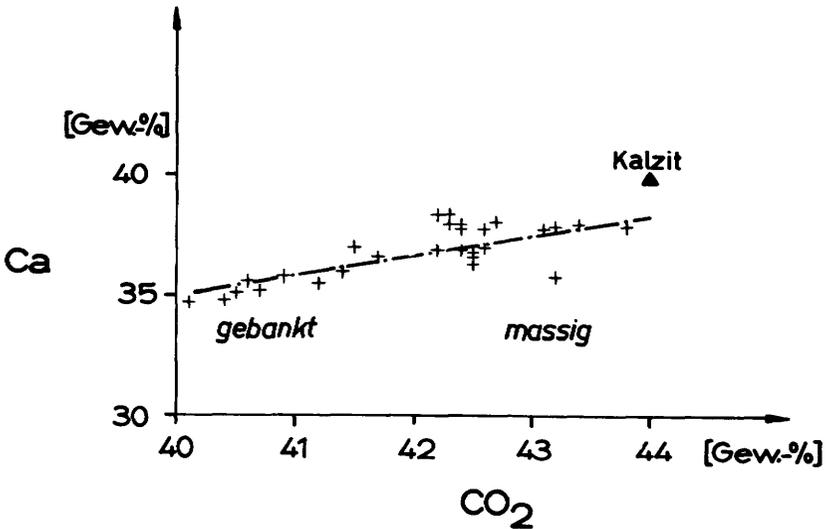
Magnesium

Mg und Ca entstammen nicht der gleichen Mineral-Phase (Abb.40, 42b). Dieser Schluß besteht, wie wir wissen, zu recht. Allein aus den Abb.32 und 37 auf einen Einbau von Mg ins Tonmineral-Gitter schließen zu wollen, wäre jedoch völlig verfehlt. Zum Teil stimmt dies sicherlich. Doch dieses Verhalten ist auf eine andere Mineral-Phase - nämlich auf Dolomit - zurückzuführen, mit dem der Tonmineral-Gehalt anscheinend nur mittelbar etwas zu tun hat (siehe Kapitel "Druck-Flaserung" S. 69).

Abb. 41



Mit steigendem CO₂-Gehalt sinkt der Mg-Gehalt (ohne Extremwerte)



CO₂- und Ca-Werte steigen kontinuierlich miteinander (ohne Extremwerte)

Nachdem feststeht, daß mit steigendem Ton-Anteil die Dolomitisierung zunimmt, verblüfft es nicht mehr, daß die niedrigeren Mg-Gehalte in den karbonat-reicheren, die höheren in den karbonat-ärmeren Partien gemessen wurden. Mg und Ca verlaufen also nicht konform (ähnliche Ergebnisse: M.HAL-TENHOF 1962: 29), siehe auch Abb. 43.

Eindeutig läßt sich die massige Fazies von der gebankten Fazies abtrennen: Abb. 32, 36 . Das breit gestreute Feld der Bank-Fazies legt den Schluß nahe, daß dieser lithologische Bereich von den 2 Größen "Druck-Flaserung" → "Dolomit-Sprossung" unterschiedlich betroffen wurde.

Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, daß das nachgewiesene Mg das Al im ~~oktaedrischen~~ Schichtgitter ersetzt und deshalb eine wesentliche Komponente der Montmorillonit-Gruppe ist (Abb. 30), bei den geringen nachgewiesenen Montmorillonit-Mengen aber hier nur ganz untergeordnet diesen Ton-Mineralien - auch als Adsorptiv! - entstammen kann.

Kalzium

Kalziumoxid (CaO) variiert als Hauptkomponente der Kalksteine entsprechend der Änderung von unlöslichem Rückstand (Abb. 3). Neben Kalzit fällt der den geringen Montmorillonit-, Illit- und Anorthit-Mengen entstammende Ca-Gehalt nicht ins Gewicht.

Ganz analog verhält sich der Ca-Anteil zur Färbung: Mit sinkendem Ca-Gehalt nehmen die Kalke immer dunklere Farbtöne an. Die Differenz von etwa 7 Gew.-% CaCO_3 zwischen massiger und gebankter Fazies ist also allein schon maßgebend dafür, daß ein solcher lithologischer Wechsel bereits makroskopisch bestimmend werden kann (s.S. 72).

Es existiert, wie zu erwarten, eine negative Korrelation zwischen Karbonat- und Nichtkarbonat-Phase (Abb. 40a, 43b).

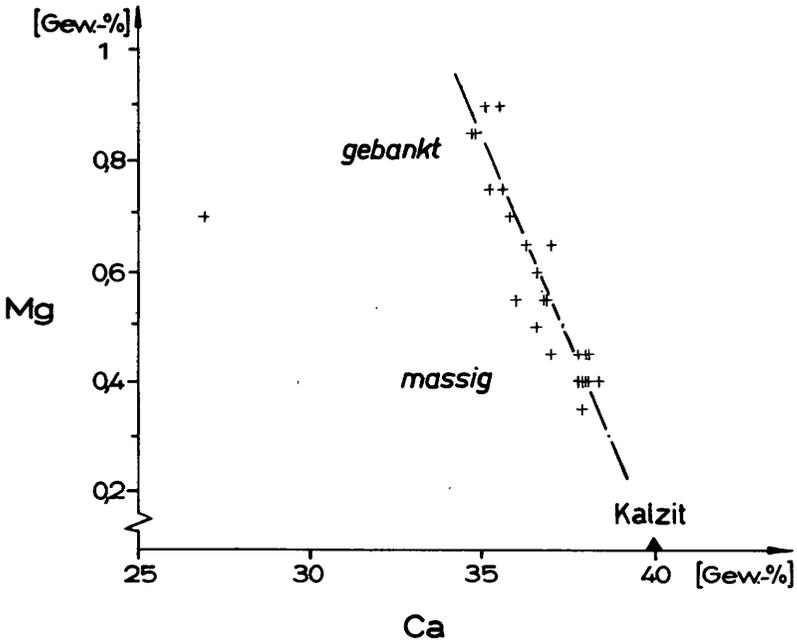
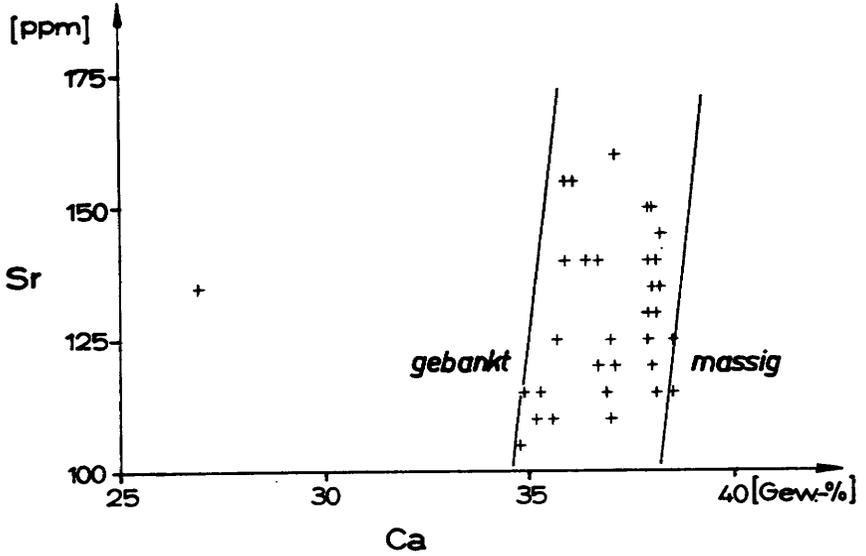


Abb. 42: Mit steigendem Ca-Gehalt sinkt der Mg-Gehalt, während die Sr-Werte leicht zunehmen

Wie auch aus Abb. 35 ersichtlich, besteht eine direkte Beziehung des Ca/Mg-Verhältnisses zur Lithologie.

Der Ca/Mg-Koeffizient - er spiegelt das Verhältnis an Mol-% von CaCO_3 zu MgCO_3 innerhalb einer reinen Karbonat-Phase wider - erniedrigt sich im Falle der Hallstätter Kalke durch sekundäre Dolomitisation (wie durch selektive Ca-Auslaugung) von 100 auf 40 (Abb. 35). Beide Werte fallen somit zwar genau in jene von CHILINGAR (1956: 2264) zur Identifizierung von Kalksteinen aufgestellten Gruppen (Abb. 45a), lassen jedoch auf Grund der zueinander streng invers verlaufenden Ca/Mg- und Ca-Kurven (Abb. 42b) keine kausale Abhängigkeit der einen von der anderen Größe erkennen.

Deshalb ist es auch falsch, das Ca/Mg-Verhältnis in jedem Falle als Ausdruck und "Indikator der Salinität" (DEGENS et al. 1960: 200; siehe z. B. auch HALTENHOF 1962: 29ff.; MARSCHNER 1966: 101, 111) anzusehen, eine Problematik, auf die in allgemeiner Form auch AUST (1969: 89) hinwies.

Kalium und Natrium

Das Alkali-Metall K ist fast ausschließlich an die Nichtkarbonat-Phase gebunden, sei es im Gitter von Silikaten wie Orthoklas, Glaukonit und - insbesondere in unserem Falle - Illiten, sei es als deren ionares Adsorptiv.

Neben Si, Al und Ti ist K das einzig bedeutende Alkali-Metall, das im Illit-Gitter eingebaut ist. Seine gute quantitative Übereinstimmung mit Al läßt kaum größere Schwankungen in Menge und Zusammensetzung des Illites zu (Abb. 30, 36). Wir können in diesem Falle den K-Gehalt als Funktion des Tonmineral-Gehaltes ansehen - und damit des Illites (>10 Gew.-% K_2O : Abb. 36) -, da die Feldspäte nur eine untergeordnete Rolle spielen (Abb. 44a).

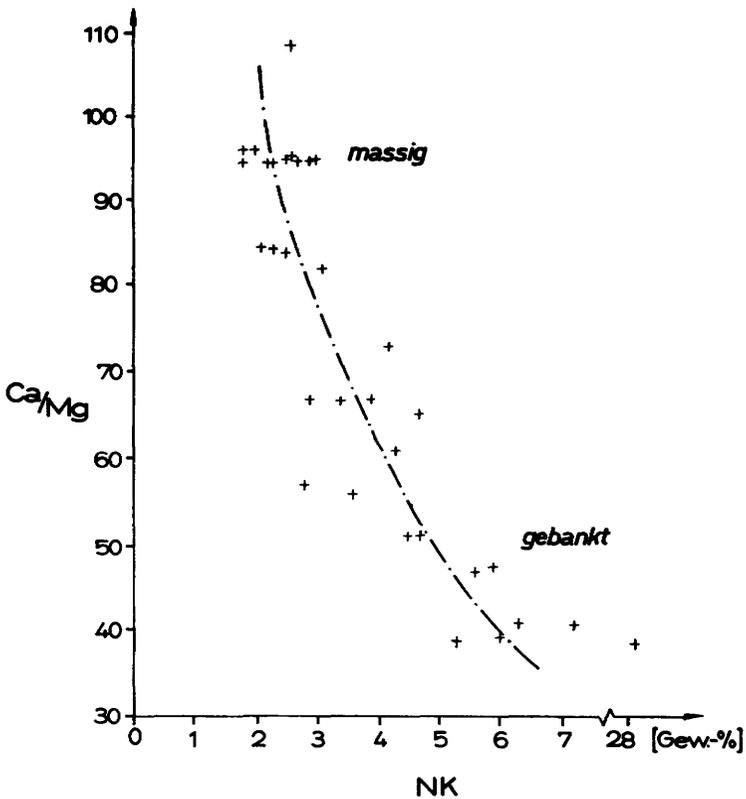
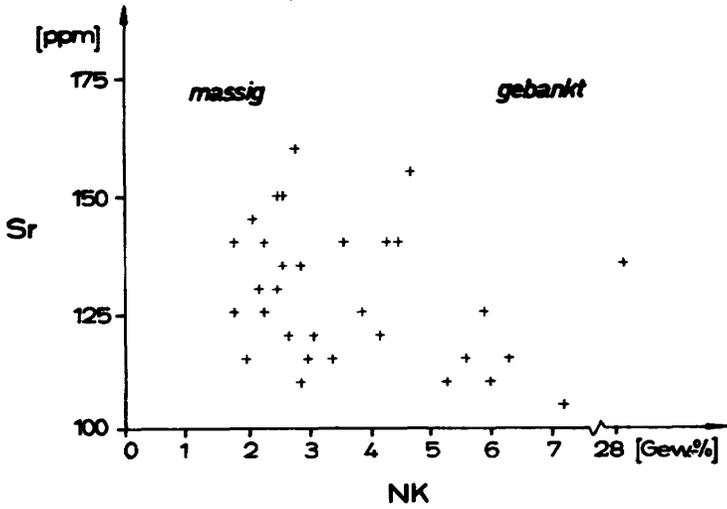


Abb. 43: Beziehungen zwischen Rückstand einerseits und Sr sowie Ca/Mg andererseits

In den von OSTROM (1957: 29) aus 92 Kalkstein-Analysen erhaltenen weiten Bereich zwischen 0,03 und 0,75 Gew.-% K (Mittel: 0,16 Gew.-% K) fügen sich die vorliegenden Werte von Hallstätter Kalken überraschend gut ein (vgl. ebenfalls TUREKIAN & WEDEPOHL 1961: Taf. 2: 0,27 % K; LAMAR & THOMSON 1956: 8). - Auch die Na-Gehalte liegen im Bereich "Spuren ... 0,33 Gew.-% Na; Mittel: 0,07 Gew.-%", den OSTROM (loc.cit.) angibt.

Die Na-Werte ändern sich innerhalb der untersuchten Aufschlüsse kaum. K besitzt von beiden Alkali-Metallen immer das bedeutende Übergewicht vor Na.

Na dürfte vorwiegend den nachgewiesenen komplexen Silikaten wie Kaoliniten und Albiten entstammen.

Kohlendioxid

Ähnlich wie bei Ca ist auch der CO₂-Gehalt der Proben konstant. Ich führe es in seiner Gesamtheit auf Karbonat zurück.

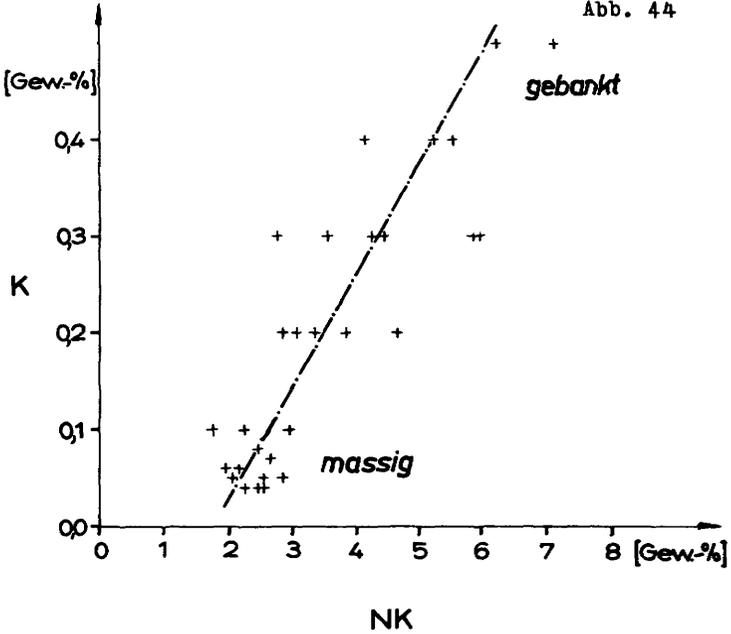
Titan

Die Ti-Gehalte sind ebenso wie diejenigen des Fe, Mn und Al lithologisch stark differenziert.

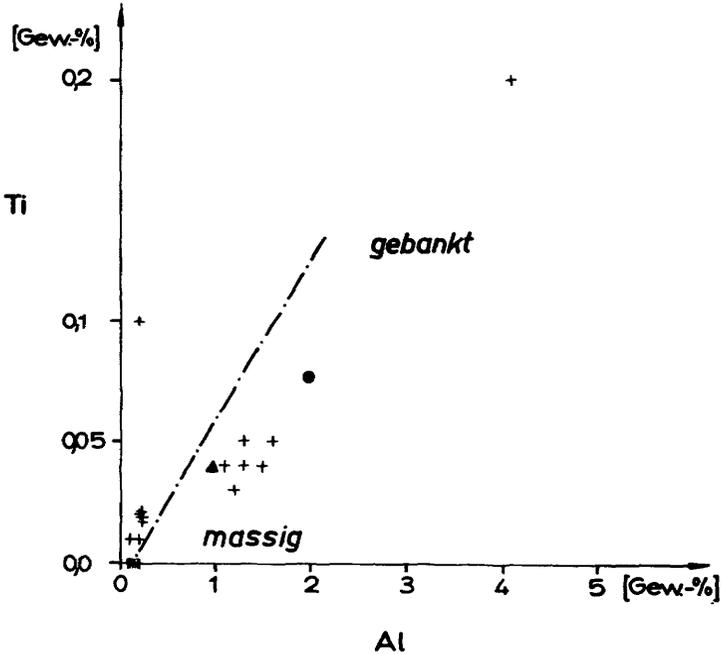
Mit diesen Werten stehen jene von GRAF (1960: 71) sowie von TUREKIAN & WEDEPOHL (1961: Taf. 2; vgl. Abb.44b) für Karbonatgesteine ermittelten Gehalte in Übereinstimmung.

Diese Beziehungen können auf die geochemische Verwandtschaft zwischen Ti und Al zurückgeführt werden (Abb.44b). Ti besitzt jedoch auch das gleiche Verhalten wie Fe (Abb.39b).

Ich führe den Ti-Gehalt in vollem Umfange auf eine adsorptive Bindung an die Tonfraktion zurück (vgl. V.M.GOLDSCHMIDT 1954: 420).



Mit steigenden Werten unlöslichen Rückstandes wächst auch der K-Gehalt (Extremwerte fehlen)



Ti-Al-Beziehungen der Hallstätter Kalksteine im Vergleich zu Durchschnittsanalysen von Karbonat-Gesteinen (▲) (nach WEDEPOHL 1970: 694) und rezenten Tiefsee-Karbonaten (●) (nach TUREKIAN & WEDEPOHL 1961: Taf.2)

Eine ähnlich positive Korrelation besteht zwischen Ti und Si (vgl. auch entsprechende Verhältnisse pelagischer Sedimente des Atlantiks: ERICSON et al. 1961: 232 oder des kalifornischen Schelfes: EMERY 1960: 234).

Schwefel

In den bunten karnisch-norischen Hallstätter Kalken der Umgebung Berchtesgadens ist Pyrit nicht nachgewiesen, jedoch als häufiges akzessorisches, authigenes Mineral in den hell-olivgrauen tonigen Kalken, die im Jakobberg-Stollen (zwischen 1000 und 1020 m) und im Wolfdietrich-Stollen (bei 1853 m) des Hallein-Dürrnberger Salzberges Zlambach-Schichten unterlagern.

Möglicherweise ist Schwefel an organische Bestandteile oder Anhydrit gebunden; ich fand weder Zölestin noch Gips. Anhydrit ist dagegen bereits seit längerem aus der Salzlagerstätte Berchtesgadener wie auch aus dem Kälbersteinbruch bekannt (S. 87).

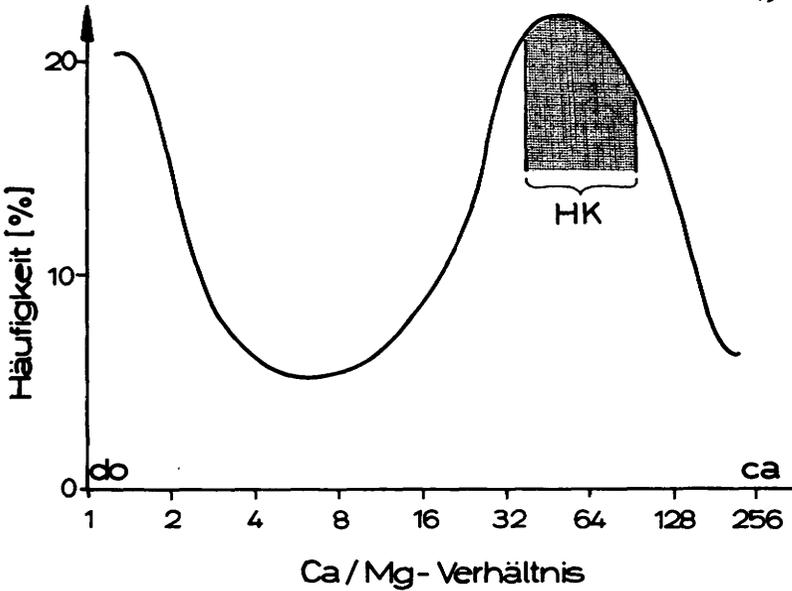
Vanadium

Die V-Werte entsprechen jenem von GRAF (1960: 71) ermittelten Durchschnittsgehalt in Karbonaten von 15 ppm.

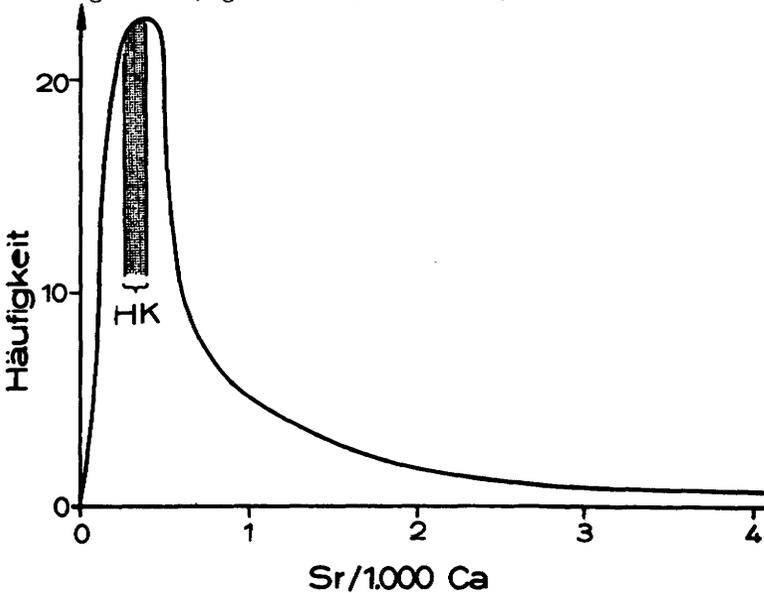
Der V-Gehalt im Kalk-Mergel 6-26 steigt sprunghaft auf den doppelten Betrag von 0,01 Gew.-% V_2O_5 an. Dies läßt sich durch sorptive Bindung des V^{5+} -Ions an die im Kalk-Mergel relativ angereicherten Fe(III)-Hydroxide und Tonminerale erklären (JOST 1932: 202, 281; KRAUSKOPF 1956: 23). Im Schichtgitter der Ton-Mineralien kann V zudem das Fe^{2+} -Ion ersetzen und so auf ein reduzierendes Milieu hinweisen.

Strontium

Ein so starkes geochemisches Gefälle zwischen beiden lithologischen Einheiten - wie es bei Fe, Al, Si, Ti, Mn anzutreffen ist - besteht für Sr nicht. Das bedeutet allerdings,



Einordnung der analysierten Hallstätter Kalksteine ("HK") in die von CHILINGAR (1956: 2264) gegebene Häufigkeitsverteilung von Ca/Mg-Verhältnissen in 3.500 Kalken und Dolomiten



Einordnung der analysierten Hallstätter Kalksteine ("HK") in die von KULP et al. (1952: 714) gegebene Verteilungskurve von Sr in mehreren hundert Kalken

daß das Element Sr im Kalzit und (untergeordnet) im Dolomit getarnt ist (Abb.42a; vgl. auch PRASHNOWSKY 1957: 65).

Zur Anreicherung von Sr in authigenen Dolomit-Kristallen sei auf WEBER (1964: 1832) verwiesen. Auch als "Mitläufer" von Ca bei biogeochemischen Prozessen wurde Sr beschrieben.

Das Sr^{2+} -Ion ist nur etwa 13 % größer als das Ca^{2+} -Ion und vermag es daher im Kalzit-Gitter zu ersetzen ("Tarnung"). Das wird deutlicher, betrachten wir das Sr/Ca-Verhältnis. Die betreffenden Werte fallen exakt in jene beiden von KULP et al. (1952: 714) für Kalksteine ermittelten häufigsten Gruppen: 0,3...0,4 Sr / 1.000 Ca (Abb.45b). Zu denselben Ergebnissen kommt P.DEBRABANT (Thèse Lille 1970: 47f.) in seiner geochemischen Studie über 44 marine Oolithe verschiedenen Alters.

Eindeutiger dagegen sind rezente Beispiele - z.B. aus dem Atlantik (ERICSON et al. 1961: 232) oder dem östlichen Pazifik (EMERY 1960: 234). Dieses Sr/Ca-Verhältnis kann ich hier auch nicht als Hinweis auf palökologische Beziehungen (TURKIAN 1955: 158) interpretieren, da diagenetische Veränderungen die Karbonat-Phase betreffen haben.

Die genannten Sr-Beträge nehmen sich - im Vergleich zu etwa 600 verschiedenen Karbonatgesteinen mit durchschnittlich 475 ± 50 ppm Sr (GRAF 1962: 851) - recht bescheiden aus. Sie entsprechen damit den Sr-Gehalten sehr reiner kristallisierter Kalksteine (W.M.BAUSCH in MÜLLER & FRIEDMANN 1968: 107 und LAMAR & THOMSON 1956: 9; vgl. auch die relativ niedrigen Werte bis zu 150 ppm, die STERNBERG et al. (1959: 123A) aus dem backreef-Bereich der Steinplatte bei Lofer angeben). Eine positive Korrelation zwischen Sr und Unlöslichem (Abb.43a) besteht entgegen W.M.BAUSCH (op.cit.: 114) in unserem Falle nicht.

Ob eine solch relativ niedrige Sr-Konzentration - wie KAHLE (1959b: 850), H.W.FLÜGEL & WEDEPOHL (1967: 243) und KINSMAN (1969: 501) meinen - das Ergebnis frühdiagenetischer Reduktion innerhalb eines offenen Systems ist, kann hier nicht beantwortet werden; dies muß weiteren geochemischen Untersuchungen vorbehalten bleiben.

Ein eigenes Sr-Mineral - Zölestin oder Strontianit - konnte ich nicht nachweisen, gleichfalls nicht Aragonit, in den Sr^{2+} -Ionen leichter als in Kalzit eingebaut werden (OXBURGH und Mitarbeiter 1959: 96A).

Die Spuren-Elemente Cl, Cr, Co, Ni, Zn, Ba, Pb

Die Elemente Cl, Cr, Co, Ni, Zn, Ba, Pb treten in den Analysen als Spuren-Elemente auf.

Sind auch POTTER und Mitarbeiter (1963: 682) der Ansicht, "that trace element concentration in ancient shales is not seriously modified by post-depositional diagenetic processes", so muß ich doch mit einer postulierten Ca-Abfuhr auch gleichzeitig einen Abtransport weiterer Elemente mit in Betracht ziehen.

Die Affinität von Cl, Ba, Pb zu Ton-Mineralien (Cl: BEHNE 1953: 214, CORRENS 1957: 250, JOHNS 1963: 228; Ba: ENGELHARDT 1936: 224, PRASHNOWSKY 1957: 65; Pb: WEDEPOHL 1956: 143) ist allein bereits aus der Tatsache ersichtlich, daß alle drei nur in der ton-reichsten Probe (6-26) ermittelt werden konnten (S. 109).

Da bekannt ist, daß Cr^{3+} sowohl Al^{3+} wie auch Fe^{3+} zu ersetzen vermag, kann es leicht in Schicht-Silikaten - vor allem Illiten - eingebaut sein (KRAUSKOPF 1956: 19; FRÖHLICH 1960: 236).

Das stärkste Adsorbens für Co und Ni ist Fe-Hydroxid - Ton-Mineralien sind es nur untergeordnet (KOSMACHEV 1961: 677; CARR & TUREKIAN 1961: 44; ZEISSINK 1969: 146f.).

Auch Zn kann stark adsorptiv an Fe(III)-Hydroxide und Ton-Mineralien gebunden sein (KRAUSKOPF l.c.).

Abschließend läßt sich also feststellen, daß Sorption an Ton-Mineralien wie auch Fe-Hydroxide eine entscheidende Rolle bei der geochemischen Bindung der nachgewiesenen Spuren-Elemente spielt.

Zu ähnlichem Ergebnis kam D.M.HIRST (1962: 1147) bei der Untersuchung rezenter Sedimente aus dem Golf von Paria: "Cr, V, Co, Ni, Cu, Pb, Ba and Li are associated with illite and montmorillonite".

Bereits 1949 konnten H.SCHNEIDERHÖHN et al. (1949: 63) ganz ähnliche Ergebnisse aus Sedimentgesteinen paläozoischen bis känozoischen Alters bekannt machen: Ti, V, Cr, Mn, Ni finden sich vornehmlich in Ton-Peliten.

Daß die an ihrer Oberfläche negativ geladenen Ton-Mineralien namentlich Kationen adsorbieren, kommt in den Verteilungskurven der Abb. 36 gut zum Ausdruck.

HCl-unlöslicher Rückstand

Unter "NK" oder "Rückstand" wird in den Abb. 36ff. der in kochender ca. 20-prozentiger HCl unlösliche (anorganische) Rückstand verstanden. Er gibt somit gleichzeitig als Ergänzung den Karbonatgehalt an.

Der salzsäure-unlösliche Rückstand besteht vornehmlich aus Fe- und Al-Oxiden, entspricht also etwa der R_2O_3 -Gruppe (aus dem "naß"-chemischen Trennungsgang).

Da, um die Ton-Mineralien zu schonen, nur in der Kälte gelöst wurde, liegt der Anteil des Ungelösten höher als in einem ähnlichen Falle (ZANKL 1969b:251).

Mineralogisch gesehen, handelt es sich bei dieser großen Gruppe vornehmlich um Ton-Mineralien und hier insbesondere um Illite.

D. Paläontologischer Teil
=====

Die Verteilung des organischen Anteils der besprochenen Hallstätter Karbonat-Gesteine ist der Tafel zu entnehmen.

1. Benthonten

Dem sessilen Benthos kann man zunächst einmal folgende Formen zuweisen:

Foraminiferen z.T.
Fukoiden-ähnliche Bauten (Würmer)
Kalk-Schwämme
Brachiopoden
Krinoiden z.T.

Dem vagilen Benthos sind zuzurechnen:

Foraminiferen z.T.
Brachiopoden z.T. (z.B. ? Lingula)
Schnecken
Cephalopoden z.T.
Ostrakoden z.T.
Ophiuren
Seeigel
Holothurien.

2. Nektonten

Als frei und aktiv schwimmende Tiere kommen in Betracht:

Cephalopoden z.T.
? Ostrakoden z.T.
Fische
? 'Conodonten'.

3. Planktonten: Pelecypoden (?Halobia, ?Monotis salinaria)

Als echtes Plankton, d.h. als passiv treibende Formen, können wohl nur

Globochaete alpina LOMBARD
Radiolarien
? Heterastridien
? pelagische Krinoiden bezeichnet werden.

Dennoch muß Plankton ausgiebig vorhanden gewesen sein.

4. "Organische Tätigkeit"

In diesem Kapitel sollen alle organischen Wirkungen wühlender oder bohrender Tätigkeit zusammengefaßt werden. Über bioturbate Strukturen wird an anderer Stelle (S. 47) berichtet.

Wühlgefüge können im allgemeinen von sämtlichen in oder auf dem Boden lebenden Tieren erzeugt werden. Es kommen in unserem Falle

Ostrakoden und andere Krustazeen
Gastropoden
Anneliden
? Echinodermen in Betracht.

Ostrakoden, Echinodermen und Gastropoden sind in Schliften wie Säure-Rückständen nachweisbar. Auf die Tätigkeit von Würmern kann lediglich geschlossen werden (z.T. wegen der reichen Echinodermen-Fauna, die sich rezent vorwiegend von Würmern ernährt).

Einen Hinweis auf die Gegenwart "schalenloser" Würmer liefern in sehr ton-reichen, farblich variierenden Gesteinspartien die Formen der Wühlgefüge selbst. Es sind röhrenförmige, sich manchmal verzweigende, Fukoiden-ähnliche Bauten, die an die Fraßbauten von Chondrites (SIMPSON 1957: Taf. 21) erinnern.

Die Existenz mechanisch oder chemisch bohrender Organismen beweisen angebohrte Schlick-Gerölle sowie tierische Schalen. Als mögliche Bohrer kommen hier in Frage (cf. BROMLEY 1970: 54...77):

? Foraminiferen (Abb. 46)
Schwämme
Würmer

Brachiopoden
Gastropoden
Krustazeen
Echiniden.

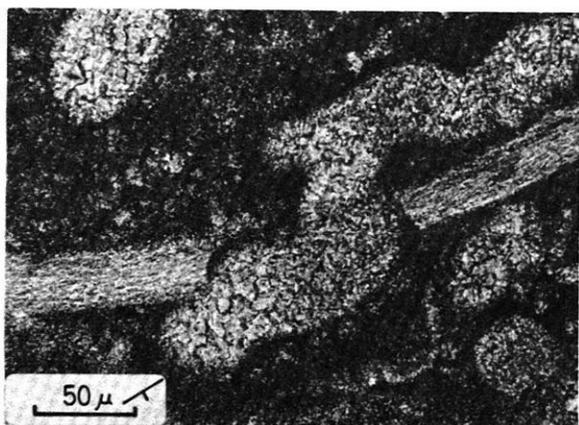
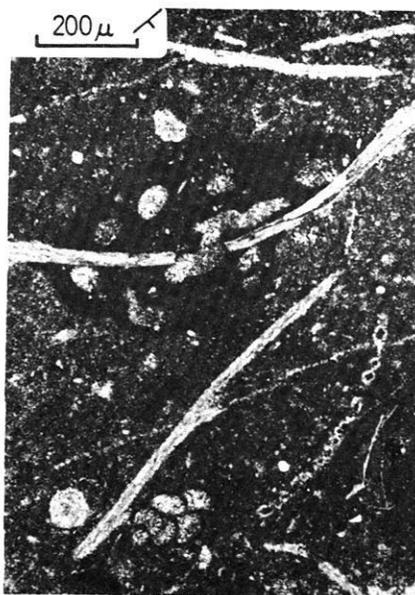


Abb. 46: Steinbruch N Zill (Monotis-Linse)
Sessile Foraminifere mit durchbohrter
Pelecypoden-Klappe

5. Foraminiferen

a) Gesamtfauna

Frau Dr. E. KRISTAN-TOLLMANN bestimmte aus dem Material des Untersuchungsgebietes insgesamt 28 Gattungen mit 65 Arten der Unter-Ordnung Textulariina. Die überwiegende Zahl (Gattungen wie Arten) gehört der Familie der Ammodiscidae an.

Die 4 Individuen-reichsten Arten sind

Haplophragmium sp.A

Spiroplectammina cf. clavata CUSHMAN & WATERS

Verneuilinoides mauritii (TERQUEM)

Ammobaculites tzankovi (TRIFONOVA).

Sie gehören alle den Lituolacea an.

Auch aus der Faunen-Liste geht hervor, daß die Ammodiscacea (die primitiven Sandschaler) zwar die meisten Arten und Gattungen stellen, gegenüber den Lituolacea (den höheren Sandschalern) jedoch an Häufigkeit der Individuen zurücktreten.

Es ist auffällig, daß in Karn wie Nor kaum wesentliche Unterschiede des Foraminiferen-Faunenspektrums existieren. Dagegen ist eine deutliche Abhängigkeit dieses Spektrums vom Substrat zu erkennen, auf dem die Tiere lebten: In den rückstand-armen Kalksteinen sind benthonische Foraminiferen (insbesondere sessile) weit in der Minderheit. In den rückstand-reichen gebankten Kalken beherrschen sie indessen das Feld (vgl. E. & I. SEIBOLD 1958: 729!).

Die Kalkschaler finden sich in beiden Gesteinstypen etwa gleich häufig, stellenweise im gebankten Teil jedoch stark zurücktretend.

Da der Untersuchungsmethode (Lösungsrückstände!) entsprechend die Kalkschaler nicht in ihrer Vielfalt berücksichtigt werden können, sei an dieser Stelle auf E. FLÜGEL (1963: 214) verwiesen, der in wenigen Schriffen - auch von Dürrnberg - allein 9 Genera Kalkschaler bestimmte.

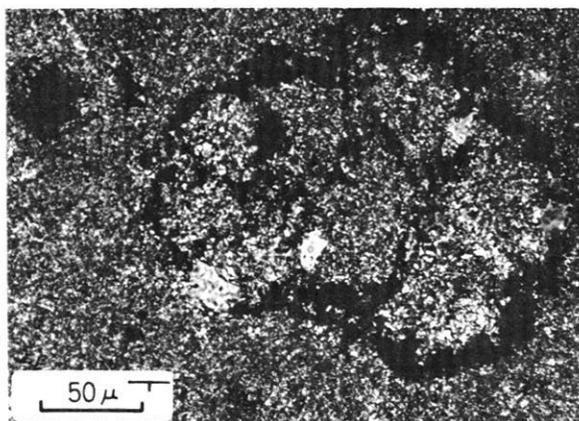
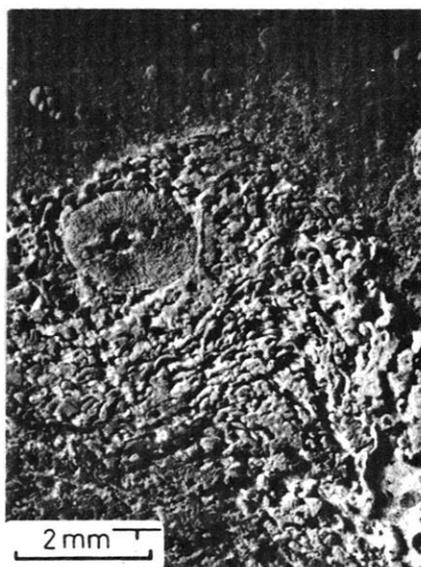


Abb. 47

- Fig. a) Reingraben - Dach der Bank B: Foraminiferen-Krusten (mit eingebautem Echinodermen-Fragment) in Steinkern-Erhaltung nach Säure-Ätzung eines Anschliffes
- Fig. b) Kälberstein-Bruch (ca. 70 m über Dach der H.-Linse): Foraminifere mit groben Quarzen als Gerüst-Substanz (= "Placopsilina(?) sp." bei WENDT 1969: 190).
+ Nic.

b) Foraminiferen-Krusten

Mehrfach erwähnte ich bereits die ober-norischen Bauten sessiler Foraminiferen am Reingraben bei Dürrnberg.

Die kuppel- und pfeiler-förmigen Bauten sitzen dünnen Sub-solutionskrusten auf. Sie ähneln strukturell den u.a. von HOEHNE (1912: 18) oder LOGAN et al. (1964: 72) publizierten Stromatolithen.

Gleichartige (wahrscheinlich sogar die gleichen) Formen beschrieb WENDT (1969: 179) aus lithologisch entsprechenden (? karnischen) Hallstätter Kalken des Feuerkogels, Salzkammergut. Wie man sich solche einen Hartboden überragenden Foraminiferen-Gerüste (aus dem Maastricht) vorzustellen hat, zeigen Aufnahmen von VOIGT (1970: Taf.10, 11).

Die Bauten können Höhen bis zu 2,5 cm erreichen, wobei sie sich weniger pfeiler-förmig (wie bei WENDT l.c.), sondern mehr flächenhaft ausdehnen (Abb.8,47a). Die Kolonien sind - insbesondere an den Kuppel-Rändern - durch vertikale Kompaktion stark zusammengedrückt, lassen jedoch noch gut das ehemalige Erscheinungsbild erkennen. Die Kompaktionswirkung nimmt dabei von unten nach oben hin innerhalb der Bauten ab.

WENDT (op.cit.: 186) hält diese Form für eine Art der Gattung *Tolypammina*. Die von ihm aufgestellte Art "*Tolypammina gregaria*" kann jedoch nicht - wie oben bereits angedeutet - zur Familie der *Ammodiscidae* (Sandschaler!) gerechnet werden.

Tolypammina selbst ist zwar in einer Art - als *T. dervillei* SCHNEIDER - vorhanden, doch nicht als Gerüst-Bildner.

WENDTs Schluß (op.cit.: 188) "*Tolypammina gregaria* n.sp. agglutinierte und zementierte demnach selektiv Kalzitkörner..." vermag ich nicht zu folgen. Die Schalen-Substanz besteht eindeutig aus einheitlich ca. 2 μ großen, eng miteinander verzahnten Kalzit-Kristallen. Gerade diese mikrokristalline Struktur spricht für die (im lebenden Zustand porzellan-artigen) Milioliden (W.RESCH 1970 und A.v.HILLEBRANDT 1971: pers.Mitt.).

"...blättrige Limonit-Krusten (,die) einen Hiatus unbekannter Dauer im Riffwachstum markieren" (WENDT op.cit.: 184) fand ich nicht, wohl aber Kalzit-Lagen, die stockwerk-artig (manchmal mit klastischen Partikeln, wie SiO_2 -Detritus, vermischt) einzelne Gerüste untergliedern und so ebenfalls zu einer Unterbrechung des Foraminiferen-Wachstums geführt haben müssen. Daneben fallen einige horizontale Druck-Suturflächen auf, die die Bauten entweder entsprechend ihrer konvex vorgezeichneten Struktur durchschneiden oder an ihnen entlang laufen (Stabilitätsgrenzen!).

Überall dort, wo - wie vor allem in den Basis-Regionen - die kalzitischen Gehäuse-Wände diagenetisch herausgelöst sind, sind nurmehr dicht aufeinander gepreßte Steinkern-Lagen erhalten. In wenigen Bereichen ist noch ein kalzit-reiches, hell-violettes Sediment als Ausfüllung dieser unregelmäßigen, röhren-förmigen und glatten Steinkerne vorhanden. In der Regel ist es jedoch sekundär durch Goethit ersetzt - der Grund, weshalb die innere Morphologie in ihrer Reichhaltigkeit überhaupt sichtbar wird (Abb.50a).

Die Einzeltiere (es sind sessile Kalkschaler) bauten ihre dickwandigen Gehäuse dicht aneinander: Zwischenräume existieren nur partiell in Form kalzitischer Lagen (s.u.).

Die einzelnen Kammern (besser: Röhren oder Schläuche) werden bis zu 0,1 mm im Querschnitt dick (gemessen in unversehrten Dach-Partien). Das bedeutet, daß bei regelmäßigem Wachstum mindestens 200 Generationen (in den höchsten Kolonien) insgesamt übereinander gelebt haben müssen.

Eine eigene basale Gehäuse-Wand existiert gewöhnlich nicht - die Wohnlumina grenzen dann direkt an die Wände der Nachbar-Gehäuse. In die Kolonien mit eingebaut sind Echinodermen-Reste (vorwiegend Krinoiden-Haftscheiben) (S. 33) und Mollusken-Fragmente (Abb. 47a).

Zum Vergleich mit jurassischen Foraminiferen-Krusten können u.a. die beiden Arbeiten von BERZ (1931) und FRITZ (1958: 52) dienen, vgl. auch H.J.BRUDER (Diss.Stuttgart 1968: 49ff.).

Vergesellschaftet mit diesen sessilen Kalkschalern (und nur in diesem Milieu bislang angetroffen) sind Foraminiferen-Gehäuse mit irregulär angeordneten kugeligen Kammern, von WENDT (op.cit.: 190) als "Placopsilina(?) sp." beschrieben. Das Charakteristikum dieser Formen (sie kommen auch im Kälberstein-Bruch, 6-16, vor) sind relativ große (30 μ und mehr) Quarze detritischen Ursprungs, die - weit auseinander liegend - in unregelmäßiger Folge in die kalzitische Gehäuse-Substanz eingebaut werden. Es hat den Anschein, als bestimme ein zufälliges Detritus-Angebot Zahl, Größe und Platz der zementierten Quarze (Abb. 47 b).

Schließlich stellte W.RESCH (1970: pers.Mitt.) noch "Austrocolomia sp." (= Kion sp. sensu KRISTAN-TOLLMANN 1964: 63; vgl. PAPP et al. 1970: 25, Taf.25) in Schliffen dieser Fazies fest.

Bei den von E.FLÜGEL (1967: 99) aus hell-grauen norischen Kalken des Siriuskogels erwähnten "onkoidischen Krusten... und...stromatolithenartig ausgebildeten Lagen" braucht es sich nicht zwingend um Algen-Reste zu handeln. Als weitere Möglichkeit der Erklärung bieten sich die genannten Foraminiferen-Bauten an.

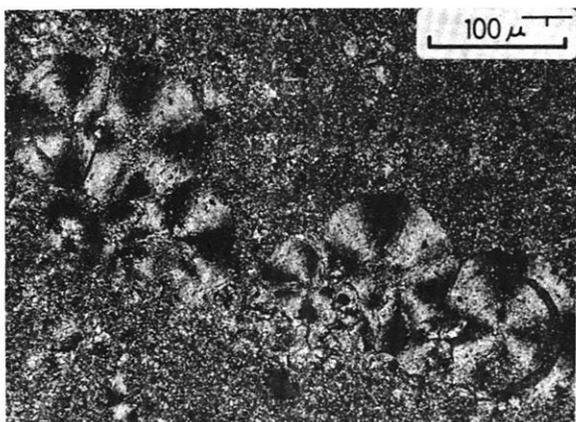
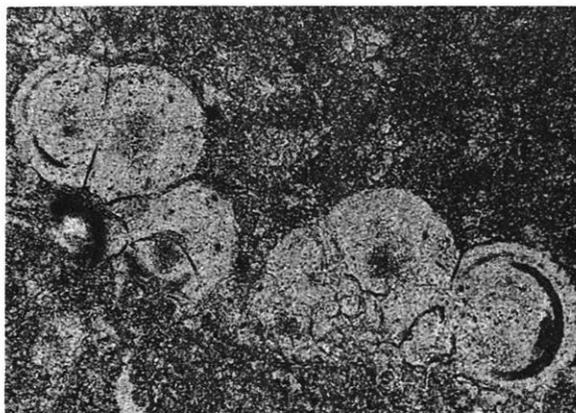


Abb. 48: Kälberstein-Bruch (ca. 100 m über Dach
der H.-Linse)
Globochaete alpina LOMBARD-"Kolonie"
(ohne und mit Nic.)

6. Globochaete alpina LOMBARD 1945

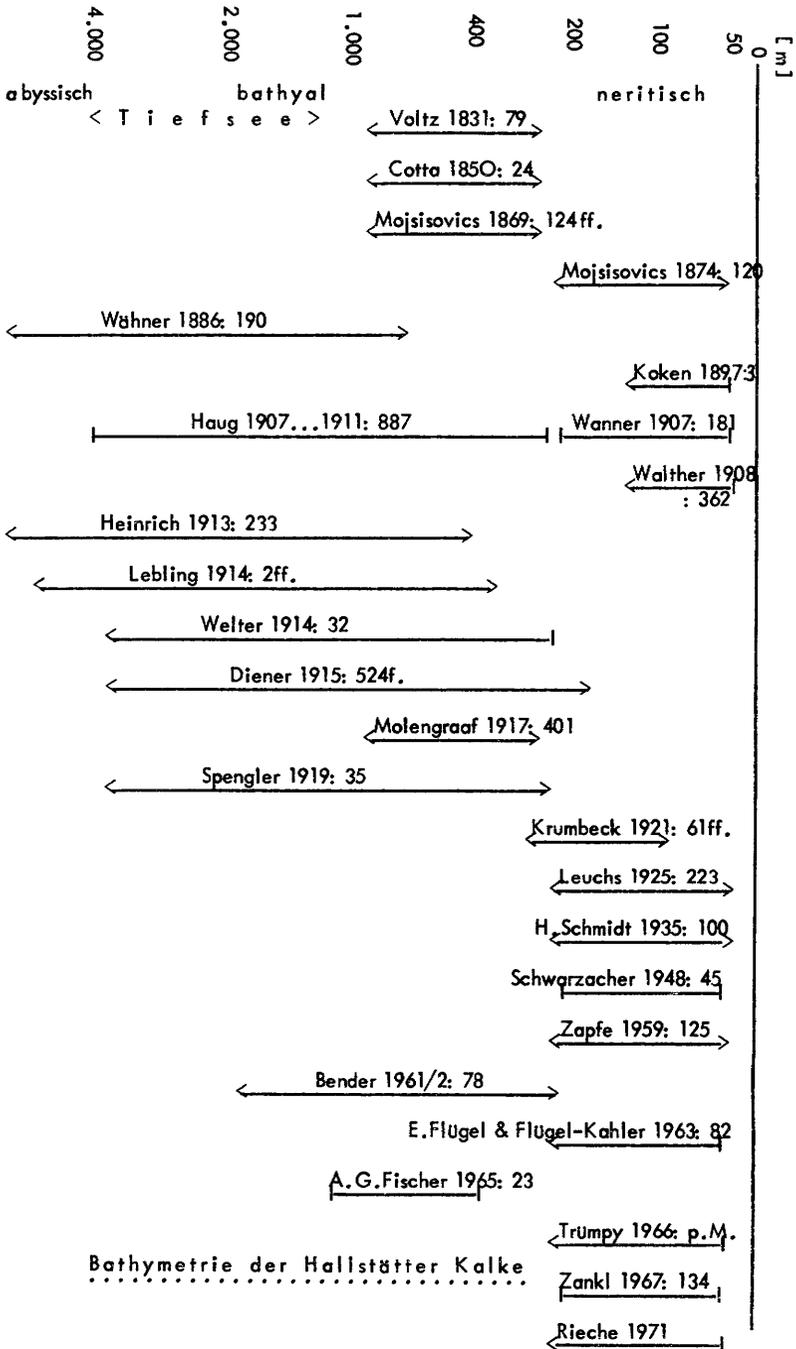
Als erster fand K.DOBEN, München, in karnisch-norischen Hallstätter Kalken der Berchtesgadener Alpen "eine, der Globochaete alpina LOMBARD nahestehende, wenn nicht die gleiche, Algenart" (UDLUFT 1966: 27). Zuvor hatten sie bereits MIŠÍK (1959: 314) aus dem Nor der Gemeriden und PATRULIUS (1963: 338) aus dem Jul (mit Halobia styriaca MOJSISOVICS) der Ost-Karpaten bekannt gemacht.

Es handelt sich um Kalzit-Sphären mit einem Durchmesser von 30...100 μ . Sie sind im Gestein einzeln oder in Gruppen (Abb. 48) unregelmäßig verteilt. Bei gekreuzten Nicols fallen sie im Dünnschliff durch ihr Auslöschungskreuz (Abb. 48; cf. COLOM 1955: 117; MIŠÍK op.cit.: Taf.3 + 1968: Fig.11; UDLUFT 1966: Abb.22 + 25; WENDT 1969: Taf.21,3) auf und unterscheiden sich so von den ebenfalls kugeligen Radiolarien. Eine Möglichkeit der Verwechslung besteht allerdings mit Foraminiferen-Kammern. Von diesen kristallinen Gebilden (ebenfalls mit Auslöschungskreuz) unterscheiden sich die Globochaete-Sphären im Hallstätter Kalk durch einen leicht gelblichen Farbton. Bisweilen ist ein von LOMBARD (1945: 164) beschriebenes "centre granuleux sombre" zu erkennen. Auch bi- und trilobate Formen sprechen dafür, daß diese Gebilde wirklich mit den von LOMBARD bezeichneten - er stellt sie zu den Chlorophyceen (Grünalgen) - identisch sind.

Seitdem LOMBARD (op.cit.: 163) diese planktonischen Mikroorganismen aus dem westalpinen Malm publizierte, fand man sie inzwischen im fast gesamten Mesozoikum: vom oberen Anis bis zum Senon (PATRULIUS op.cit.: 338...339; MIŠÍK 1966: 60,64).

Wahrscheinlich handelt es sich bei den von A.G.FISCHER et al. (1967: 113f.) in elektronen-mikroskopischen Aufnahmen aus dem Pötschenkalk erhaltenen "problematic aggregates of plates" um Einzel-Individuen von Globochaete.

Die quantitative Verteilung dieser mikroskopischen Grünalgen-Sporen läßt eine deutliche Anreicherung innerhalb der gebankten norischen Fazies erkennen.



E. Der Ablagerungsraum

=====

1. Bathymetrische Verhältnisse

a) Geologisch-stratigraphische Befunde

Die Unterlage der Hallstätter Fazies s.str. besteht aus Seichtwasser-Ablagerungen, und zwar klastischen (Werfener Schichten z.T.), salinaren (Haselgebirge) sowie dolomitischen Sedimenten (Diploporen-Dolomite).

Als Überlagerung der Hallstätter Karbonat-Fazies gelten die mergeligen Zlambach-Schichten. Für dieses sedimentäre Milieu konnte BOLZ (1969: 212) anhand der Ostrakoden-Fauna eine Wasser-Tiefe von "durchschnittlich 10-30 m" postulieren.

Ähnliche Seichtwasser-Bildungen ergeben sich für die benachbarte, synchrone normal-marine Dachsteinriff-Fazies der Ober-Trias (ZANKL 1969^a: 89).

So spricht bereits der fazielle und paläogeographische Verband gegen eine bathyale Deutung der Hallstätter Karbonat-Fazies.

b) Lithologisch-sedimentologische Befunde

Typisch für die behandelten Hallstätter Gesteine ist das mikritische Korn der Matrix. Folglich muß es in relativ ruhigem, d.h. in nicht sehr flachem Wasser gefällt sein. Andererseits muß dieses Wasser zumeist noch CaCO_3 -gesättigt gewesen sein, sich also noch im Bereich des Kontinental-Sockels befunden haben.

Der geringe terrigene Anteil im Sediment spricht für ein küstenfernes Ablagerungsmilieu ebenfalls (Abb. 49).

Die geringe Mächtigkeit der Kalke ist in der Besonderheit des Ablagerungsraumes begründet.

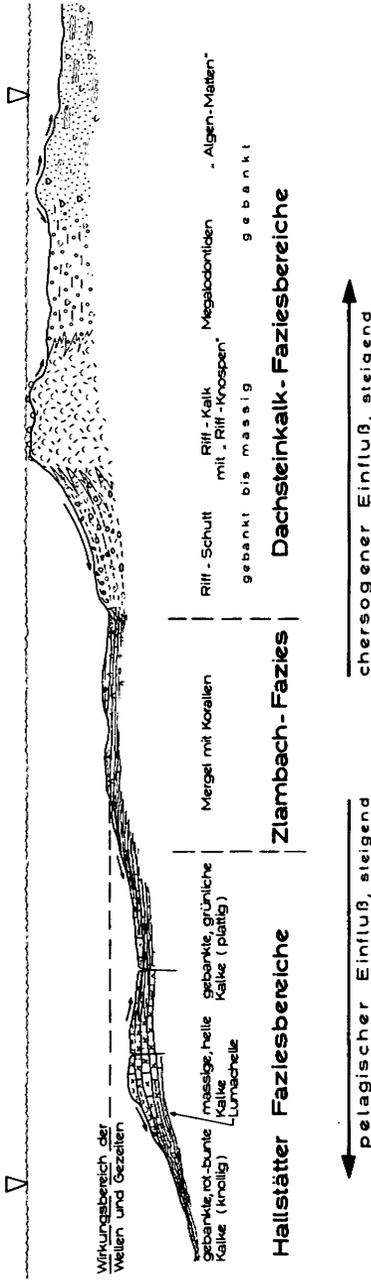


Abb. 49: Idealer Fazies-Schnitt im oberen Nor der Berchtesgadener Alpen

(Gesamtlänge ca. 10...15 km, überhöht, Dachstein-Fazies nach ZANKL 1969: 89)

Ist es auch nicht möglich, wie in den Cephalopoden-Kalken des sauerländischen Ober-Devons (= herzynische Schwellen-Fazies), die "durch Tonschiefer und Sandsteine von über zehnfacher Mächtigkeit vertreten werden können" (RABIER 1956: 55), sämtliche Cephalopoden-Zonen nachzuweisen, so gibt es doch andere Hinweise für eine entsprechende Annahme (S. 10).

Direkte Kalk-Lösung kann in diesem Falle nicht als bathymetrisches Indiz gewertet werden.

In dieser Beziehung besitzen die resedimentären Brekzien eine stärkere Aussagekraft. Da ich sie als Ergebnisse von Suspensionsströmen (z.T. mit feinen Rhythmiten wie am Feuerkogel) und sedimentärem Gleiten auffasse, muß ein Sedimentationsraum mit gegliedertem Relief bestanden haben. Das bedeutet gleichzeitig, daß nicht ein einziger bathymetrischer Wert zur Charakterisierung des Hallstätter Fazies-Bereiches ausreicht. Die resedimentären Brekzien lassen, da sie kaum fazies-fremde und nie terrigene Komponenten enthalten, zumindest einen küstenfernen Sedimentationsraum vermuten.

Die lithologisch-sedimentologischen Kriterien reichen nicht aus, um sichere Aussagen über die Sedimentationstiefe zu machen. Sie lassen allerdings ein küsten-fernes, relativ ruhiges Meeresmilieu unterhalb der Zone aktiver Wellen-Bewegung vermuten (Abb. 49).

c) Geochemische Befunde

Theoretisch könnten sowohl der höhere Ton- als auch der höhere Mg-Gehalt der gebankten Fazies für größere Bildungstiefen sprechen. Da ich jedoch den hohen Ton-Gehalt als Funktion klimatischer Gegebenheiten und den hohen Mg-Gehalt als Funktion diagenetischer Veränderungen auffasse, fallen diese beiden Kriterien als Hinweise auf eine mögliche Bildungstiefe - zumindest der Bank-Fazies - fort.

Da das Fe im Meerwasser weniger löslich ist als das Mn, letzteres folglich weiter transportiert werden kann, kann aus beider Verhältnis im Idealfalle eine bestimmte Wassertiefe abgelesen werden (PRICE 1967: 533). Da in unserem Falle das Mn/Fe-Verhältnis < 1 ist, könnte dies ein Hinweis auf eine relativ geringe Wasser-Tiefe sein. Da die

Fe-Werte nicht dem gesamten Fe-Gehalt der Karbonate entsprechen, dies allerdings auch vom Mn als Mitläufer des Fe behauptet werden kann, ist der obigen Schlußfolgerung zumindest eine bestimmte Tendenz (für eine geringe Wassertiefe nämlich) nicht abzuspüren.

In die gleiche Richtung zielen die Aussagen von NICHOLLS (1967: 553), daß nämlich (in Gesteinen oder Sedimenten) relativ geringe Gehalte der Spuren-Elemente Co, Ba, Ni und Pb (um lediglich die von mir nachgewiesenen zu nennen) eher Flachwasser-Bildungen zuzuschreiben seien.

Zum gleichen Ergebnis komme ich nach der Methode von BIENNER und Mitarbeitern (1968: fig.8), die kürzlich an Gesteinen aus Trias bis Tertiär auf eine Abhängigkeit zwischen Wasser-Tiefe und K- als auch Fe-Gehalt hinwiesen.

Der in den Proben 6-23 (Kälberstein-Bruch) und 8 (Reingraben) enthaltene Glaukonit kann als früh-diagenetische Bildung kaum als bathymetrisches Indiz gelten.

Ähnliches muß von den früh-diagenetischen Hornstein-Knollen gesagt werden.

CHESTER (1965: 265, 269) benutzte verschiedene Spurenelement-Verhältnisse als Ausdruck und Indikator pelagischer Fazies:

$$\begin{array}{ll} \text{Cr/Ni} > 1 & \text{Ba/Sr} < 1 \\ \text{Ni/V} < 2 & \text{Cr/V} < 1 \\ \text{Ni/Co} < 20. & \end{array}$$

Diese Verhältnisse sind auch im Hallstätter Bereich enthalten. Es gibt zwar Hinweise auf einen Flachwasser-Charakter der Sedimente; mit den vorhandenen geochemischen Daten ist er jedoch einwandfrei nicht zu belegen.

P. DEBRABANT (Thèse Lille 1970: 253f.), der 560 Karbonat-Proben geochemisch musterte, führt bestimmte Gehalte ($< 49\% \text{ CaO}$, $< 38\% \text{ CO}_2$, $> 1,1\% \text{ K}_2\text{O}$ oder $> 0,03\% \text{ TiO}_2$) auf einen wesentlichen terrigenen Einfluß zurück. Daß eine solche Interpretation nicht in jedem Falle zutrifft, kann der vorliegenden Arbeit entnommen werden: Nur scheinbar nimmt in den rückstand-reichen Hallstätter Proben der "terrigenen Einfluß" zu. In Wirklichkeit (s.S.66f.) lassen sich die entsprechenden Gehalte auf eine reduzierte oder gar unterbrochene Karbonat-Akkumulation zurückführen.

d) Paläontologische Befunde

Globochaete alpina LOMBARD

Diese mikroskopischen Grünalgen können als pelagische Organismen für bathymetrische Aussagen nicht herangezogen werden.

Viel eindeutiger ist m.E. ein negatives Indiz, nämlich die Tatsache, daß benthonische Algen fast generell fehlen. Dies schließt ganz flaches Wasser aus.

Pelecypoden

Die meisten marinen Muscheln besitzen eine weite bathymetrische Verbreitung. Die im Hallstätter Bereich wichtigsten und für ihn typischsten, die Halobien und Monotiden, besaßen wohl eine pseudo-planktonische Lebensweise. Deshalb klammere ich sie in diesem Zusammenhange aus, möchte allerdings erwähnen, daß J.WALTHER (1908: 357) sie als Lagunen-Bewohner beschrieb. Für relativ flaches Wasser (als Lebensraum!) spricht ihre massenhafte Entfaltung (NEUMAYR: 1878: 52).

Ostrakoden

"Benthonic ostracodes live on the floor of modern seas and oceans at all depths, but they are most abundant in shallow seas of shelf areas" (BENSON 1961: Q60).

Die wenigen aus Hallstätter Kalken bestimmten Ostrakoden-Exemplare konnten den Gattungen Bairdia und Polycupe zugewiesen werden. Beide Genera sprechen für "eine Sedimentation im marinen, tropischen Flachwasser" (BOLZ 1969: 213, 214).

Da allerdings Ostrakoden in den analysierten Hallstätter Karbonaten lediglich eine untergeordnete Stellung einnehmen - mögen sie auch nicht gerade selten sein -, betrachte ich sie nur als Anhaltspunkt für relativ flaches Wasser.

e) Ergebnis

Innerhalb der karnisch-norischen Hallstätter Ablagerungen der nördlichen Kalkalpen herrscht eine biofazielle Mannigfaltigkeit, die nur zu häufig als unbedeutend abgetan wurde. So sind die eigentlichen Cephalopoden-Kalke nur in einzelnen Gebieten aufgeschlossen, während z.B. die durch Pelecypoden gekennzeichneten oder die fossil-armen Kalke eine weit größere Verbreitung besitzen. Dennoch stützte sich die These vom Tiefsee-Charakter der Hallstätter Fazies überhaupt gerade auf diese für den Fazies-Bereich keineswegs charakteristischen Cephalopoden-Kalke (KRAUSS 1913: 125).

A.G.FISCHER (1965: 22f., vgl. auch 1964: 107+123) nimmt aus einem anderen Grunde bathyale Tiefen als Ablagerungsraum an: Er sieht in der "Hallstätter Fazies eine 'Hungerbeckenfazies' des tieferen Wassers vor den Riffen" mit Dachsteinkalk-Milieu. Er kommt daher für die "norisch-rhätischen Hallstätter Kalke auf 400 bis 1000 m" Wassertiefe. Zum Typ eines Hunger-Beckens s.str. gehört indessen laut Definition (ADAMS et al. 1951: 2605) eine euxinische Beckenfazies mit dünnen, schwarzen Tonschiefern innerhalb zahlreicher Riffe. Die von FISCHER genannten Kennzeichen (starker pelagischer Einschlag der Fauna, Mangan-Anreicherungen und allgemeine Abwesenheit von Algen) rechtfertigen zudem den von ihm angenommenen Bildungsraum nicht.

Als ganz wichtige Kriterien haben sich paläogeographische und paläontologische Gründe herausgestellt.

Es sind vor allem 4 kennzeichnende paläontologische Merkmale, die den verbleibenden sublitoralen als auch bathyalen Bereich noch weiter einengen:

- ausgesprochenes Fehlen von Algen
- Auftreten von Flachwasser-Ostrakoden
- Mollusken-Benthos findet sich in der Regel nicht >200 m (SARNTHEIN 1968: pers.Mitt.)
- Die massenhaften Entfaltungen der Weichtiere (Muscheln, Ammoniten und Schnecken) sprechen für optimale Lebensbedingungen in relativ seichtem Wasser.

Alle Benthonten (auch sessile) lassen erkennen, daß die ökologischen Bedingungen am Meeresgrund alles andere als lebensfeindlich waren. Es fehlen zwar Riff-Korallen und Stromatoporen, doch massenhaft auftretende und häufig sortierte und klassierte Brachiopoden und Muscheln deuten auf ein

z.T. sehr bewegtes und O₂-reiches Boden-Wasser. (Hierfür sprechen noch weitaus mehr Gründe.)

Die pelagischen Formen - hochmarine, in der offenen See weit von kontinentalen Einflüssen entfernte und großräumig verbreitete Faunen-Elemente - bestätigen die obige Aussage.

So wäre der Ablagerungsraum der Hallstätter Kalk-Fazies während Karn und Nor dem sublitoralen eu- bis hemipelagischen Meeresbereich zuzurechnen.

Entsprechend den bekannten faunistischen Beziehungen kann man nicht von einem abgeschlossenen Nebenmeer, sondern vielmehr von einem mit der Tethys in engem Zusammenhange stehenden, reich gegliederten Teil-Becken sprechen.

Unter Flachsee oder Schelf-Region soll hier jener neritische Bereich verstanden werden, der durch die euphotische Zone charakterisiert als auch noch durch stärkeren Wellen-Schlag zeitweilig erreicht wird. Denn Durchlichtung wie Durchlüftung sind die beiden entscheidenden biologischen und damit auch sedimentologischen Kennzeichen dieses Wasser- und Boden-Raumes.

Ich deute die Hauptfazies der Hallstätter Karbonate als ein mäßig flaches, unter dem normalen Wellen-Schlag liegendes, aber doch ^{durch Strömungen} mäßig bewegtes Ablagerungsmilieu im Bereich des äußeren Schelfes (Abb. 49).

Die Sedimentationsvorgänge und das organische Leben der Hallstätter Kalke ähneln am meisten jenen, die heute in einer Tiefe von 50...200 m zu finden sind.

Mit dieser bathymetrischen Aussage stimmen B.ZIEGLERs Tiefen-Angaben (1967: 448) von 40...100 m gut überein, in dessen Fossilgemeinschaften Muscheln, Ammoniten, Brachiopoden und sessile Milioliden dominieren.

Zur Charakterisierung des Ablagerungsraumes genügen nicht allein bathymetrische Angaben, eine Reihe anderer physikalischer und physiko-chemischer Parameter muß gleichfalls mit in Betracht gezogen werden.

2. Salinität

Mehrfach weisen paläontologische Daten auf "vollmarine" Verhältnisse während Karn und Nor hin, mögen auch im Bereich der gebankten Fazies gewisse Schwankungen aufgetreten sein: s.S. 66f..

3. Wasser-Temperatur

Das "Klima" der Ober-Trias im heutigen Alpen-Raum kann als subtropisch-semiarid bezeichnet werden (vgl. M.SCHMIDT 1928: 31; G.WAGNER 1931: 374; M.SCHWARZBACH in: NAIRN 1961: 266; KRUMM 1965: 132; WURSTER 1965: 238).

Auch die geographische Breite stimmt mit einer solchen Deutung überein: In der Trias dürfte sich der Nordpol laut Messungen des Paläomagnetismus' in NE-Sibirien befunden haben (O.C.HILGENBERG 1966: 919, Taf.32; vgl.a. HOUTEN 1961: 125 sowie LOTZES "Salinarzone" 1957: 192).

Paläotemperatur-Bestimmungen, die auf dem $^{18}O/^{16}O$ -Mischungsverhältnis basieren, müssen m.E. mit gewissen Vorbehalten betrachtet werden, da nicht bekannt ist, in welchem Maße diagenetische Umwandlungen der benutzten Karbonate in die Meßergebnisse eingehen. Aus rätischen Rostren der Fischerwiese (SALZKAMMERGUT) erhielt W.KALTENEGGER (1967: 515) Werte zwischen 21,5...24,5 °C (vgl. auch JELETZKY & ZAPFE 1967: 74). Diese Ergebnisse werden jedoch von FABRICIUS und Mitarbeitern (1970a: 819, 1970b: 588 ff.) mit dem Hinweis auf diagenetisch bedingte Verfälschungen des Ausgangsmaterials in ihrer Aussagekraft geschwächt. Jene Autoren (1970a: 810, 1970b: 586) bieten eigene Analysen an: 16,7...29,4 °C für ober-norische Fos-sil-Proben des Hallstätter Fazies-Bereiches. Sie kommen zu Durchschnittswerten um 25 °C für das Nor insgesamt, die Werte des Räts liegen etwas niedriger. Diese Ergebnisse stimmen mit jenen überein, die E.T.DEGENS (in: FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER 1963: 42) aus rätischen Riff-Kalken der Ost-Alpen ermittelte: 22,7...26,9 °C, liegen aber wahrscheinlich noch zu hoch.

So bleibt als sicherstes Hilfsmittel nur eine Analyse der Fauna - auch der Nachbar-Gebiete! Sie verweist (im Verein mit den bedeutenden alpinen Dolomit- und Riffkalk-Massen sowie einigen geochemischen Stützen) auf ein relativ war-

mes Klima mit schwankenden Wasser-Temperaturen am Meeresboden zwischen 10...20 °C.

4. Redox-Potential

Bestimmte geochemische (Goethit, Hämatit) und faunistische Faktoren verweisen neben dem Gesteinshabitus auf (mit ganz wenigen Ausnahmen) strikt O₂-reiche, gut bewegte und durchlüftete Bodenwasser-Verhältnisse mit oxidierenden Bedingungen bis weit unter die sedimentäre Oberfläche. Lediglich in Nebenbecken, auf die diese Charakterisierung nicht zutrifft, kam es zeitweilig bei reduzierendem Milieu zur Bildung von Pyrit im Sediment (z.B. Dürrnberg, Rappoltstein).

Die Subsolutionskrusten sind Zeugen einer Kondensation in einem kalk-lösenden Milieu, in dem jegliche organische Substanz wegen des positiven Eh-Wertes vor ihrer Sedimentation oxidiert wird, während die Hartteile nach Möglichkeit gelöst werden.

Das Ergebnis hohen Fe-Angebotes bei verminderter CaCO₃-Sedimentation (nicht: -Produktion!) sind die typisch braun-roten Cephalopoden-Kalke, deren Existenz nicht allein auf die Hallstätter Fazies beschränkt ist. So schreibt beispielsweise B.ZIEGLER (1967: 454) vom Ober-Jura: "Ammonitenfaunen des 'mediterranen' Typs kommen vor allem in Gesteinen vor, die durch Hämatit rot gefärbt sind".

5. pH-Verhältnisse

Da sowohl Kalzit wie auch Dolomit bei einem pH-Wert > 7,45 aus einer Lösung ausfallen, muß sich der Kalk im normal-marinen, leicht basischen Milieu (pH 8,0 ± 1,5) gebildet haben. Dabei muß es zeitweilig zu Schwankungen zum saueren Bereich hin gekommen sein. Solche Zeiten geringer Kalk-Sedimentation steigerten sich einige Male (z.B. im Profil Reingraben) bis zur Kalk-Lösung. Dennoch wurde der pH = 7 nicht wesentlich unterschritten.

6. Substrat

Der Meeresgrund war in der Regel ein plastisch-fester Weichboden eines Kalk-, seltener Ton-Schlammes, der sich nur lokal (vorherrschend im Ober-Nor) zu Hartböden entwickelte. Gleitende Schlamm-Ströme erzeugten im Zusammenhang mit Meeresbeben immer wieder resedimentäre Brekzien und führten zusammen mit starker Bioturbation zu einem entschichteten Sediment. Die erhöhte Zufuhr klastischen Materials im Bereich vom Rappoltstein und von Dürrnberg läßt an flacheres Wasser in dieser geographischen Region denken.

7. Intensität der Wasser-Bewegung

Folgt man den Energie-Indizes, wie PLUMLEY und Mitarbeiter (1962: 87f.) sie für Kalksteine vereinbarten, dann ergibt sich meist ein relativ ruhiger Ablagerungsraum mit nur selten größerer Wasser-Turbulenz (Typ I₂..II₁; ähnliche Ergebnisse bei FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER 1963: 81).

Schwache Wasser-Bewegungen waren insbesondere zur Massen-Anhäufung und Sonderung fossiler Klappen und groben Detritus' erforderlich (vgl. MF-Typen HK 1c und 2).

Auf Meeresströmungen lassen sich die genannten Wasser-Bewegungen wohl zurückführen. Dies gilt sowohl für den (mechanischen) Material-Transport als auch für den laufenden Nachschub von Fe und anderen mehr oder minder gelösten Substanzen durch boden-nahe Strömungen, wie GERMANN (1971: 153) bekräftigte. Auch die nahe gelegenen Dachsteinkalk-Riffe sprechen zumindest für zeitweilig stärkere Strömungen.

8. Paläogeographie

Nach dem bisher Gesagten läßt sich der Ablagerungsraum mit Hallstätter Fazies wie folgt kennzeichnen: Es handelte sich um ein vollmarines Milieu im subtropischen bis semi-ariden Flachmeer-Bereich, der noch enger auf das äußere Neritikum des Kontinental-Abhanges begrenzt werden kann. Die reichen neritischen wie pelagischen Faunen während Karn und Nor liefern viele Daten, die ein klares Bild des Lebensraumes vermitteln und auf optimale Lebensbedingungen rückschließen lassen: ausgiebiges Nahrungsangebot, gute Durchlüftung durch ständige Wasser-Umwälzung im Bereich des Schelf-Randes.

Dieses Bild trübten freilich ständig Sediment-Gleitungen und Suspensionsströme, in dieser Schwäche-Zone wohl tektonisch ausgelöst. Als kontinent-ferne Region besaß dieser Bereich ein vielfältig gegliedertes Relief, das auch sehr gut auf "Guyots" oder "Seamounts" verwirklicht gewesen sein kann.

Zur benachbarten Dachsteinkalk-Fazies bestand keine unmittelbare sediment-abhängige Beziehung, mag auch ein bestimmter Faunen-Austausch nachweisbar sein. Insbesondere fehlt im Arbeitsgebiet jeglicher Hinweis auf Riff-Nähe.

Ob die sog. "Einlagerungen von Hallstätter Kalk im Dachstein-Kalk" wirklich die ihnen zugewiesene Funktion einer Fazies-Verzahnung erfüllen (z.B. ZANKL 1967: 131), bleibt bis zu ganz detaillierten paläontologischen wie auch - insbesondere - geologischen Aufnahmen zumindest fraglich.

F. Zusammenfassende Deutung der Hallstätter Kalke des
=====

Karn und Nor im Berchtesgadener Raum
=====

Das Ziel vorliegender Untersuchungen war, das ehemalige Ablagerungsmilieu der karnisch-norischen Hallstätter Fazies im Berchtesgadener Raum zu charakterisieren.

In Abb. 1 sind der geologische Rahmen des untersuchten Gebietes dargestellt, in Abb. 5 die wichtigsten Profile.

Es wird zum ersten Male eine Übersicht des petrographischen, mikrofazialen, geochemischen, mineralogischen und paläontologischen Bestandes dieser marinen Folge gegeben.

1. Lithologie - Sedimentologie

6 Mikrofazies-Typen werden aufgestellt (Abb. 4):

- Hk 1a: Filament-Mikrit mit zahlreichen Radiolarien
- Hk 1b: Ton-reicher Filament-Mikrit mit zahlreichen Globochaeten
- Hk 1c: Fossil-reicher Filament-Mikrit mit Heterastridien
- Hk 1d: Filament-Mikrit mit stromatolith-förmigen Bauten sessiler Foraminiferen
- Hk 1e: Filament-Mikrit mit Hornstein-Knollen
- Hk 2 : Pelecypoden-Lumachelle

Die karnisch-norischen Hallstätter Kalksteine erreichen eine maximale Mächtigkeit von 150 m. Es wird eine helle, massige und eine rot-bunte, gebankte Fazies unterschieden.

Charakteristische Kennzeichen - insbesondere der massigen Folge - sind Bioturbation und resedimentäre Brekzien. Tektonische Brekzien sowie Spalten sind selten. Die Entstehung der resedimentären Brekzien wird mit thixotropen Gefügeeigenschaften des Kalk-Sedimentes in Verbindung gebracht.

Eine entscheidende Rolle im sedimentologischen und diagenetischen Geschehen spielt die Kalk-Lösung, ausgeprägt durch Mangel-Sedimentation, Bankung, Subsolution, Druck-Flaserung und Stylolithen-Bildung. Die Druck-Flaserung wird definiert und ein Modell für ihre Entstehung gegeben. Die weitere diagenetische Überprägung offenbart sich durch Neubildung von SiO_2 , Glaukonit, Goethit, Hämatit sowie Dolomit. Die Schnelligkeit von Kompaktion und Lithifikation wird als Funktion des Ausgangs-sedimentes gedeutet (Abb. 25).

2. Geochemie

Es wird unterschieden zwischen einer vorwiegend detritischen (säure-unlöslichen) und einer nicht-detritischen (säure-löslichen) Fraktion:

Hauptgemengteile	Nebengemengteile	Spuren
<u>Karbonat-Phase:</u>		
CO_2 , Ca in: Kalzit	Mg in: Dolomit	Sr
<u>Nichtkarbonat-Phase:</u>		
Si, Al, Fe, K in:		Ti, Mn, Cr,
Illit (Muskovit)		V, Co, Ni,
Goethit		Pb, Zn, Ba,
Hämatit		Cl
Quarz		Kaolinit
		Chlorit
		Montmorillonit
		Feldspäte
		Schwermineralien

Sowohl Fe wie auch z.T. Mn sind - wie sämtliche Spuren-Elemente der Nichtkarbonat-Phase - adsorptiv an Illite gebunden.

Karbonat-Phase: Es wurden "Protodolomite" (GRAF & GOLD-SMITH 1956: 184) gefunden, die neben kennzeichnenden Gitter-Linien durch einen CaCO_3 -Überschuß im Gitter charakterisiert sind, doch auch auf einen diadochen Ersatz des Mg(II) durch Fe(II) und Mn(II) schließen lassen. Die Abnahme des Ca/Mg -Verhältnisses in der gebankten Fazies kann nicht unbeschränkt als Andeutung einer salinaren Phase gesehen werden, sondern ist z.T. durch Dolomitisation während der Diagenese auf Grund von Druck-Flaserung bedingt.

Nichtkarbonat-Phase: In allen 113 von mir untersuchten Proben karbonatischer Hallstätter Gesteine traf ich stets innerhalb der Ton-Mineralien auf eine Illit-(Muskovit-) Vormacht. Wegen der Koexistenz der beiden Illit-(Muskovit-) Strukturtypen 1Md und 2M nehme ich an, daß

1. der 1Md-Typ authigener Natur ist, entstanden während Sedimentation und Diagenese,
2. die 2M-Modifikation detritischer Herkunft ist und
3. die Hallstätter Kalk-Gesteine keinerlei metamorphe Beanspruchung im Laufe ihrer Geschichte erfuhren. Die diagenetisch empfindliche Tonmineral-Paragenese läßt nämlich den Schluß zu, daß es zu niedrig thermalen-metamorphen Umbildungen (ca. $80\text{...}100^\circ\text{C}$) innerhalb der untersuchten Hallstätter Gesteine bislang nicht gekommen ist; wohl aber zu diagenetischen Um- und Neubildungen (ca. $30\text{...}40^\circ\text{C}$).

Als wesentlichstes und deutlichstes Resultat ist der qualitativ wie quantitativ unveränderliche Tonmineral-Gehalt innerhalb jeder der beiden Fazies-Bereiche zu nennen. Deshalb nehme ich an, daß der Tonmineral-Bestand in den betreffenden Sedimenten an deren Fazies gebunden ist, also - soweit er detritischer Natur ist - aus einem einheitlichen Zufuhrgebiet bezogen werden muß (hierfür sprechen insbesondere die guten Korrelationen der Elemente untereinander).

Durchschnittsanalyse (in Gew.-%)

	massige	gebankte Fazies
SiO ₂	0,6	4,3
Al ₂ O ₃	0,2	2,5
Fe ₂ O ₃	0,1	0,6
MgO	0,66	1,50
CaO	53,7	49,3
K ₂ O	0,06	0,4
CO ₂	43,2	40,5
TiO ₂	Spuren	0,08
MnO	0,004	0,01
SrO	0,02	0,01
unlös. Rückstand	2,2	6,0
	-----	-----
Summe (ohne Rückstand)	98,6	99,2

3. Paläontologie

Der paläontologische Bestand ist der Tabelle zu entnehmen.

Aus ihr geht hervor, daß insbesondere das mikroskopische Problematicum Globochaete sowie unter den Foraminiferen die Sandschaler in der gebankten, ton-reichen Karbonat-Fazies bevorzugt auftreten. Ihnen können noch Fisch-Reste zugerechnet werden. Demgegenüber sind Radiolarien mehr an die reine Karbonat-Fazies gebunden.

Diese charakteristische Verteilung geht bei den Radiolarien und den genannten Algen wohl auf deren pelagisch-planktonische Lebensweise zurück. Bei den Sandschalern macht sich deren Abhängigkeit vom Substrat bemerkbar, während die häufigen Fisch-Relikte innerhalb der Bank-Fazies auf die geringe Sedimentationsrate dieser Fazies zurückzuführen sind.

Cephalopoden sind besonders häufig im E der Berchtesgaderner Ache; eine bevorzugte regionale Verteilung der Halobia- und Monotis-Lumachellen ist nicht gegeben.

Die von WENDT (1969) beschriebenen Foraminiferen-Krusten wurden in einem ober-norischen Vorkommen am Reingraben bei Dürrnberg entdeckt. Die Foraminiferen gehören wahrscheinlich zu den Milioliden.

4. Der Ablagerungsraum

Die Hallstätter Entwicklung ist im Vergleich zur Dachsteinkalk-Fazies eine durch ihre Entfernung von der Küste kontrollierte Becken-Fazies mit reich gegliedertem Relief. Dabei ist es unerheblich, ob sich die Kalke absolut - wie hier insgesamt angenommen wird - in 50, 100 oder 200 m Tiefe bildeten.

Zum Land hin war der Hallstätter Fazies-Bereich durch eine breite, gestaffelte Zone eng verzahnter Lagunen und Riffe abgegrenzt (Abb. 49). So wurden bereits einige Kilometer vom sedimentationsintensiven Vorriff-Bereich entfernt in der Nähe des Schelf-Randes geringmächtige, z.T. pelagisch beeinflusste Sedimente abgesetzt. Sie sind gekennzeichnet durch "voll-marine", O₂-reiche Verhältnisse bei Bodenwassertemperaturen zwischen 10 und 20° C. Lokal können sich in physiko-chemischer Hinsicht allerdings Schwankungen bemerkbar machen. Das Substrat war teils ein Weichboden, teils (weniger häufig) durch Hartböden charakterisiert.

Ich nehme an, daß im Bereich der Hallstätter Fazies eine von Zerrungen bestimmte stationäre Bruchtektonik bestanden hat, die möglicherweise im Zusammenhang mit "ocean-floor-spreading" zu stetiger Übersteilung der Becken-Ränder und zur Bildung resedimentärer Brekzien führte.

Die Sedimente, insbesondere der sedimentäre Lagerbau der gebankten Fazies, erfuhren eine intensive diagenetische Überprägung (S. 74). Vor allem die Druck-Flaserung wirkte ausgesprochen bestimmend.

5. Definition

Das wichtigste Charakteristikum der karnisch-norischen Hallstätter Kalke bleibt ihre Makrofauna: Halobien, Monotis salinaria, Cephalopoden, Gastropoden, Brachiopoden, Heterastridium.

Rotfärbung ist kein unerläßliches Kennzeichen der Hallstätter Fazies. Diese ist geochemisch durch eine Illit-(Muskowit-)Vormacht gekennzeichnet. An die Ton-Mineralien sind (in der Reihenfolge abnehmenden Gehaltes, siehe Abb.36) Si, Al, Fe, K, Ti, Mn fixiert; ihnen können sich noch die Spuren-Elemente Na, Cr, V, Co, Ni, Pb, Zn, Ba, Cl zugesellen.

Mikrofaziell sind es Filament-Mikrite mit Echinodermen-Detritus, Globochaete alpina und Radiolarien.

Literatur-Nachweis

mit Ausnahme der bei W.BARTH (1968: 170ff.) sowie H.FÜCHTBAUER & G.MÜLLER (1970: 624ff.) aufgenommenen Schriften

- ACKERMANN, Ernst 1948 Thixotropie und Fließigenschaften feinkörniger Böden.- Geol.Rundschau 36: 10...29, Stuttgart.
- ADAMS, John E., 1951 Starved Pennsylvanian Midland Basin.- Bull.amer.Assoc. H.N.FRENZEL et al. Petroleum Geologists 35,2: 2600...2607, Tulsa.
- AGER, Derek V. 1970 The Triassic system in Britain and its stratigraphical nomenclature.- Quart.Jour.geol.Soc.London 126 (=Nos.501/2): 3...17, London.
- AKIN, Hikmet 1970 Zur Geologie des Gebietes um den Rauchenberg (Berchtesgadener Alpen).- Unveröff.Studien-Arb.Inst.Geol. Techn.Univ.Berlin, VI, 12 S., 2 Beil.
- ANGER, Ernst F. 1964 Zur Geologie des Gebietes östlich der Königsseer Ache im Berchtesgadener Land.- Unveröff.Dipl.-Arb.Inst.Geol. Techn.Univ.Berlin, 82 S., 3 Beil.
- ANGINO, Ernest E. 1967 Atomic Absorption Spectrometry in Geology.- 144 p., & G.K.BILLINGS (Elsevier) Amsterdam.
- AUST, Horst 1969 Lithologie, Geochemie und Paläontologie des Grenzbe- reiches Muschelkalk-Keuper in Franken.- Abh.naturw. Ver.Würzburg, 10: 3...155, Würzburg.
- BARTH, Walter 1968 Die Geologie der Hochkalter-Gruppe in den Berchtesgadener Alpen (Nördliche Kalkalpen).- Neues Jahrb.Geol.Paläont. Abh. 131:119...177, Taf.11...12, 4 Beil., Stuttgart.
- BAŞOL, Demir 1969 Zur Geologie des Gebietes zwischen Karlstein und Nonn (Oberbayern).- Unveröff.Dipl.-Arb.Inst.Geol.Techn. Univ.Berlin, 55 S., 5 Taf., 3 Beil.
- BEHNE, Walter 1953 Untersuchungen zur Geochemie des Chlor und Brom.- Geochim.cosmochim.Acta 3: 186...214, London.
- BEHRENS, E.W. 1965 Environment reconstruction for a part of the Glen Rose Limestone, central Texas.- Sedimentology 4: 65...111, Amsterdam etc.
- BENDER, Hans 1961/ Tieftriadische Hallstätter Kalke und Tuffe in Nordattika.- 1962 Sitz.-Ber.Gesell.Beförderung ges.Naturw.Marburg 83/84: 65...79, Marburg.
- BENSON, Richard H. 1961 Ecology of Ostracodes Assemblages.- in: Treatise on Invertebrate Paleontology Q: 56...63, New York.
- BERG, L.S. 1958 System der rezenten und fossilen Fischartigen und Fische.- 310 S., (Deutscher Verlag der Wissenschaften) Berlin.
- BERZ, Karl C. 1931 Festsitzende Foraminiferen aus dem schwäbischen Jura und ihr Vorkommen auf Ooiden.- Mitt.geol.Abt.Württemberg. statist.Landesamt 14: 12 S., 2 Taf., Stuttgart.

- BIENNER, F., 1968 Abondance et Répartition de Certains Elements dans les
B.de JEKHOWSKY, Formations Sédimentaires du Bassin de Paris.- in: AHRENS,
R.PELET, B.TISSOT L.H.(Ed.): Origin and Distribution of the Elements: 1039..
.1063, 2 Beil., (Pergamon) Oxford etc.
- BOHADSCH, J. 1782 Hrn. Johann Bohadsch Bericht über seine, auf allerhoech-
sten Befehl im Jahr 1763 unternommene Reise nach dem
oberoesterreich. Salzkammerbezirk.- in: BORN, Abh.
Privatgesell.Boehmen etc. 5: 91...227, Prag.
- BOLZ, Heiner 1967 Zur Geologie von Kehlstein und Obersalzberg (Berchtes-
gadener Alpen).- Unveröff.Dipl.-Arb., Inst.Geol.Techn.
Univ.Berlin, 104 S., 2 Beil.
- - - - 1969 Die Zlambach-Schichten (alpine Obertrias) unter besonde-
rer Berücksichtigung der Ostrakoden.- Unveröff.Diss.Fak.
allgem.Ing.-Wiss.Techn.Univ.Berlin, 260 S., 27 Taf.
- BORCHERT, Hermann 1959 Spurenmetalle in Sedimenten und ihren Derivaten.-
& K.KREJCI-GRAF Bergbauwissenschaften 6: 205...215, Goslar.
- BOSWELL, Percy G.H. 1949 A preliminary examination of the thixotropy of some
sedimentary rocks.- Quart.Jour.geol.Soc.London 104
(=No.416): 499...526, London.
- BOUMA, Arnold H. 1969 Methods for the Study of Sedimentary Structures.- 458 S.,
(Wiley) New York etc.
- BROMLEY, R. G. 1970 Borings as trace fossils and *Entobia cretacea* Portlock, as
an example.- in: CRIMES, T.P. & J.C.HARPER (Ed.):
Trace fossils: 49...90, Liverpool (= Geol.Jour.spec.Iss.3).
- BRONN, Heinrich G. 1830 Ueber die Muschel-Versteinerungen des süd-Deutschen
Steinsalzgebirges, welche bisher unter dem Namen *Pecti-
nites salinarius* zusammengefaßt wurden.- Jahrb.Miner.Geol.
Gnosie, Geol., Petrefaktenk. 1, 3: 279...285, Taf.4,
Heidelberg 1830.
- BROWN, George 1961 The X-ray Identification and Crystal Structures of Clay
(Ed.) Minerals.- 544 S., (Miner.Soc.) London.
- CARR, M.H. 1961 The geochemistry of cobalt.- *Geochim.cosmochim.Acta*
& K.K.TUREKIAN 23: 9...60, Oxford etc.
- CHESTER, R. 1965 Geochemical Criteria for Differentiating Reef from Non-
Reef Facies in Carbonate Rocks.- Bull.amer.Assoc.
Petroleum Geologists 49: 258...276, Menasha.
- CHILINGAR, George 1956 Relationship between Ca/Mg Ratio and Geologic Age.-
Bull.amer.Assoc.Petroleum Geologists 40: 2256...2266,
Tulsa.
- CHOQUETTE, Philip 1970 Geologic Nomenclature and Classification of Porosity
& L.C.PRAY in Sedimentary Carbonates.- Amer.Assoc.Petroleum
Geologists Bull. 54: 207...250, Tulsa.
- COLOM, Guillermo 1955 Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the western
Mediterranean zone and Atlantic area.- micropaleont-
ology 1: 109...124, pls.1...5, New York.

- CORRENS, Carl W. 1957 Über die Geochemie des Fluors und Chlors.- Neues Jahrb.Mineral.Abh. 91 : 239...256, Stuttgart.
- 1941 Röntgenographische Untersuchungen über den Mineralbestand sedimentärer Eisenerze.- Nachr.Akad.Wiss. Göttingen, math.-phys.Kl. 1941 : 131...137, Göttingen.
- COTTA, Bernhard 1850 Geologische Briefe aus den Alpen.- 328 S., (Weigel) Leipzig.
- CROWELL, John C. 1957 Origin of pebbly mudstones.- Bull.geol.Soc.Amer. 68 : 993...1010, pls.1...4, Baltimore.
- DAVIES, David K. 1967 Origin of Friable Sandstone - Calcareous Sandstone Rhythms in the Upper Lias of England.- Jour.sed. Petrology 37 : 1179...1188, Tulsa.
- DIENER, Carl 1915 Die marinen Reiche der Triasperiode.- Denkschr.kais. Akad.Wiss.Wien math.-naturw.Kl. 92 : 405...549, Wien.
- DULEMBA, Jean L. 1963 Méthodes d'Analyse des Carbonates dans les Sédiments.- Rev.Géomorphol.dynam. 14 : 62...71, Paris.
- ECHLE, Wolfram 1961 Mineralogische Untersuchungen an Sedimenten des Steinmergelkeupers und der Roten Wand aus der Umgebung von Göttingen.- Beitr.Mineral.Petrogr. 8 : 28...59, Berlin etc.
- ELTGEN, Horst 1968 Statistische Methoden in der Mikro-Biofazies.- Sedimentology 11 : 259...274, Amsterdam.
- ENGELHARDT, Wolf v. 1936 Die Geochemie des Bariums.- Chemie der Erde 10 : 187...246, Jena.
- ERICSON, David B., 1961 Atlantic Deep-Sea Sediment Cores.- Geol.Soc.Amer. M. EWING et al. Bull. 72 : 193...286, pls.1...3, Burlington.
- EUGSTER, Hermann 1923 Geologie der Dugangruppe (Gebirge zwischen Albula und Landwasser).- Beitr.geol.Karte Schweiz Neue F. 49 : 134 S., 4 Taf., Bern.
- EVAMY, B.D. 1969 The Precipitacional Environment and Correlation of Some Calcite Cements Deduced from Artificial Staining.- Jour.sed.Petrology 39 : 787...821, Menasha.
- FABRICIUS, Frank, 1970a Paläotemperaturen und Pläoklima in Obertrias und Lias H. FRIEDRICHSEN etc. der Alpen.- Geol.Rundschau 59 : 805...826, Stuttgart.
- 1970b Zur Methodik der Paläotemperatur-Ermittlung in Obertrias und Lias der Alpen und benachbarter Meditterren-Gebiete.- Verh.geol.Bundesanst. 1970 : 583...593, Wien.
- FEITKNECHT, W. 1959 Über die Oxydation von festen Hydroxyverbindungen des Eisens in wäßrigen Lösungen.- Zeitschr.Elektrochemie (Ber.Bunsengesell.phys.Chem.) 63 : 34...43, Weinheim.

- FISCHER, Alfred G. 1963 *Essay Review of: Descriptive Palaeoclimatology by A.E.M. NAIRN (Ed.)*.- *Amer. Jour. Sci.* 261 : 282.. 293, New Haven.
- - - - 1965 *Eine Lateralverschiebung in den Salzburger Kalkalpen*.- *Verh. geol. Bundesanst.* 1965 : 20...33, Wien.
- FRÖHLICH, F. 1960 *Beitrag zur Geochemie des Chroms*.- *Geochim. Cosmochim. Acta* 20 : 215...240, London etc.
- FÜCHTBAUER, Hans & G. MÜLLER 1970 *Sediment-Petrologie*.- 2: 726 S., (Schweizerbart) Stuttgart.
- GARRISON, Robert E. & A.G. FISCHER 1969 *Deep-Water Limestones and Radiolarites of the Alpine Jurassic*.- *Soc. econ. Paleontologists Mineralogists spec. pub.* 14 : 20...56, Tulsa.
- GENGE jun., Erwin 1958 *Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten-Seehorn (Berner Oberland)*.- *Ecl. geol. Helvetiae* 51: 152...212, Taf. 1...8, Basel.
- GERMANN, Klaus 1971 *Mangan-Eisen-führende Knollen und Krusten in jurassischen Rotkalken der Nördlichen Kalkalpen*.- *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Monatsh.* 1971 : 133...156, Stuttgart.
- GOLDSCHMIDT, V.M. 1954 *Geochemistry*.- 730 ps., (University) Oxford.
- GOLDSMITH, Julian 1959 *Some Aspects of the Geochemistry of Carbonates*.- in: ABELSON, P.H., (Ed.): *Res. Geochem.* 1 : 336...358, New York (Wiley).
- - - -, D.L. GRAF, A.A. CHODOS et al. 1958 *Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates*.- *Amer. Mineralogist* 43 : 84...101, Menasha.
- GRAF, Donald L. 1961 *Crystallographic tables for the rhombohedral carbonates*.- *Amer. Mineralogist* 46: 1283...1316, Menasha.
- GRUNAU, Hans R. 1956 *Probleme der Farbschichtung*.- *Ecl. geol. Helvetiae* 49: 495...506, Basel.
- GÜMBEL, Karl W. 1860 *Die geognostischen Verhältnisse der bayerischen Alpen und der Donau-Hochebene*.- in: *Bavaria. Landes- und Volkskunde des Königreichs Bayern* 1 : 3...66, (Cotta) München.
- HALTENHOF, Martin 1962 *Lithologische Untersuchungen im Unteren Muschelkalk von Unterfranken (Stratinomie und Geochemie)*.- *Abh. naturw. Ver. Würzburg* 3 : 1...124, Taf. 1, Würzburg.
- HAMMOND, Allen L. 1970 *Deep Sea Drilling: A Giant Step in Geological Research*.- *Science* 170 (= No. 3957): 520...521, Washington.
- HARTMANN, Martin 1964 *Zur Geochemie von Mangan und Eisen in der Ostsee*.- *Meyniana* 14 : 3...20, 1 Taf., Kiel.
- HAUG, Emile 1907f. *Traité de Géologie*.- 3 Bde., 2024 S., 135 Taf., Paris.

- HEIM, Arnold 1924 Über submarine Denudation und chemische Sedimente.- Geol.Rundschau 15 : 1...47, Berlin.
- HEINRICH, A. 1913 Untersuchungen über die Mikrofauna des Hoilstätter Kalkes.- Verh.geol.Bundesanst. 1913: 225...234, Wien.
- HILGENBERG, Ott C. 1966 Die Paläogeographie der expandierenden Erde vom Karbon bis zum Tertiär nach paläomagnetischen Messungen.- Geol.Rundschau 55 (1965) : 878...924, Taf. 30...35, Stuttgart.
- HILLEBRANDT, A.v. 1962 Das Alttertiär im Becken von Reichenhall und Salzburg (Nördliche Kalkalpen).- Zeitschr.deutsch.geol.Gesell. 113 (1961) : 339...358, Hannover.
- HIRST, D.M. 1962 The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria.- II: The location and distribution of trace elements.- Geochim.cosmochim.Acta 26 : 1147...1187, Oxford etc.
- HOEHNE, Erich 1912 Stratigraphie und Tektonik derASSE und ihres östlichen Ausläufers, des Heeseberges bei Jerxheim.- Jahrb.kgl. preuß.Landesanst.Berlin 32/II (1911) : 1...105, Taf. 1...2, 2 Beil., Berlin.
- HORN, Max 1914 Über die ladinischen Knollenkalke der Sudalpen.- Jahresber. schlesische Gesell.vaterländ.Cultur 92 (6.Abtt.c): 69...169, Breslau.
- HOUTEN, F.B.van 1961 Climatic Significance of Red Beds.- in: NAIRN, A.E.M.: Descriptive Palaeoclimatology: 89...139, tbs.1...2, (Interscience) London.
- ICHIKAWA, Koichiro 1958 Zur Taxonomie und Phylogenie der triadischen <Ptheriidae> (Lamellibranchiata). Mit besonderer Berücksichtigung der Gattungen Claraia, Eumorphotis, Oxytoma und Monotis.- Palaeontographica Abt.A 111: 131...212, Taf. 21...24, Stuttgart.
- INGERSON, Earl (Ed.) 1964 Clays and Clay Minerals - Proceedings of the Twelfth National Conference on Clays and Clay Minerals.- 692 ps., (Pergamon) Oxford etc.
- JEANS, C.V. 1968 The origin of the montmorillonite of the European Chalk with special reference to the Lower Chalk of England.- Clay Minerals 7 : 311...329, 6 Beil., Oxford.
- JELETZKY, Jurij A. & H.ZAPFE 1967 Coleoid and Orthocerid Cephalopods of the Rhaetian Zlambach Marl from the Fischerwiese near Aussee, Styria (Austria).- Ann.naturh.Mus.Wien 71 : 69...106, Taf. 1...4, Wien.
- JOST, Konrad 1932 Über den Vanadiumgehalt der Sedimentgesteine und sedimentären Lagerstätten.- Chemie der Erde 7 : 177...290, Jena.
- JURGAN, Hermann 1962 Zur Geologie der Watzmann-Nord-Zone.- Unveröff. Dipl.-Arb.Inst.allg.angew.Geol.Mineral.Univ.München, 62 S, 11 Taf., 3 Beil.

- JURGAN, Hermann 1969 Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen.- Geol.Rundschau 58: 464...501, Stuttgart.
(= 1967: Diss.Fak.allg.Ing.-Wiss.Techn.Univ.Berlin)
- KALTENEGER, W. 1967 Paläotemperaturbestimmungen an aragonitischen Dibranchiatenrosten der Trias.- Die Naturwissenschaften 54: 515, Berlin etc.
- KINSMAN, David J. 1969 Interpretation of Sr⁸⁷ Concentrations on Carbonate Minerals and Rocks.- Jour.sed.Petrol. 39: 486...508, Menasha.
- KITTL, Ernst 1903 Geologische Exkursionen im Salzkammergut (Umgebung von Ischl, Hallstatt und Aussee).- in: Führer für die Exkursionen in Österreich.- 9. internat. Geologen-Kongress IV: 118 S., 1 Beil., Wien.
- KOBEL, Max 1969 Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der kalkalpinen Mitteltrias (Anisian und Ladinian) des Rätikon (Österreich und Fürstentum Liechtenstein).- Diss.phil.,Fak.II univ.Zürich, 151 S., 2 Beil. (=Mitt.geol.Inst.Univ.Zürich N.F. 118)
- KOKEN, Ernst 1897 Die Gastropoden der Trias um Hallstatt.- Abh.geol. Reichsanst. 17, 4: 1...112, 25 Taf., Wien.
- KOSMACHEV, V.G. 1961 The redistribution of elements during the diagenesis of Middle Jurassic argillaceous deposits of the northwestern margins of the Donbass.- Doklady Akademii Nauk SSSR (= Proc.Acad.Sci.USSR) 139: 195...199 (= 677...680), Moskva (New York).
- KRAUSKOPF, Konrad 1956 Factors controlling the concentrations of thirteen rare metals in sea-water.- Geochim.cosmochim.Acta 9: 1...32B, London/New York.
- KREBS, Wolfgang 1969 Early void-filling cementation in Devonian fore-reef limestones (Germany).- Sedimentology 12: 279...299, Amsterdam.
- KRISTAN-TOLLMANN 1964 Die Foraminiferen aus den rhätischen Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Aussee im Salzkammergut.- Jahrb. geol.Bundesanst.Sonderbd. 10: 189 S., 39 Taf., Wien.
Edith
- - - - 1970 Die Osteocrinusfazies, ein Leithorizont von Schwebcrinoiden im Oberladin-Unterkarn der Tethys.- Erdöl Kohle etc. 23: 781...789, Hamburg.
- KRUMBECK, Lothar 1921 Die Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden der Trias von Timor. I.- Paläontologie von Timor 10: 142 S., 4 Beil., Stuttgart.
- - - - 1938 Das Alter der Hallstätter Kalke im Kälbersteinbruch nördlich Berchtesgaden.- Zentralbl.Mineral.etc. Abt. B 1938: 1...5, Stuttgart.
- KRUMM, Hans 1965 Mineralbestand und Genese fränkischer Keuper- und Lias-Tone.- Beitr.Mineral.Petrog. 11: 91...137, Berlin etc.

- KRUMM, Hans 1968 Die Tonmineralführung der Trias-Sedimente in Europa.-
Vortragszusammenfassung 46. Jahrestagung deutsch.
mineral.Gesell.: 36...37, Köln.
- KRYSTYN, Leopold, 1971 Über die Fossil-Lagerstätten in den triadischen Hallstätter
G.SCHÄFFER, Kalken der Ostalpen.- Neues Jahrb.Geol.Paläont.
W.SCHLAGER Abh. 137: 284...304, Stuttgart.
- KUBANEK, Florian 1970 Beobachtungen zur Dolomitdiagenese im Alpenen
& A.WILLGALLIS Muschelkalk.- Verh.geol.Bundesanst. 1970 :
644...647, Wien.
- KUEHN, Othmar et al. o.J. Autriche.- Lexique stratigraph.internat. I 8 :
646 S., 2 Beil., (Centre National Rech.Sci.) Paris.
- KUENEN, Philip H. 1949 Slumping in the Carboniferous rocks of Pembrokeshire.-
Quart.Jour.geol.Soc.London 104 (=No.415): 365...
385, pls.22...27, London.
- 1950 Turbidity currents of high density.- 18. internat.geol.
Cong. 1948 8 : 44...52, London.
- 1951 Properties of turbidity currents of high density.- Soc.
econ.Paleontologists Mineralogists Spec.Pub. 2 :
14...33, Tulsa.
- LAMAR, J.E. 1956 Sampling limestone and dolomite for trace and minor
& K.B.THOMSON elements.- Illinois State geol.Surv.Circ. 221 : 18
p., Urbana.
- LARSEN, Gunnar 1967 Diagenesis in Sediments.- 551 p., (Elsevier) Amster-
& G.V.CHILINGAR dam etc. (= Developments in Sedimentol. 8)
- LAUGHTON, A.S. 1968 New evidence of erosion on deep ocean floor.-
Deep-Sea Research 15: 21...29, Fig.3...14, Oxford.
- LEUCHS, Kurt 1925 Lithogenetische Untersuchungen in den Kalkalpen.-
Centralbl.Mineral etc. 1925 (Abt.B) :213...223,
Stuttgart.
- LEWIS, K.B. 1971 Slumping on a continental slope inclined at 1°-4°.-
Sedimentology 16 : 97...110, Amsterdam.
- LOMBARD, Augustin 1945 Attribution de microfossiles du Jurassique supérieur
alpin à des Chlorophycées (Proto- et Pleurococcacées).-
Eclogae geol.Helvetiae 38: 163...173, Basel.
- MACKENZIE, R.C. 1970 Differential Thermal Analysis. 1.- 775 p., (Academic)
London/New York.
- MARTIN VIVALDI, J. 1957 Triassic chlorites from the Jura and the Catalan coastal
& D.M.C.MacEWAN range.- Clay Minerals Bull. 3 : 177...183, London.
- McCRAITH, J.H. 1961 Flame Photometric Determination of Calcium and Mag-
nesium Carbonates in Brickmaking Raw Material.- Jour.
appl.Chem. 11, 10 : 383...388, London.
- MERCK AG., E. 1968 Komplexometrische Bestimmungsmethoden mit Titriplex.-
3.Auf., 93 S., Darmstadt.
- MISŤK, Milan 1959 Die stratigraphische Verbreitung von Globochaete alpina
LOMBARD.- Geologický Sborník 10: 309...316, Taf.
3...4, Bratislava.

- MIŠÍK, Milan 1966 Microfacies of the Mesozoic and Tertiary Limestones of the West Carpathians.- 278 S., (SAV) Bratislava.
- 1968 Some Aspects of Diagenetic Recrystallization in Limestones.- 23.internat.geol.Cong.Proc.Sect. 8: 129... 136, Prague.
- MOLENGRAAFF, G. 1917 L'expédition néerlandaise à Timor en 1910-1912.- Arch.néerland.Sci.exact.naturel. (3B) 2: 395... 404, La Haye.
- MÜLLER, Erhard 1966 Geologie der Unkenener Mulde im Süden der Sonntags-horn-Gruppe - Der Nordostteil.- Unveröff.Dipl.- Arb.Inst.Geol.Techn.Hochsch.München, 66 S.
- MÜLLER, German 1956 Die Schnellbestimmung des $\text{CaCO}_3/\text{MgCO}_3$ -Anteils in karbonatischen tonamen Gesteinen mit dem Dinatriumsalz der Äthylendiamintetraessigsäure (AeDTE) - ein wichtiges Hilfsmittel für die Geologie.- Neues Jahrb.Geol.Paläont.Monatsh. 1956: 305...352, Stuttgart.
- 1968 Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe.- 255 p., (Springer) Berlin etc.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, Wolfgang & P.H.TOSCHEK 1969 Karbonatsedimentologische Arbeitsgrundlagen (Begriffe, Erläuterungen, Hinweise).- Veröff.Univ.Innsbruck 8: 32 S., Innsbruck.
- NAGEL, Karl-Heinz 1971 Zur Geologie des Gebietes um das Hundshorn (östl. St.Martin/ Berchtesgadener Alpen).- Unveröff. Dipl.-Arb.Inst.Geol.Techn.Univ.Berlin, 60 S.
- NAIRN, A.E.M. (Ed.) 1961 Descriptive Palaeoclimatology.- 380 p., 1 tb., (Interscience) London.
- NEUMAYR, Melchior 1878 Ueber unvermittelt auftretende Cephalopodentypen im Jura Mittel-Europas.- Jahrb.geol.Reichsanst. 28: 37...80, Wien.
- NICHOLLS, G.D. 1967 Trace elements in sediments: an assessment of their possible utility as depth indicators.- Marine Geology 5: 539...555, Amsterdam.
- NIGGLI, Paul, J.KOENIGSBERGER, R.L.PARKER et al. 1940 Die Mineralien der Schweizeralpen.- 2 Bde., 661 S., 21 Taf., 4 Phot., Basel.
- OSTROM, Meredith E. 1957 Trace elements in Illinois Pennsylvanian limestones.- Illinois State geol.Surv.Circ. 243: 34 p., Urbana.
- OXBURGH, Ursula, R.E.SEGNIT, H.D.HOLLAND 1959 Coprecipitation of strontium with calcium carbonate from aqueous solutions.- Program 1959 annual Meetings geol.Soc.Amer. 1959: 95A...96A, Pittsburgh.
- PAPP, A. et al. 1970 Anleitung zur biostratigraphischen Auswertung von Gesteinsschliffen (Microfacies Austriaca).- Jahrb.geol. Bundesanst.Sonderbd. 16: 50 S., 88 Taf., Wien.

- PATRULIUS, D. 1963 Répartition des algues Globochaete et Eothryx et du microfaciès à Lombardia (Saccocomidae) dans les Carpates Orientales.- Dări Seama Ședințelor 50: 337...346, Pl.1...3, București.
- PEARSON, David A.B.1970 Problems of Rhaetian stratigraphy with special reference to the lower boundary of the stage.- Quart.Jour.geol. Soc.London 126 (Nos.501/2) : 125...150, London.
- PIERCE, Jack W. & F.R.SIEGEL 1969 Quantification in clay mineral studies of sediments and sedimentary rocks.- Jour.sed.Petrology 39: 187...193, Tulsa.
- PRASHNOWSKY, Alexander A. 1957 Sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen im südlichen Rheinischen Schiefergebirge.- Neues Jahrb.Geol.Paläont.Abh. 105 : 47...70, 8 Beil., Stuttgart.
- PRICE, N.B. 1967 Some geochemical observations on manganese-iron oxide nodules from different depth environments.- Marine Geology 5 : 511...538, Amsterdam.
- RAMDOHR, Paul & H.STRUNZ 1967 KLOCKMANNs Lehrbuch der Mineralogie.- 15. Aufl., 820 S., 1 Beil., (Enke) Stuttgart.
- REMANE, Jürgen 1970 Die Entstehung der resedimentären Breccien im Oberthithon der subalpinen Ketten Frankreichs.- Eclogae geol.Helvetiae 63,3 : 685...740, Taf.1...6, Basel.
- REYNOLDS jr., Robert 1963 Potassium-rubidium ratios and polymorphism in illites and microclines from the clay size fractions of proterozoic carbonate rocks.- Geochim.cosmochim.Acta 27 : 1097...1112, Oxford etc.
- RICHTER, Rudolf 1941 <Schale> - <Klappe> - <Gehäuse> und andere Fallstricke der Terminologie.- Zentralbl.Mineral.Geol. Paläont.Abh.B 1941 : 65...69, Stuttgart.
- RIECHE, Jörg 1965 Zur Geologie des Gebietes nördlich von Berchtesgaden, Oberbayern.- Unveröff.Dipl.-Arb.Inst.Geol. Paläont.Techn.Univ.Berlin, 95 S., 1 Kte., 3 Beil.
- ROCK-COLOR Chart 1963 Geol.Soc.Amer., Repr., New York.
- SCHAFHÄUTL, Karl E.1848 Über die rothen Ammoniten-Marmore von Oberalm und Adnet in Hinsicht auf die rothen Marmore der bayerischen Voralpen.- Neues Jahrb.Mineral.Geogn.etc. 1848:136...148, Stuttgart.
- - - - 1851 Geognostische Untersuchungen des südbayerischen Alpengebirges.- in: Geognostische Untersuchungen der bayerischen Lande 1 : 1...146, Taf. 1...26, (Literarisch-artistische Anstalt) München.
- SCHIRMER, Klaus-U. 1969 Die Oxydationszone der Pb-Zn-Vererzung <Colonne 0> von AIT LABBES, Hoher Atlas (Marokko).- Diss. Fak.Bergb.Hüttenw.Techn.Univ.Berlin, 115 S.

- SCHLAGER, Wolfgang 1969 Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätterkalken der Ostalpen.- Geol.Rundschau 59 : 289...308, Stuttgart.
- SCHLOSSER, Max 1898 Das Triasgebiet von ^Hallein.- Zeitschr.deutsch.geol. Gesell. 50 : 333...384, Taf.12...13, 1 Beil., Berlin.
- SCHLOTHEIM, Ernst 1820 Die Petrefactenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte durch die Beschreibung seiner Sammlung versteinerter und fossiler Überreste des Thier- und Pflanzenreichs der Vorwelt erläutert.- 437 S., 15 Taf., Gotha.
- SCHNEIDERHÖHN, Hans et al. 1949 Das Vorkommen von Titan, Vanadium, Chrom, Molybdän, Nickel und einigen anderen Spurenmetallen in deutschen Sedimentgesteinen.- Neues Jahrb.Mineral. etc. Monatsh. Abt.A 1949 : 50...72, Stuttgart.
- SCHWERTMANN, U. 1965 Zur Goethit- und Hämatitbildung aus amorphem Eisen (III)-hydroxid.- Zeitschr.Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde 108: 37...45, Weinheim.
- SEIBOLD, Eugen & Ilse 1958 Kalkbankung und Foraminiferen.- Eclogae geol.Helvetiae 51 : 729...737, Basel.
- SEMPER, Max 1916 Schichtung und Bankung.- Geol.Rundschau 7 : 53...56, Leipzig.
- SIDDIG, Zaid 1965 Zur Geologie des westlichen Staufen/ Oberbayern.- Unveröff.Dipl.-Arb.Inst.Geol.Techn.Univ.Berlin, 55 S.
- SIEWERT, Wolf 1969 Zur Geologie des Gebietes um den Hochkranz (Berchtesgadener Alpen).- Unveröff.Dipl.-Arb.Inst.Geol. Techn.Uni v.Berlin, 83 S., 4 Beil.
- SILBERLING, N.J. & E.T.TOZER 1968 Biostratigraphic Classification of the Marine Triassic in North America.- Geol.Soc.Amer.Spec.Pap. 110 : 63 S., Boulder.
- SIMPSON, Scott 1957 On the trace-fossil Chondrites.- Quart.Jour.geol.Soc. London 112 (=No.448) : 475...499, pls.21...23, London.
- SLAVIN, Walter 1968 Atomic Absorption Spectroscopy.- 307 p., (Wiley) New York etc. (= Chemical Analysis 25)
- SMYKATZ-KLOSS, Werner 1966 Sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen an Karbonatgesteinen des Zechsteins.- Contr. Mineral.Petrology 13 : 207...268, Berlin etc.
- SPECKMANN, Peter 1966 Zur Geologie des östlichen Staufen (Oberbayern).- Unveröff.Dipl.-Arb.Inst.Geol.Techn.Univ.Berlin, 77 S., 7 Taf., 3 Beil.
- THIEL, Reinhold 1963 Zum System α -FeOOH - β -AlOOH.- Zeitschr.anorg. Chemie 326 (1963/64): 70...78, Leipzig.
- TOZER, E.T. 1965 Upper Triassic ammonoid zones of the Peace River Foot-hills, British Columbia, and their bearing on the classification of the Norian Stage.- Canadian Jour.Earth Sci. 2 : 216...226, Ottawa.

- TOZER, E.T. 1967 A standard for triassic time.- Geol.Surv.Canada Bull. 156 : 1...116, Taf.1...10, Ottawa.-
- TRURNIT, Peter 1968 Druck-Lösungsstadien innerhalb der Entwicklung einer Geosynklinale.- Neues Jahrb.Geol.Paläont.Monatsh. 1968 : 376...384, Stuttgart.
- TUCHKOV, I.I. 1964 Rhaetian Stage problem and the lower boundary of the Jurassic System.- Colloque Jurassique Luxembourg 1962: 101...112 (= 21.internat.geol.Cong.Luxembourg 1964).
- UDLUFT, P. 1966 Geologie der Unkenener Mulde im Süden der Sonntagshorn-Gruppe. Der Südostteil.- Unveröff.Dipl.-Arb.Inst.Geol. Techn.Hochsch.München, 79 S., 10 Taf., 3 Beil., 1 Kte.
- VELDE, Bruce 1962 Natural Illite Polytypism. Abstract.- Geol.Soc.Amer. Program 1962 annual Meetings: 156 A, Houston.
- VOGEL, Klaus 1970 Zur Geologie des Gebietes um den Gerhardstein (Berchtesgadener Alpen).- Unveröff.Dipl.-Arb.Inst.Geol. Techn.Univ.Berlin, 69 S., 4 Beil.
- VOIGT, Ehrhard 1970 Foraminiferen und (?)Phoronidea als Kommensalen auf den Hartgründen der Maastrichter Tuffkreide.- Paläontol.Zeitschr. 44: 86...92, Taf. 10...11, Stuttgart.
- VOLBORTH, Alexis 1969 Elemental Analysis in Geochemistry. Part A: Major Elements.- 328 p., 15 t., (Elsevier) Amsterdam. (= Methods in Geochem.Geophys. 8)
- VOLTZ 1831 Brief vom 22.12.1830 an H.G.BRONN.- Jahrb.Mineral. Geognosie etc. 2: 79...80, Heidelberg.
- WALKER, George F. 1950 Trioctahedral minerals in the soil-clays of north-east Scotland.- Mineral.Mag. 2.9(1950/52): 72...84, London.
- WALTHER, Johannes 1908 Geschichte der Erde und des Lebens.- 570 S., Leipzig.
- WARSHAW, Charlotte & R.ROY 1961 Classification and a Scheme for the Identification of Layer Silicates.- Geol.Soc.Amer.Bull. 72: 1455...1492, New York.
- WATTENBERG, H. 1937 Die Bedeutung anorganischer Faktoren bei der Ablagerung von Kalziumkarbonat im Meere.- Geol.Meere Binnengewässer 1: 237...259, Berlin.
- WEDEPOHL, Karl H. 1956 Untersuchungen zur Geochemie des Bleis.- Geochim. cosmochim.Acta 10: 69...148, London etc.
- 1970 Geochemische Daten von sedimentären Karbonaten und Karbonatgesteinen in ihrem faziellen und petrogenetischen Aussagewert.- Verh.geol.Bundesanst. 1970: 692...705, Wien.
- WEFERS, K. 1966 Zum System $Fe_2O_3-H_2O$.- Ber.deutsch.keram.Gesell. 43: 677...684, 703...708, Bad Honnef.

- WELTER, Otto A. 1914 Die obertriadischen Ammoniten und Nautiliden von Timor.- Paläontologie von Timor 1: 258 S., 36 Taf., Stuttgart.
- WENDT, Jobst 1969 Foraminiferen- \langle Riffe \rangle im karischen Hallstätter Kalk des Feuerkogels (Steiermark, Österreich).- Paläontol. Zeitschr. 43: 177...193, Taf. 21...22, Stuttgart.
- WEPFER, Emil 1913 Über den Zweck enger Artbegrenzung bei den Ammoniten.- Zeitschr. deutsch. geol. Gesell. Monatsber. 1913: 410...440, Berlin.
- WINKLER, Artur 1925 Über die Bildung mesozoischer Hornsteine. Ein Beitrag zur Sedimentpetrographie der Julischen Alpen.- Tschermarks mineral. petrographisch. Mitt. 38: 424...455, Taf. 9, Wien.
- WINKLER, Helmut G. 1938 Thixotropie von Mineralpulvern mikroskopischer Größe.- Kolloid-Beihfte 48: 341...376, Dresden/Leipzig.
- WURSTER, Paul 1965 Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimatänderungen der deutschen Trias.- Geol. Rundschau 54 (1964): 224...240, Stuttgart.
- ZANKL, Heinrich 1969a Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen.- Abh. Senckenberg. naturf. Gesell. 519: 123 S., Frankfurt/M.
- - - - 1971 Upper Triassic carbonate facies in the Northern Limestone Alps.- (im Druck) Heidelberg.
- ZAPFE, Helmut 1959 Faziesfragen des alpinen Mesozoikums.- Verh. geol. Bundesanst. 1959: 122...128, Wien.
- ZEIL, Werner 1955 Die Kreidetransgression in den Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun.- Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh. 101: 141...226, Taf. 18...26, 4 Beil., Stuttgart.
- ZEISSINK, H. E. 1969 The Mineralogy and Geochemistry of a Nickeliferous Laterite Profile (Greenvale, Queensland, Australia).- Mineralium Deposita 4: 132...152, Berlin etc.

Dank

====

Diese Untersuchungen sind ein Teil der von der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Bad Godesberg, finanziell und materiell unterstützten Arbeitsrichtung des Institutes für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität Berlin zur "Sedimentologie triassischer Karbonat-Gesteine in den nördlichen Kalkalpen". Ohne die technische Hilfe durch die DFG wäre diese Arbeit kaum möglich gewesen. Mit deren Abschluß lege ich großen Wert darauf, mich auch auf diesem Wege bei all den Persönlichkeiten zu bedanken, die mich in mannigfacher Weise förderten:

Herr Prof. Dr. W.ZEIL, dem ich vornehmlich für die Freiheit und Großzügigkeit bei der Überlassung des interessanten Themas sowie der Gestaltung der Arbeit sehr danke, stellte mir als Direktor des Institutes dessen wissenschaftlichen und technischen Apparat in jeder Weise zur Verfügung. Ich möchte deshalb hier auch meine Dankbarkeit für das Wohlwollen, mit dem er meine Arbeiten stets verfolgte und ermutigte, zum Ausdruck bringen.

Den Anstoß zu dieser Studie gab Herr Prof. Dr. H.ZANKL, Marburg. Ich fühle mich Herrn ZANKL gegenüber, der mich in liberalster Weise auch über seine eigenen Untersuchungsergebnisse unterrichtete, besonders tief verpflichtet und drücke ihm meine aufrichtige Dankbarkeit aus für seine wertvollen Ratschläge, Diskussionen, Hinweise und Kritik - im Gelände wie am Schreibtisch.

An dieser Stelle danke ich auch für die technische Hilfe, die mir von Mitarbeitern des Institutes gewährt wurde, vor allem Frau H.DASTIS ("naß"-chemische Analysen), Fräulein B.DUNKER (Auswertung) und Herrn B.KLEEBERG (Photo-Arbeiten).

Im Institut für Lagerstättenforschung und Rohstoffkunde der TU (Direktor: Prof. Dr. A.WILKE) konnte ich, in sehr entgegenkommender Weise durch Herrn Prof.Dr. L.HERTEL eingewiesen, die D.T.A. sowie einen Teil der röntgenographischen Analysen anfertigen; einen anderen Teil am Institut für Mineralogie der TU (Direktor: Prof. Dr. H. STRUNZ).

Am Institut für angewandte Geologie der FU (Direktor: Prof. Dr. H.J.SCHNEIDER) führten die Herren Dr. K.GERMANN und Dr. D.HEJMCKE die atom-absorptiometrischen Analysen aus.

Am Institut für Aufbereitung der TU wies mich Herr Dr. L.ROLF in die Arbeitsweise des Quantimet ein.

Ich habe weiterhin folgenden Persönlichkeiten zu danken:

Herrn Dr. K.BUDUROV, Sofia (für die Bestimmung der Conodonten); Frau Dr. E.KRISTAN-TOLLMANN, Wien (für die Bestimmung der Sandschaler-Faunen); Herrn Prof. Dr. H.ZAPPE, Wien (für die Bestimmung der Makrofaunen); den Herren Dr. H.JAEGER, Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität Berlin, Prof. Dr. R.SIEBER, Naturhistorisches Museum Wien, Dr. R.VOGELTANZ, Haus der Natur Salzburg (die mir Einsicht in das jeweilige Hallstätter Fossil-Material gestatteten); den Herren Prof. Dr. H.K. ERBEN, Bonn, Prof. Dr. E.FLÜGEL, Darmstadt, Dr. E.OTT, München, Dr. W.RESCH, Innsbruck, Dr. H.RISTEDT, Bonn (für die Durchsicht einiger Schiffe und Biogen-Beobachtungen); Herrn R.JANCIK, Salzburg (dem ich die Kenntnis der Fossil-Fundstelle "Reingraben" verdanke); Herrn Direktor SCHÄFFLER, Berchtesgaden, sowie Herrn Bergrat O.SCHAUBERGER, Ischl-Hallstatt-Aussee (für Genehmigungen zum Besuch der betreffenden Bergwerksbezirke); Herrn Dr. W.ACKERMANN, Gießen, (für ¹⁸O/¹⁶O-Bestimmungen); Herrn Dr. H.GRASSMANN, Zentrales Geologisches Institut Berlin (für die Übermittlung einer Standard-Gesteinsprobe des ZGI); den Herren Dr.HERBST, Frauenklinik der FU Berlin, sowie Prof. Dr. W.SCHWARZ, BAM Berlin (für elektronen-mikroskopische Aufnahmen); Herrn Dr. E.MUNDRY, BAM Berlin (für die Herstellung von Röntgen-Radiographien); Frau K.ZESCHKE und Herrn M.ZÄNKER, Berlin (für Übersetzungen italienischer und russischer Fachliteratur); Herrn R.RONKE, Mitarbeiter am Recheninstitut der TU Berlin (für die freundliche Unterstützung bei der Aufstellung mehrerer Rechenprogramme mittels EDV).

Zahlreiche Diskussionen mit Fachkollegen ermöglichten, manch strittige Frage zu klären:

Prof. Dr. A.v.HILLEBRANDT, Berlin; Dr. H.KRUMM, Frankfurt; Dr. L.KRYSZYN, Wien; Dr. F.KUBANEK, Berlin; Dr. H.MOSTLER, Innsbruck; Dr. W.SCHLAGER, Rijswijk/Niederlande; Dr. W.SMYKATZ-KLOSS, Karlsruhe.

Für die Beantwortung weiterer Fachfragen und Hilfe bei der Literatur-Beschaffung danke ich den Herren:

Dr. W.BARTH, Berlin; Prof. Dr. K.W.BARTHEL, Berlin; Dr. H.BOLZ, Rijswijk/Niederlande; Dr. J.BYSTRICKÝ, Bratislava; Prof. Dr. K.ICHIKAWA, Osaka; Dr. H.JURGAN, Santiago de Chile; Prof. Dr. H.KALLENBACH, Berlin; Prof. Dr. E.KLITZSCH, Berlin; Prof. Dr. W.KREBS, Braunschweig; Dr. M.MISIČ, Bratislava; Prof. Dr. G.MÜLLER, Heidelberg; Dr. A.PRASHNOWSKY, Würzburg; Dr. D.D.RUNNELS, Boulder/Colorado; Dr. R.W.SCHLIEPHAKE, Essen; Dr. J.H.SCHROEDER, Berlin.

Lebenslauf

Am 10. 4. 1938 wurde ich, Jörg R i e c h e , als erstes Kind meiner Eltern Dr.-Ing. H. Rieche und seiner Ehefrau Magdalene, geb. Neumann, in Berlin geboren.

Nach der Volksschule besuchte ich in Unna/Westf. die höhere Schule und machte im März 1958 am humanistischen Gymnasium in Mannheim das Abitur. Anschließend studierte ich an der Universität Heidelberg Naturwissenschaften und legte dort im Juli 1961 die Diplom-Geologen-Vorprüfung ab. Vom WS 1961/62 an bis zum SS 1965 war ich Student der Geologie an der Technischen Universität Berlin, wo ich im Juni 1965 mein Studium mit dem Diplom abschloß (Titel der Diplomarbeit: "Zur Geologie des Gebietes nördlich von Berchtesgaden, Oberbayern").

Seitdem war ich "Hilfsassistent" und wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Geologie und Paläontologie der TU Berlin - mit Ausnahme der Zeit vom 1. 2. bis 1. 12. 1969, in der ich dortselbst die Dienstgeschäfte eines wissenschaftlichen Assistenten übernahm.

Geologische Praktika absolvierte ich bei den Firmen:

Bundesamt für Bodenforschung, Hannover
ETIBANK, Ankara - Guleman
Kali-Chemie AG, Sehnde
N.C.B., London
Portland-Zementwerke, Heidelberg
Preussag, Hannover
SEISMOS GmbH, Hannover
S.N.S.K., Bergen - Spitzbergen

Meine akademischen Lehrer waren:

R.Burkhardt	H.W.Ludwig	W.Simon
M.Donath	H.Mensching	G.Steiner
B.Engels	K.J.Müller	J.Stiefel
F.Friedensburg	R.Nast	H.Strunz
H.Graul	P.Ramdohr	G.Voll
O.Haxel	W.Rauh	C.Weheimer
J.Helmcke	H.Rücklin	A.Wilke
A.v.Hillebrandt	O.Schmeil	G.Wittig
R.Hoepfener	A.Schüller	H.Zankl
D.Hosemann	E.Seeliger	W.Zeil
E.Klitzsch	A.Seybold	B.Ziegler

