

# Zur Fazies paläozoischer Kalke in den Karawanken (Karawankenkalke II <sup>1)</sup>)

Von FRANZ TESSENSOHN

Mit 6 Abbildungen, 3 Phototafeln und 1 Tafel (= Beilage 1)

*Österreichische Karte*  
1 : 50.000  
Blätter 212, 213

*Schlüsselwörter*  
Karawanken  
Devon  
Fazies  
Riffe  
Karbon-Transgression

## INHALT

	Seite
1. Einführung . . . . .	91
1.1. Einleitung . . . . .	91
1.2. Geologischer Rahmen . . . . .	92
1.3. Methodik . . . . .	93
2. Fazielle Entwicklung im Devon der Karawanken . . . . .	94
2.1. Riffvorphase . . . . .	94
2.1.1. Schwarze Plattenkalke (e γ) . . . . .	94
2.1.2. Rote Flaserkalke („F <sub>9</sub> <sup>α</sup> ) . . . . .	97
2.2. Riffphase . . . . .	99
2.2.1. Einleitung . . . . .	99
2.2.2. Definitionen . . . . .	99
2.2.3. Riffkomplexe . . . . .	101
2.2.3.1. Riffkern (Korallen-Stromatoporen-Kalke) . . . . .	102
2.2.3.2. Fore-reef (Crinoidenkalke) . . . . .	103
2.2.3.3. Back-reef . . . . .	105
2.2.3.3.1. Algenkalke . . . . .	105
2.2.3.3.2. Amphiporenkalke . . . . .	110
2.2.3.4. Beckensedimente . . . . .	111
2.2.3.4.1. Styliolinen-Flaserkalke . . . . .	111
2.2.3.4.2. Klastische Sedimente . . . . .	113
2.3. Aufarbeitungsphase . . . . .	116
2.2.1. Schichtlücken . . . . .	116
2.3.2. Mischfaunen . . . . .	117
2.3.3. Kalkbrekzien und -konglomerate . . . . .	118
2.3.4. Zusammenfassung . . . . .	119
2.4. Fazielle Zusammenfassung . . . . .	119
2.5. Versuch einer Rekonstruktion des Faziesraumes . . . . .	121

<sup>1)</sup> Die stratigraphischen Grundlagen (Karawankenkalke I) erscheinen gleichzeitig in der Carinthia II, Klagenfurt.

Anschrift des Verfassers: Dr. FRANZ TESSENSOHN, Bundesanstalt für Bodenforschung, Postfach 23 01 53, D - 3 Hannover 23.

## Zusammenfassung

Im Variszikum der Karawanken wurde eine Faziesanalyse devonischer und karbonischer Karbonate durchgeführt. Es galt, die Frage zu beantworten, wie hier die Entwicklung der Karnischen Geosynklinale zwischen epikontinentalen Kalken der Silur/Devon-Grenze und oberkarbonischem Flysch ablief. Dabei wurden folgende Ergebnisse erzielt:

1. An der Basis dokumentieren schwarze Plattenkalke des Gedinne in gleichmäßiger, im ganzen Gebiet kaum differenzierter Ausbildung ein Bild tektonischer Ruhe.

2. Im höheren Gedinne, an einigen Stellen auch erst später, schlägt mit der Sedimentation der roten Flaserkalke das Milieu vom reduzierenden ins oxydierende um.

3. Die entscheidende Umgestaltung des Ablagerungsraumes beginnt im Ems. In einem zentralen Gürtel bilden sich Riffflexuren heraus, die nördlich und südlich von einer Zone von Flaserkalken begleitet werden.

4. Die Riffflexuren bestehen im Riffkern aus Korallen-Stromatoporen-Kalken. Die Backreef-Sedimente werden aus Algenkalken einerseits und Amphiporen-Kalken andererseits gebildet, während der Fore-reef-Bereich von Crinoidenkalken eingenommen wird. Mikritische Crinoidenkalke stellen die autochthone Background-Sedimentation dar, die immer wieder von allochthonen Crinoidendetritusschüttungen unterbrochen wird. Diese detritischen Kalke haben eine sparitische Matrix. In Riffnähe machen sie den überwiegenden Anteil der Sedimentation aus, während sie beckenwärts anteilmäßig abnehmen.

5. Die Beckensedimentation wird durch Styliolinen-Flaserkalke gebildet, die im Vergleich zu den Riffflexuren bereits einen erheblichen Anteil tonigen Materials enthalten. Sparitische Crinoidenkalkbänke, ab und zu mit feinem Riffschutt, beweisen den immer noch vorhandenen Einfluß der Riffflexuren.

Daß es gleichzeitig im Ems auch eine feinklastische Tonschiefer-Siltstein-Sedimentation mit Kieselschiefern gab, konnte erstmals mit Conodonten nachgewiesen werden. Diese Sedimentation wird noch tieferen Beckenteilen zugeordnet.

6. Die fazielle Gliederung in Riffflexuren und Flaserkalkbecken dauerte durch das Mittel-Devon bis ins Ober-Devon II fort. Hier bricht die kontinuierliche Karbonatsedimentation ab. Die Unterschiede zwischen beiden Komplexen bleiben jedoch im höheren Ober-Devon und im Unter-Karbon weiterhin bestehen.

Die Riffe fallen trocken, werden tiefgreifend verkarstet und teilweise erodiert. Bei der chemischen Kalkerosion werden ältere Conodontenfaunen frei und in Mischfaunen angereichert.

In den Becken wird zwar nicht abgetragen, aber es wird auch nur sehr schwach sedimentiert, vermutlich herrscht hier vielfach Omission.

7. Im tieferen Unter-Karbon sind einzelne Kalkvorkommen nachweisbar, eine allgemeine, auch die Riffflexuren übergreifende, marine Transgression setzt erst mit dem cu III ein. Sie ist an zwei Stellen mit Diskordanzen belegt, im einen Falle mit einem Kalktransgressionskonglomerat und unter-karbonischen Spaltenfüllungen im liegenden Riff des Ober-Devons II, im anderen Falle mit einer Winkeldiskordanz zwischen steilstehenden mitteldevonischen Crinoidenkalken und flach übergreifenden Knollenkalken des cu III.

8. Neben Aufarbeitung und Omission hat es im höheren Ober-Devon und tieferen Unter-Karbon vermutlich auch Bereiche mit kontinuierlicher Sedimentation gegeben, die sich in den tektonisch stark beanspruchten, faziell jedoch sehr einheitlichen Bänderkalken verbergen könnten.

Einzelne Conodonten des höheren Ober-Devons findet man auch in den Aufarbeitungsprodukten des Karbons.

9. Das höhere Ober-Devon und tiefere Unter-Karbon dokumentieren mit der Vielfalt der Ablagerungsprodukte und dem Nebeneinander von Abtragung und Sedimentation die Zeit der stärksten Differenzierung und Unruhe in der Geosynklinale, bevor mit der Transgression des cu III die allgemeine Absenkung beginnt, die zum namurischen Flysch hinleitet.

## Summary

In the Austrian Karawanken mountains, part of the Carnic variscan orogenic complex, a facies analysis in Devonian and Carboniferous limestones has been carried out in order to find out the geosynclinal development between epikontinental limestones of the Silurian/Devonian

boundary and a flysch high up in the Carboniferous. The following results have been obtained:

1. Black Gedinnian limestones at the base, undifferentiated over the whole area, are the proof of tectonically undisturbed conditions.

2. The first facies-change from reducing to oxidating conditions takes place high in the Gedinnian, in some places even later, with the sedimentation of red flaser-limestones (nodular limestones).

3. The main facies differentiation begins in the Emsian with the formation of a central belt of reef complexes with accompanying flaser-limestones in the north and south.

4. The reef complexes are composed of coral-stromatoporoidal limestones in the reef-core, algal limestones and Amphipora-limestones in the backreef areas and crinoidal limestones on the fore-reef slope. Micritic crinoidal limestones form the background sedimentation here, which is from time to time interrupted by the deposition of detrital crinoidal limestones. These detrital limestones have a sparitic matrix. They form a greater part of the succession in near-reef areas while they diminish towards the basin.

5. The basin sediments are formed by Styliolina-flaser-limestones, which compared with the reef complex deposits contain already a considerable part of clay material. Intercalated banks of sparitic crinoidal limestones, with small reef detritus in parts, prove the still existing influence of the near reefs.

The Emsian age of a fineclastic siltstone-shale sedimentation with cherts could be proved by means of conodonts. These sediments are therefore contemporaneous with the reef-complexes, too.

6. The facies distribution: reef-complexes/flaser-limestone basins continues through the Middle Devonian up into the Upper Devonian. With the end of the to II the carbonate sedimentation ceases, but the differences between the two facies units continue to exist. While the reefs are subject to subaerial erosion with liberation of older conodonts and enrichment in mixed faunas, there is no erosion, but at the same time almost no sedimentation in the basins.

7. There are some single limestone-occurrences of the deeper Lower Carboniferous, but a complete even the reef-complexes covering transgression starts no sooner than in the highest Lower Carboniferous (goniatites-zone). This transgression can be observed being discordant at two places: At Rapold-Felsen there is a transgressive limestone conglomerate with fissure fillings in the underlying Upper-Devonian reef-limestone, at Jeritsch-Felsen there exists an angular unconformity between almost vertical Middle Devonian crinoidal limestones and flat lying nodular limestones of the goniatites-zone.

8. It is suspected, that in the higher Upper Devonian and in the Lower Carboniferous there existed a continuous sedimentation besides reworking and missing sedimentation. This could well be hidden in the strongly tectonized but facially homogeneous banded limestones.

Some single conodonts of the higher Upper Devonian were found in the reworking products of the Lower Carboniferous.

9. The higher Upper Devonian and the lower Lower Carboniferous is, proved by the variability of reworking products and the contemporaneity of erosion and sedimentation, the time of the strongest differentiation and instability in the geosyncline, before with the transgression of the goniatites-zone (cu III) the overall subsidence starts which leads to the Namurian flysch-sedimentation.

## Einführung

### 1.1.

### Einleitung

Die Anregung zur vorliegenden Untersuchung über die Faziesverhältnisse devonischer Kalke in den Karawanken ergab sich aus den seit einigen Jahren laufenden Arbeiten eines Tübinger Teams im dortigen Gebiet (BUKENBERGER, 1969; KUPSCH, ROLSER & SCHÖNENBERG, 1971; LÖSCHKE, 1970; LÖSCHKE & ROLSER, 1971; ROLSER, 1968; SCHÖNENBERG, 1965, 1967, 1970; SCHULZE, 1968;

TESSENSOHN, 1968, 1971). Im Zuge neuer stratigraphischer Erkenntnisse wurden auch interessante fazielle Unterschiede in den einzelnen Formationen festgestellt.

Es wechseln offensichtlich Perioden mit gleichmäßiger Sedimentation und ausgeglichener Fazies mit solchen von wechselnden Sedimentationsbedingungen und starker fazieller Differenzierung (KUPSCH, ROLSER & SCHÖNENBERG, 1971). Ein Extrem bilden die über große Entfernungen gleichmäßig ausgebildeten rötlichen Orthoceren-Kalke und schwarzen Plattenkalke der Silur/Devon-Grenze, ein weiteres Extrem stellt die ebenfalls gleichmäßige Sedimentation der Flysch-Phase im höheren Karbon dar (TESSENSOHN, 1971), deren hochenergetische klastische Ablagerungen allerdings ein völlig verändertes Relief voraussetzen.

Den Prozeß des Umbaus von einem weit ausgedehnten epikontinentalen Bereich zu den langgestreckten Trögen der Geosynklinale näher zu erfassen, war das Hauptziel der Arbeit.

## 1.2.

### Geologischer Rahmen

Unter Karnischem Orogen wird hiermit das variszische Orogen der Karnischen Alpen und der Karawanken verstanden, unter Karnischer Geosynklinale der entsprechende Sedimentationstrog. Der Seeberger Aufbruch in den mittleren Karawanken bildet nur einen kleinen Ausschnitt aus dem Karnischen Orogen. Wie in den Karnischen Alpen sind hier mehrere Deckeneinheiten übereinander gestapelt, allerdings ist das Alter der Überschiebungstektonik in den Karawanken im Gegensatz zu den Karnischen Alpen alpidisch.

Man muß sich bei der faziellen Rekonstruktion in einem so kleinen und tektonisch außerdem so stark beanspruchten Gebiet darüber im klaren sein, daß leider nur ein Ausschnitt aus der ganzen Breite der Geosynklinale erfaßt werden kann. Deshalb kann die räumliche Analyse der verschiedenen Faziesseinheiten zueinander auch nur für den lokalen Bereich ein Ergebnis bringen, ohne daß man daraus Rückschlüsse für die gesamte Geosynklinale ziehen kann. Aus der allgemeinen Faziesanalyse allerdings, aus bestimmten definierbaren Faziestypen, die bestimmten Ablagerungsbedingungen entsprechen, sowie aus der vertikalen Folge der verschiedenen Einheiten, der zeitlichen Faziesanalyse, lassen sich weitergehende Schlüsse ziehen. Nur in diesem Sinne kommt den erzielten faziellen Ergebnissen regionale Gültigkeit zu.

Die lokale fazielle Analyse hängt eng zusammen mit der tektonischen Analyse im Arbeitsgebiet. Ein neues tektonisches Konzept für den Seeberger Aufbruch ist gerade in gemeinsamer Arbeit erstellt worden und wird an anderer Stelle publiziert (ROLSER & TESSENSOHN, in Vorbereitung). Die geologische Position des Seeberger Aufbruches im Rahmen der Karawanken zeigt Abbildung 1.

Die Lage im Grenzgebiet zwischen Österreich und Jugoslawien führte zu gewissen Schwierigkeiten, da die Untersuchungen an der Grenze abbrechen mußten. So sind gewisse Diskrepanzen in den Auffassungen von hüben und drüben durch die Schwierigkeit gemeinsamer Begehungen bis heute nicht beseitigt worden (vgl. RAMOVŠ, 1971; TESSENSOHN, 1971).

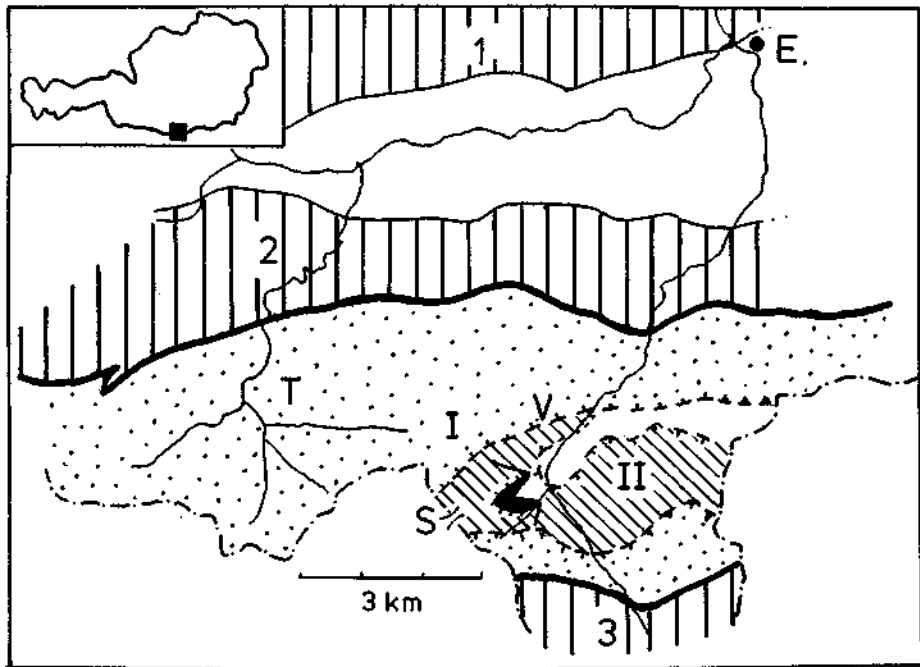


Abb. 1. Geologische Situation und Lage des Arbeitsgebietes in den Karawanken, Österreich. Dick umrandet: Seeberger Aufbruch, schwarz: überschobenes Oberkarbon, I Storschitz-Decke, II Bänderkalk-Decke, E Eisenkappel, S Seeberg-Paß, T Trögern, V Vellach, 1 Obir-Trias, 2 Koschuta-Trias, 3 Steiner Alpen-Trias.

Fig. 1. Geological situation of the examined area in the Karawanken-Mountains, Eastern Alps, Austria.

Thick borderline: Seeberg paleozoic inlier, black: Tectonic window of Upper Carboniferous, I Storschitz thrust sheet, II Banded limestone thrust sheet, E Eisenkappel, S Seeberg mountain pass, T Trögern, V Vellach, 1 Triassic Obir Unit, 2 Triassic Koschuta Unit, 3 Triassic Steiner Alpen-Unit.

### 1.3.

### Methodik

Für die Durchführung der Arbeit war die Tatsache von ganz wesentlicher Bedeutung, daß das Seeberg-Gebiet gerade erst conodonten-stratigraphisch durch SCHULZE (1968) und tektonisch durch BUKENBERGER (1969) bearbeitet worden war. So waren für die meisten Kalkkomplexe stratigraphische Unterlagen oder zumindest Anhaltspunkte vorhanden.

Die Untersuchung der einzelnen Komplexe erfolgte auf zweierlei Weise. Zunächst wurde am Anstehenden versucht, bestimmte Faziesseinheiten auszukartieren, was sich bei den größeren Komplexen auch gut durchführen läßt (Storschitz, Grintoutz).

Zweitens wurde das Haldenmaterial zur Untersuchung herangezogen, da man fazielle Merkmale und Besonderheiten dort meistens besser erkennen

kann, weil das Material weniger stark mit Flechten überwachsen ist. Außerdem hat man ein größeres Angebot an Oberfläche und findet meistens schönere, d. h. aufschlußreichere Stücke als im Anstehenden. Zudem bietet die Conodonten-Stratigraphie die Möglichkeit, auch einzelne Handstücke stratigraphisch einzuordnen.

Nach der Kartierung und Gliederung des jeweiligen Kalkkomplexes wurden also Fazieshandstücke entnommen, jeweils eine Probenserie aus dem Anstehenden und ausgewählte Stücke aus den Halden. Die Handstücke wurden durchgesägt, eine Scheibe wurde angeschliffen oder lackiert und unter dem Binokular untersucht, der Rest der Probe wurde auf Conodonten aufbereitet. Dünnschliffe wurden nur nach der Begutachtung im Binokular zusätzlich angefertigt, einmal, um die genaue Zusammensetzung der Matrix zu erfassen, zum anderen, um interessante Details näher zu untersuchen.

Zur Faziesanalyse wurden neben lithologischen und sedimentologischen Kriterien vor allem Fossilien im Hinblick auf ihre ökologische Aussagekraft herangezogen. Für mikrofazielle Untersuchungen sind die Kalke häufig ungeeignet, da über das ganze Gebiet eine starke Tektonik mit Umkristallisation hinweggegangen ist. Zudem erbrachte schon die makrofazielle Gliederung eine Fülle von verschiedenen Faziestypen, die die Verhältnisse im Ablagerungsraum gut widerspiegeln.

Die Bestimmung der Conodonten wurde selbst durchgeführt. Das Material ist am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Tübingen aufbewahrt. Da sich im Laufe der letzten Jahre in der Conodonten-Stratigraphie leider immer mehr die Tendenz durchgesetzt hat, zum Zweck einer genaueren Untergliederung die Aufsplitterung in Arten so weit durchzuführen, daß die geringen Unterscheidungsmerkmale teilweise nur noch von den Autoren selbst festgestellt werden können, ist es auf Kosten stratigraphischer Feinheiten vermieden worden, bei der Bestimmung diese Aufsplitterung nachzuvollziehen. Bei der Beurteilung der Mischfaunen stellen homöomorphe Formen, die auf Grund oft nur geringer Unterschiede bei stratigraphisch unterschiedlicher Position als verschiedene Arten geführt werden, ein gewisses Problem dar.

## 2. Fazielle Entwicklung im Devon der Karawanken

### 2.1. Riffvorphase

#### 2.1.1. Schwarze Plattenkalke ( $\epsilon$ $\gamma$ )

Als Basis für die Untersuchungen werden die schwarzen Plattenkalke des Gedinne gewählt. Sie bilden in ihrer insgesamt sehr einheitlichen Ausbildung und weiten Verbreitung eine gute Basis, von der sich die folgenden Differenzierungen im Laufe des Devon deutlich abheben.

Wichtigste Kennzeichen der  $\epsilon\gamma$ -Plattenkalke sind die mehr oder weniger plattige Bankung und die schwarze Farbe.

Die Bankung wird gebildet durch rhythmische Einschaltung von zentimeterdicken Tonlagen. Die einzelnen Bänke sind 2 bis 20 cm dick, nur selten dicker.

Die Schichtflächen sind knollig, nur bei dünneren Bänken manchmal glatt. Die Farbe schwankt zwischen dunkelgrau und schwarz, häufig mit einem Stich ins Braune an den knolligen Verwitterungsflächen. Eingeschaltete Schuttkalke sind manchmal heller. Die Abfolge innerhalb der schwarzen Plattenkalke ist mangels geeigneter, wirklich gut aufgeschlossener Profile noch nicht geklärt. Die einzelnen Kalktypen scheinen von Profil zu Profil in jeweils wechselnder Folge aufzutreten. Die Basis wird vermutlich von den Lobolithen-Kalken (s. u.) gebildet. Helle, meist knollige Plattenkalke treten stets im oberen Bereich der Abfolge auf.

Innerhalb der Plattenkalkfolge wurden folgende Einzeltypen nachgewiesen: Dunkle, dichte feinkörnige, teilweise knollige Kalke bilden die Hauptmasse. Zwischengeschaltet sind grau-rötliche Orthoceren-Kalke und schwarze feinlamierte fossilarme Bänke; einen weiteren wesentlichen Typ bilden die Lobolithen-Kalke, die bis zu kinderkopfgröße *Scyphocrinus*-Ballons enthalten.

Die Stratigraphie ist im Bereich der Plattenkalke ziemlich klar. Zwar wurden nicht in allen Vorkommen leitende Conodonten gefunden, aber alle genauen Datierungen ergaben Gedinne. Silur wurde nicht nachgewiesen, auch die liegendsten Vorkommen enthielten schon für das Gedinne leitende *Icriodus*-Formen. Die meisten Vorkommen konnten bereits von SCHULZE (1968) eingeordnet werden.

**Makrofauna:** Die dunklen Plattenkalke enthalten eine artenarme Fauna: vorwiegend Orthoceren und Crinoiden, Ostrakoden, einzelne Tentakuliten, selten rugose Korallen, Bryozoen, Gastropoden und bodenwühlende Sedimentfresser. Graptoliten wurden nicht gefunden.

Von diesen Arten sind die Orthoceren und Tentakuliten planktonisch, die Crinoiden wahrscheinlich teilweise pseudoplanktonisch. Im Sediment lebten ziemlich sicher die Ostrakoden und die tunnelbauenden Sedimentfresser, die vor allem in den tonigen Teilen der Kalke nachzuweisen sind. Die Bryozoen wurden auf einer Orthoceren-Schale aufwachsend gefunden. Zur Epifauna gehören Crinoiden und einzelne rugose Korallen. Hinzu kommen an mehreren Stellen zahlreiche große kugelförmige Lobolithe von *Scyphorinus*. Wahrscheinlich handelt es sich um gasgefüllte Schwimmblasen. Diese *Scyphorinus*-Lobolithe sind bisher nur aus dem obersten Silur und untersten Devon bekannt (HAUDE, 1972).

**Fazies und Mikrofazies:** Bei den knolligen, bituminösen Plattenkalken des Gedinne handelt es sich um dunkelgraue bis schwarze Biopel-Mikrite bis Lutite. In der feinen Grundmasse, teilweise mit Pellets und feinem Fossil-detritus, findet man neben wenigen „schwimmenden“ Fossilien karbonatische Intraklaste, autigene Quarze und Pyrit. Die Kalke unterscheiden sich von den späteren Flaserkalken durch ihre dunkle Farbe, den hohen Anteil organischen Materials und die gut ausgebildete Bankung. Die einzelnen Bänke sind in sich knollig, als Bank aber gut durchzuverfolgen.

**Sedimentstrukturen:** Zu den wenigen Strukturen im Sediment gehören die Bioturbation in den tonigeren Bereichen, nicht verstellte Wasserwaagen in Orthoceren-Schalen und Sedimentfüllungen mit darüberliegenden Calcit-

Wasserwaagen in Lobolithen. An einer Stelle (P. 1507) wurde eine syndimentäre Zergleitung in den Knollenkalken beobachtet.

**Genetische Deutung:** Die vollmarine Fauna weist zunächst auf ein sehr ruhiges Sedimentationsmilieu hin. Die Schalen sind nicht eingeregelt, die Disartikulation der Crinoiden ist nur schwach. Die von oben eingeregneten Vertreter des ökologischen Spektrums, Orthoceren, Tentakuliten, Scyphocrinen und Gastropoden, sagen über das Ablagerungs-Milieu der Kalke selbst nicht viel aus. Ihr starker Anteil am Spektrum zeigt allerdings, daß das Bodenleben nur gering war. Die bituminösen Kalke, die ziemlich verbreitet Pyrit enthalten, weisen auf ein reduzierendes Milieu. Allerdings dürfte es nicht so stark gewesen sein, daß gar kein Bodenleben mehr möglich war. Auf dem kalkigen Tonschlamm siedelten einige rugose Korallen, einzelne Favositiden und wahrscheinlich auch Crinoiden. Im Schlamm lebten Ostrakoden und tunnelgrabende Sedimentfresser.

Der paläogeographische Rahmen zur Zeit der Ablagerung der Plattenkalke war ziemlich einheitlich, es handelt sich um eine weitverbreitete gleiche Fazies (Karnische Alpen, Nördliche Grauwacken-Zone). Bathymetrische Angaben lassen sich schwer machen, nur die Favositen bilden eventuell einen Anhaltspunkt. Es muß wohl mit einer Tiefe unter dem Welleneinflußbereich gerechnet werden, also etwa 50 bis 100 m.

Man kann zusammenfassend zu folgendem genetischen Modell kommen: Die schwarzen Plattenkalke wurden in einem weiten flachen, leicht euxinischen Nebenmeer abgelagert. Der Boden hatte nur ein geringes Relief, grobklastisches Material wurde nicht eingeschwemmt.

Aus diesem allgemeinen Rahmen fällt nur eine Stelle im Untersuchungsgebiet heraus, nämlich der Pasterk-Felsen in Vellach. Dort wurden Korallen-Crinoidenkalke gefunden, die in feiner biopelmikritischer Matrix Fossiltrümmer und Intra-klaste enthalten. Der Fossilbruch besteht aus Crinoiden, tabulaten und rugosen Korallen, die Intra-klaste aus Pillenkalk. Die Sortierung ist schlecht, die Intra-klaste sind eckig. Die Poren der Crinoiden und ihre Zentralkanäle sind mit feinem dunklen Material erfüllt. Das weist nach RUHRMANN (1971) auf Abrollung in tonigem Milieu hin. Viele Fossilstücke sind von dunklen Säumen, vermutlich Kalkalgen, umrandet. Auch das spricht für Umlagerung. Schließlich sind bei den Korallen die äußeren Kammern sediment-, die inneren calciterfüllt. In einem Fall waren drei Kammern jeweils mit verschiedenem Sediment gefüllt, in einem anderen fanden sich entgegengesetzte Geopetalgefüge in den äußeren Kammern. All das sind Hinweise auf Transport vor und während der Füllung.

Wir haben es also hier mit einem Aufarbeitungssediment mit Hinweisen auf ein sehr viel stärkeres Energieniveau zu tun als bei der Masse der Plattenkalke. Die Korallen sind nicht autochthon, sondern umgelagert, allerdings ohne weiten Transport. Die Poren- und Kammerfüllungen weisen auf Transport in tonigem Milieu hin. Vermutlich stammt der Schutt aus einer leichten Schwellenregion in stärkerem Welleneinflußbereich, die vielleicht einen ersten Schritt zur Differenzierung des Ablagerungsraumes darstellt.

Trotz des hohen Anteiles an Korallen handelt es sich nicht um einen Riff-schuttkalk.



### 2.1.2. Rote Flaserkalke („F<sub>2</sub>“)

Die schwarzen Plattenkalke werden überlagert von einer Serie von roten Flaserkalken, rötlichen flaserigen Schiefen oder roten dichten Kalken. Diese Kalke wurden von älteren Bearbeitern in Analogie zur böhmischen Gliederung als F<sub>2</sub>-Kalk bezeichnet. Diese Bezeichnung ist aber irreführend, da die roten Kalke keinen stratigraphisch definierbaren Komplex umfassen. Bei der Bearbeitung war eine zeitlang die Frage offen, ob man überhaupt die roten Kalke getrennt ausscheiden sollte, da sie mit Ausnahme der Farbe in der Ausbildung ganz den hangenden grauen Flaserkalken entsprechen. Es erscheint jedoch zweckmäßig, die roten Flaserkalke als getrennte Fazies zu betrachten, die jeweils zwischen den schwarzen Plattenkalken und den grauen Flaserkalken auftritt, aber in verschiedenen Profilen zu unterschiedlicher Zeit einsetzt.

Der Übergang von den schwarzen Plattenkalken zur Fazies der roten Flaserkalke, in mehreren Profilen gut aufgeschlossen, ist recht scharf. Drei Kriterien ändern sich in auffälliger Weise:

1. Die Farbe geht von schwarz über in rot, das bedeutet einen Übergang vom reduzierenden ins oxydierende Milieu.
2. Der Rhythmus der Sedimentation ändert sich. Die rhythmische Folge Kalkbank—Schiefer—Kalkbank der ey-Kalke geht in eine gleichmäßigere kontinuierliche Sedimentation über. (Zur Bildung der Fläsern s. u.).
3. Der Tonanteil nimmt erheblich zu. Im Gegensatz zu den Schieferzwischenlagen der ey-Kalke sind hier die Schiefer deutlich karbonatisch.

Die roten Flaserkalke gehen bei weiterer Zunahme des Tonanteils über in tonige Kalkflaser-Schichten, die noch intensiver rot gefärbt sind, nicht selten mit einem kräftigen Stich ins Violette. In die Flaserkalke und die Kalkfaserschichten sind kleine Crinoiden-Schuttkalkbänke eingeschaltet, die praktisch keine tonige Komponente enthalten. Sie werden etwa 10 cm mächtig. An zwei Stellen im Arbeitsgebiet treten dichte rote Kalke mit für diese Fazies recht zahlreichen Fossilien auf (Rapold II, 2.4; Rapold-Halde, 2.3). Am kleinen Pasterk-Felsen fehlen die roten Flaserkalke. Die schwarzen Plattenkalke gehen hier über in graue, gebankte reine Crinoidenkalke.

Insgesamt sind die roten Kalke arm an Fossilien. Am häufigsten sind Tentakuliten, die hier gegenüber den schwarzen Plattenkalken stärker in Erscheinung treten. Als zweites Element finden sich, meist einzeln, Crinoidenstielglieder. Die Conodonten-Führung der roten Kalke ist geringer als die der grauen Flaserkalke. Die meisten Vorkommen lieferten nur wenige Durchläufer. Zum faunistischen Spektrum ist zu bemerken, daß als Plankton Tentakuliten, Gastropoden und Orthoceren auftreten, als Epibenthos Crinoiden und eine einzelne Koralle, als Endobenthos Ostrakoden. Die Fauna ist arm und kleinwüchsig.

Die Flaserkalke sind (Pel-)Mikrite bis Lutite, während die eingeschalteten Crinoidenbänke Biosparite darstellen. An Sedimentstrukturen wurden Schichtzergleitungen beobachtet mit relativer Anreicherung der sparitischen Crinoidenkalke gegenüber den mikritischen Knollenkalken. Sie waren offensichtlich früher

diagenetisch verfestigt. In den Ostrakodenschalen findet man manchmal kleine Wasserwaagen.

**Genetische Deutung:** Der Sedimentationsumschlag von den schwarzen Plattenkalken zu den roten Kalken ist eine der auffälligsten Marken in der Abfolge der devonischen Kalke der Karawanken. Es erhebt sich die Frage, was diesen Umschwung bewirkt hat.

Die Tonzufuhr nimmt zu, das Milieu ändert sich vom reduzierenden zum oxydierenden, die Sedimentation wird kontinuierlicher. Die Fazies der roten Flaserkalke ist von viel stärker lokalem Charakter und nicht über so große Räume verbreitet wie die der schwarzen Plattenkalke. Der Umschlag kennzeichnet also eine gewisse Umgestaltung des Ablagerungsmilieus, eine erste, noch recht vage Gliederung des Sedimentationsraumes.

Mit dieser Umgestaltung des Sedimentationsraumes ändert sich die Fauna. Die allmähliche Verdrängung der Orthoceren durch die Tentakuliten ist vielleicht mehr eine entwicklungsgeschichtliche Folge. Wesentlicher scheint für die Frage nach dem Lebensraum das Zunehmen der Crinoiden. Einzelne Stielglieder finden sich zwar überall in den Flaserkalken, die zwischengeschalteten sparitischen reinen Crinoidenkalken bilden jedoch ein neues Element. Da in ihnen der Tonanteil minimal ist, dürfte es sich um episodisch eingeschwemmten Schutt handeln, der aus den in der Nähe gelegene Lebensräumen der Crinoiden stammt. Die Stiele sind teilweise mehrgliedrig erhalten. Vielleicht deuten sich damit zwischen seichten Becken schon flache Schwellen an. Das Milieu bleibt marin, zeigt aber recht ungünstige Bedingungen für ein Benthos. Die Fauna hat rein herzynischen Charakter. Es gab sicher keine stärkeren Wasserbewegungen, das Ablagerungsmilieu war sehr ruhig.

**Die Frage der Rotfärbung der Kalke:** Die Färbung von Sedimenten wird überwiegend durch die unterschiedlichen Eisenminerale verursacht. Dabei ist es besonders der Hämatit, der die kräftigen rot-braunen, roten und violetten Farben verursacht (STEINWEHR, 1954). Bei der Sedimentation ist das Eisen besonders häufig an Tonmineralien gebunden (SEIBOLD, 1955; CAROLL, 1958; EINSELE, 1963).

Bei der Untersuchung rotgefärbter Karbonate stellten E. FLÜGEL & TIETZ (1971, S. 35) fest, daß der Eisengehalt dem Gehalt an unlöslichem Rückstand proportional war. In der Lösung war dagegen kein Eisen nachweisbar. Offensichtlich ist es auch in den Kalken an die Tonminerale gebunden.

Diese Abhängigkeit des färbenden Hämatits vom Tongehalt läßt sich in den roten Flaserkalken der Karawanken sehr schön beobachten. Im Handstückbereich sind die Kalkknollen stets viel heller und weniger gefärbt als die umgebenden Tonflaseren, im Aufschlußbereich sind die kalkreichen Flaserkalke hell, die tonreichen Kalkflaserschichten dagegen sehr intensiv rot gefärbt. Die Entstehung des Hämatits wird nach EINSELE (1963) im terrestrischen Milieu unter warm humiden Klima, dem Bildungsmilieu von Roterden, angenommen. Von dort wurde er dann, an die Tonminerale gebunden, in das Meer transportiert. Das Liefergebiet kann dabei beträchtlich vom Ort der Sedimentation entfernt sei.

## 2.2.

## Riffphase

## 2.2.1. Einleitung

Im Hangenden der noch einheitlich verbreiteten roten Flaserkalke finden wir im höheren Unter-Devon, im wesentlichen wohl im Ems, die zunächst stärkste Faziesdifferenzierung im Untersuchungsgebiet. Gleichzeitig wurden folgende Sedimente abgelagert:

1. Tentakuliten-Flaserkalke
2. Korallen-Stromatoporen-Kalke
3. Crinoidenschuttkalke
4. Algenkalke
5. Klastische Sedimente

Am weitesten verbreitet sind die Tentakuliten-Flaserkalke, die im Typus den Kramenzelkalken des Rheinischen Devons, den Netzkalken der Rachkofel-Fazies in den Karnischen Alpen oder den thüringischen Tentakuliten-Knollenkalken entsprechen. Die Fauna ist spärlich, die Kalke sind mehr oder weniger tonig.

Als völlig entgegengesetzten Faziestyp finden wir Korallen-Stromatoporen-Riffkalke in einzelnen mächtigen Vorkommen, meistens tektonisch in hangende Schiefer eingespießt. Sie sind sehr rein, manchmal dolomitisiert.

Die Crinoiden-Schuttkalke kommen einmal als grobe Crinoiden-Sparite vor, zum anderen als feinere Crinoiden-Mikrite.

Die Algenkalke nehmen im Anschluß an die Korallenriffkalke größere Flächen ein.

Die klastische Fazies im Ems ist sehr schwierig nachzuweisen, jedoch scheint an zwei Stellen ihr Vorkommen erwiesen.

## 2.2.2. Definitionen

Ein Riff ist nach der sehr weit gefaßten Definition von LECOMPTÉ (1970, S. 36) eine kalkige Masse, die von Organismen in beliebiger Tiefe an Ort und Stelle aufgebaut wird.

Das von LOWENSTAM (1950) als zweites, wesentliches Kriterium geforderte Entstehen einer morphologischen, wellenresistenten Struktur wird sich leider in sehr vielen Fällen nicht eindeutig nachweisen lassen.

Ein Riffkomplex setzt sich nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970) zusammen aus Riffkern und Riffflanken.

Der Riffkern stellt den durch Gerüstbildner stabilisierten Bereich, das eigentliche Riff, dar. Dieser Bereich kann im gesamten Riffkomplex einen nur sehr geringen Teil ausmachen, z. B. nach KLOVAN (1964) im devonischen Redwater-Reef Kanadas nur 10%. Im Riffkern ist der Anteil der Gerüstbildner insgesamt auch nicht sehr hoch, in der Regel zwischen 5 und 10%, nur ausnahmsweise bis zu 40% des Gesamtvolumens (FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970).

Die Abgrenzung des Riffkerns gegenüber dem groben Fore-reef-Schutt ist nicht immer leicht zu treffen. So überwiegen im Kern des devonischen Langenaubach-Breitscheider Riffes im Rheinischen Schiefergebirge (KREBS, 1966) nur in einigen Fällen riffbauende massige Stromatoporen gegenüber dem Riffschutt, der in übrigen Fällen, fixiert von tabularen Stromatoporen-Rasen, tabularen Korallen und inkrustierenden Kalkalgen den größeren Anteil am Gestein ausmacht.

Für den Riffkern führen E. FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER (1963) folgende typische Kriterien an: Auftreten von autochthonen, riffbildenden Organismen, biogene Anlagerungen um Fossilreste organischer Detritus als feine Zwickelfüllung zwischen den großen Komponenten.

Die Riff flanken, die die Schutthülle des Riffes darstellen, lassen sich in Fore-reef-Sedimente (Luvflanke) und Back-reef-Sedimente gliedern.

Die Fore-reef-Sedimente (FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970) werden in Riffnähe durch groben Schiffschutt gebildet, der nach außen hin abfällt. In weiterer Entfernung vom Riffkern folgen Schillkalke, die aus Flankenbewohnern aufgebaut sind (robuste Foraminiferen, Echinodermen). Diese Schillkalke verzahnen sich mit den Beckensedimenten.

Im Devon des Rheinischen Schiefergebirges (KREBS, 1966) sind die Fore-reef-Brekzien gekennzeichnet durch primäre und sekundäre Hohlräume, die von feinen Kalk-Peliten und interchemischen Ablagerungen gefüllt wurden. An Flankenbewohnern stellt KREBS Massenvorkommen von dendroiden Stromatoporen fest. Diese treten auch in den ober-devonischen Riffen Kanadas im gleichen Bereich auf (FISCHBUCH, 1962; KLOVAN, 1964). FISCHBUCH ordnet im Kaybob-reef Crinoidenkalke am äußersten Ende des Fore-reef-Bereiches ein; eine ähnliche Position findet KLOVAN im Redwater-reef für Crinoiden- und Brachiopoden-Kalke.

Die Back-reef-Sedimente bestehen meistens aus gut verrundeten Biokalkareniten, an die sich landwärts feinkörnige Lagunensedimente anschließen. Algen sind kennzeichnend für den ganzen Bereich, die Fauna ist individuenreich, aber artenarm. Onkoide sind häufig. (FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970).

Nach KREBS (1966) ist der Back-reef-Bereich im Rheinischen Schiefergebirge gekennzeichnet durch wechselnde Faziestypen nebeneinander: Schuttkalke, Pillenkalke, Onkoidkalke und bituminöse Kalke mit Calcisphären.

KLOVAN (1964) kennzeichnet die Back-reef-Sedimente als nicht von Gerüstbildnern aufgebaute faunenarme Ablagerungen. Er beschreibt laminierte Ablagerungen des Wattbereiches und eine typische Amphiporen-Fazies. Diese Amphipora-Fazies wurde auch von EDIE (1961) und FISCHBUCH (1962) im Back-reef-Bereich anderer kanadischer Riffe gefunden.

Mit der ökologischen Verteilung der Faunenelemente im Riffkomplex beschäftigen sich die meisten Autoren. Nach den Zusammenstellungen von KREBS (1966, 1971), DOOGE (1967) und LÉCOMPTÉ (1970) gilt für devonische Riffe etwa folgende Faunenverteilung:

**Back-reef:** kleine Ostrakoden, Calcisphären, Gastropoden, Algen, Amphiporen bzw. Stromatoporen vom *Amphipora*-Typ.

**Riffkern:** massige Stromatoporen, tabulate Korallen, Amphiporen, Crinoiden, Algen.

**Fore-reef:** lagige Stromatoporen, *Stachyodes* und Stromatoporen vom *Stachyodes*-Typ, Crinoiden für den oberen Bewegtwasserbereich; für den tieferen Stillwasserbereich: Brachiopoden, Gastropoden, rugose Korallen, Bryozoen und Stromatactis.

**Becken:** Goniatiten, Tentakuliten, große Ostrakoden, Conodonten.

Um ein Riff in seiner Entstehung und Entwicklung ganz zu beschreiben, genügt es allerdings nicht, es nur in seinem lateralen Rahmen zu betrachten. Die vertikale Entstehungsfolge ist zumindest von gleich großer Bedeutung. Diesen Gesichtspunkt hat vor allem LÉCOMPTÉ (1958, 1965, 1970) bei seiner Bearbeitung der devonischen Riffe Belgiens in den Vordergrund gestellt. Er stellte dort sieben verschiedene Tiefenstufen auf, die sich am Gesteinscharakter und an der Fauna erkennen lassen.

Da sich im Verlauf der Entwicklung von Riffen vor allem im Geosynklinalbereich die Tiefenverhältnisse in der einen und anderen Richtung leicht ändern, können auch in den resultierenden Gesteinsabfolgen die verschiedensten Tiefenstufen einander mehrfach überlagern. Der ideale Fall, daß ein Riffkern an immer der gleichen Stelle als Säule wächst, umgeben von einem sauberen Kranz seiner Flankensedimente, wird im Geosynklinalbereich (Belgien, Rheinisches Schiefergebirge) viel seltener verwirklicht als z. B. bei typischen Schelfriffen (Kanada). Im Geosynklinalbereich bringen die Krustenbewegungen die lateralen Fazieseinheiten auch in vertikaler Folge übereinander. LÉCOMPTÉ (1970, S. 35—36) unterscheidet folgende sieben Zonen vom flachsten zum tiefsten Bereich:

1. Lagunäre Zone (zone lagunaire): Zeitweilig völlig vom Meer abgeschnittenes Gebiet in Ufernähe, in dem feinstkörnige Dolomite und Evaporite gebildet werden.

2. Sublagunäre Zone (zone sublagunaire): Im Rücken des Riffes gelegene weite und wenig geneigte Gezeitenflächen (tidal flats), die bei Ebbe trocken fallen. Dadurch bedingt, fehlen Korallen und Stromatoporen. Sedimentation von feinem, vom Riff hereingespültem Kalkschlamm;

arme Fauna von Ostrakoden, Gastropoden und Amphiporen. Teilweise Gezeitschichtung und Stromatolithe.

3. Turbulente Zone (zone turbulente): Im Brandungsbereich gelegene Zone, die gekennzeichnet wird durch Riffbauer in ungeordneter Lagerung. Aufgebaut vorherrschend aus massigen Stromatoporen, daneben untergeordnet Korallen und Crinoiden. Die entstehenden Kalke sind sehr rein.

4. Bewegungswasserzone (zone subturbulente): Bereich der Vorherrschaft lagiger Stromatoporen, daneben tabulate und ästige Korallen und Crinoiden. Der weniger reine Kalk ist häufig etwas rötlich.

5. Ruhigwasserzone (zone sous-turbulente): Bereich riffbildender Korallen (Tabulate und Rugose), daneben ästige Korallen, Crinoiden und Stromatactis, Bryozoen. Ziemlich tonreiche rötliche und dunkle Kalke.

6. Stillwasserzone (zone quiescente): Wegen zu starker Tonsedimentation keine Wachstumsmöglichkeit für Riffkorallen mehr. Schiefer mit Kalkknollen und eingeschalteten Kalklagen mit Brachiopoden, Bryozoen und Einzelkorallen.

7. Tiefwasserzone (zone profonde): Schwarze, pyritführende Schiefer mit einer Zwergfauna.

Diese Gliederung läßt sich mit entsprechenden lokal bedingten Varianten auf fast alle Riffbereiche im Devon anwenden, so auch auf die Riffe in den Karawanken, zumal es sich hier ebenfalls um Geosynklinalbildungen handelt.

### 2.2.3. Riffkomplexe

In den mittleren Karawanken treten Riffkomplexe in einer SW-NE-streichenden Zone auf, die sich durch den Kern des Seeberger Aufbruches hinzieht und die folgenden größeren Kalkfelsen umfaßt: Prko (5.1)<sup>1)</sup>, Rapold (5.2, 5.6), Pasterk (5.7), Storschitz mit P. 1507 (5.3, 5.5), Grintoutz (5.4), sowie auf jugoslawischem Gebiet Rusch und Stegovnik. Die Riffkomplexe erreichen im Grintoutz Mächtigkeiten von mindestens 250 m, im Storschitz von 300 m. Teilweise sind sie dolomitisiert und bilden dann ungegliederte „Massenkalke“: Christophorus-Felsen, Rapold—Pasterk—Storschitz—Grintoutz teilweise.

In den Riffkomplexen lassen sich Riffkern und Back-reef-Fazies gut erfassen, die Fore-reef-Fazies ist weniger deutlich zu erkennen.

Die Conodonten-Stratigraphie ist im Bereich der Riffkomplexe schwierig, nur in den ober-devonischen Anteilen findet man genügend Material. Die Korallen-Stromatoporen- und Amphiporen-Fauna wurde nicht näher bearbeitet, obwohl eine spezielle Bearbeitung sicher lohnend wäre.

Zusammenfassend kann zur Stratigraphie der Riffkomplexe folgendes festgestellt werden: Es gibt sicher nachgewiesene Riffkalke des Ems (Pasterk, P. 1507) und sicher nachgewiesene Riffe des Ober-Devons (to I, Rapold). Die größten Riffkomplexe lieferten an der Basis vereinzelt Ems-Conodonten, erreichen mit ihrem Gipfelbereich jedoch das Ober-Devon nicht. Hier sind mittel-devonische Anteile auf Grund von Amphiporenvorkommen zu vermuten. Mittel-Devon wurde direkt nachgewiesen in Haldenmaterial der Rapold-Felsen.

<sup>1)</sup> Die Ziffern in Klammern (z. B. 5.1) beziehen sich auf die in der Karte ausgeschiedenen Vorkommen der verschiedenen Faziestypen. Die erste Ziffer bezeichnet den Faziestyp, die zweite die laufende Nummer. Faziestypen: (1.) Schwarze Plattenkalke, (2.) Rote Flaserkalke, (3.) Flaserkalke (Ems-do), (4.) Crinoidenkalke (Ems-dm), (5.) Korallenkalke (Ems-do), (6.) Algenkalke, (7.) Amphiporenkalke, (8.) Bänderkalke, (9.) Transgressionskonglomerate und -kalke.

Das Unterlager der Riffkalke ist nur am Pasterk-Felsen und am P. 1507 aufgeschlossen und wird in beiden Fällen durch helle Crinoidenkalke gebildet („See-länder Crinoiden-Brekzien“). Am Rapold-Felsen bilden vermutlich rote Plattenkalke das Unterlager des Riffes, doch ist das wegen der schwierigen tektonischen Verhältnisse (überkippte Folge) nicht ganz sicher zu belegen.

### 2.2.3.1. Riffkern (Korallen-Stromatoporen-Kalke)

Diese Kalke umfassen in den Aufschlüssen der Karawanken den Riffkern und vermutlich einen Teil der Fore-reef-Sedimente, die turbulente und die Bewegtwasserzone nach LECOMPTE (1970). Eine saubere Trennung zwischen beiden ist nicht immer durchführbar.

Es handelt sich um Kalke, die aus grobem Schutt von Stromatoporen und Korallenstöcken aufgebaut sind. Die Stromatoporen überwiegen. Sie bilden bis 40 cm große kuppelförmige, domartig hochgewachsene, aber auch dicke ästige Formen mit bis zu 10 cm Durchmesser. Das zweite wesentliche Faunenelement sind tabulate Korallen, hier vor allem Favositen, die 15 bis 20 cm große Stöcke bilden können. Daneben findet man Thamnoporen und Helioliten sowie stengelige Koloniebildner. Einzelne Amphiporen wurden gleichfalls festgestellt.

Die Gerüstbildner machen in einzelnen Fällen, so unterhalb des Storschitz-Gipfels, 10 bis 20% des Gesteines aus, in der Regel jedoch weniger. Das Füllmaterial zwischen den Blöcken wird überwiegend von feinem Crinoidenschutt gebildet, manchmal rein und spartisch verbacken, manchmal auch in einer mikritischen Matrix. In dieser Matrix lassen sich dann in der Regel auch Styliolinen nachweisen. Auch Hohlräume, mit radialem Calcit erfüllt, wurden in den Zwickeln zwischen dem Grobschutt gefunden. (Hier befindet man sich nach KREBS, 1969, wohl schon im Fore-reef-Bereich.) Daß es sich insgesamt nicht um reinen allochthonen Riffschutt handelt, beweisen autochthon auf dem Schutt wachsende Gerüstbildner. Lagige Stromatoporen überkrusteten Korallen, flachliegende Einzelkorallen werden von Stromatoporenstöcken überwachsen, in denen wieder Crinoiden wurzeln.

Am Storschitz wurde ein Favositenstock beobachtet, der unter Ausbildung eines kräftigen Wulstes an der Basis auf Crinoidenschutt wächst, selber wieder überzogen von einer dünnen Lage von Stromatoporen. Am P. 1507 fand sich ein Lesestein mit mehrfacher Verzahnung von Stromatoporenmatte und Crinoidenschutt. Bisweilen sind auch inkrustierende Algenlagen an der Fixierung des Schuttes beteiligt.

Am Prko im Nordosten des Aufbruches findet man Korallenkalke, bestehend aus Favositiden und bis 15 cm langen Rugosa mit Stromatoporen. Der Anteil an rötlich-braunem Mikrit ist hier sehr groß, Poren und Hohlräume der Korallen sind fast durchweg davon erfüllt. In dieser mikritischen Matrix wurden regelmäßig Styliolinen gefunden, außerdem kommen Crinoiden, Brachiopoden und Amphiporen vor. Es wird hier als Bildungsraum ein etwas tieferer Bereich, etwa die Ruhigwasserzone nach LECOMPTE (1970) angenommen.

Auch bei den ober-devonischen Riffkalcken des Rapold-Felsens nimmt die feine Matrix einen größeren Anteil ein. Man findet hier vorwiegend ästige Stromato-

poren und Korallen, die allerdings eine beträchtliche Dicke erreichen können. Auch diese Kalke dürften in die Ruhigwasserzone gehören.

In den Halden der Rapold-Felsen direkt an der Seeberg-Straße wurde in drei Proben Mittel-Devon nachgewiesen. In Übereinstimmung damit wurden hier Helioliten gefunden, die nach LECOMPTE (1970) im Givet aussterben. Der Schutt kann also nicht aus dem ober-devonischen Riff Rapold III stammen, sondern kommt vermutlich vom mittleren Rapold-Felsen (Rapold II).

Der Felsen von P. 1507 zeigt in der Nähe der Staatsgrenze schön ausgebildete Korallenkalke. Das Profil beginnt am Fuß des Felsens mit gut gebankten Crinoidenkalken. Nach oben wird die Bankung zunehmend undeutlicher, und der Gehalt an Stromatoporen und Korallen nimmt auf Kosten der Crinoiden zu. Neben Schutt aus Stromatoporen, Favositen, Helioliten und langen Einzelkorallen wurden hier auch autochthone Korallen, lagige Stromatoporen, ein Crinoidenkelch sowie einzelne Amphiporen gefunden. SCHULZE (1968) fand hier ein Exemplar von *Calceola sandalina* (LINNÉ).

Im Storschitz beobachtet man einen zweimaligen Wechsel von Riffkern- und Back-reef-Fazies übereinander, wobei der Gipfel von der Back-reef-Fazies gebildet wird. Den Schutt für diese obersten Ablagerungen muß ein heute durch Erosion und Tektonik nicht mehr vorhandener Riffkern geliefert haben. Am Storschitz findet man auch noch eine besondere Übergangsfazies, die sich im Süden an den Riffkern anschließt. Es handelt sich hierbei um dickbankige Kalke, die aus einer Mischung von pelitischem Material und wolkig und nestförmig darin verteilten Partien aus feinem Crinoidenschutt bestehen. Dieser feine Crinoidendetritus enthält Bruchstücke der Gerüstbildner aus dem Riffkern. Die Korallen liegen oft mit der Wachstumsachse in der Schichtfläche, sind also allochthon. Diese Fazies bildet den Übergang zur Back-reef-Fazies, die sich südlich anschließt. Der enge Zusammenhang zwischen beiden wird belegt durch zwei Bänder von Algenkalken aus dieser Fazies, die in die Crinoidenserie eingeschaltet sind. Eine der Crinoidenschuttbänke zeigt Schrägschichtung nach Süden zur Back-reef-Fazies hin.

Die schönste Ausbildung des Riffkernes, groben Riffschutt in turbulenter Zone abgelagert, findet man etwa 50 m unter dem Gipfel des Storschitz, am Fuße der letzten Steilwand.

Am Grintoutz bildet die Stromatoporen-Korallen-Fazies den westlichsten Gipfel (P. 1563). Die Aufschlüsse sind hier aber nicht so gut, da große Bereiche dolomitisiert sind.

### 2.2.3.2. Fore-reef (Crinoidenkalke)

In den engeren Zusammenhang der Riffkomplexe gehören die teilweise recht mächtigen Crinoidenkalke des Seeberg-Gebietes. Diese Kalke erregten schon recht früh das Interesse und wurden von den älteren Geologen treffend als „Seeländer Crinoiden-Brekzie“ bezeichnet.

Bei diesen gebankten, ziemlich reinen Kalken handelt es sich überwiegend um Biosparite. Sie sind in typischer Ausbildung am Kleinen Pasterk-Felsen und am

P. 1507 oberhalb des Seeburg-Passes an der Grenze aufgeschlossen. Daneben gibt es noch einige kleinere Vorkommen.

Eine zweite Gruppe von Crinoidenkalken stellen die Vorkommen von P. 21 und vom Jeritsch-Felsen östlich der Paßstraße dar. Sie unterscheiden sich von den ersteren durch eine mikritische Matrix, in der feiner Crinoidendetritus schwimmt.

### Crinoiden-Sparite

Die Kalke des Kleinen Pasterk-Felsens bilden eine mindestens 120 m mächtige Folge von mehr oder weniger deutlich gebankten Crinoidenkalken. Es handelt sich um schlecht sortierte Ansammlungen relativ großer Stiele, die meistens mehrgliedrig sind. Außer den dicken Gliedern der Stiele findet man auch die dünneren der Arme sowie einzelne Wurzeln und Kelchplatten.

Der Schutt ist lagig angeordnet in gröberen und feineren Bänken. Große Bruchstücke von Korallen (30 cm Durchmesser) und Stromatoporen (20 cm Durchmesser) sind häufig. Aber auch autochthone Korallen und auf dem Schutt wachsende lagige Stromatoporen wurden gefunden.

Mikritische Matrix ist nur in einigen Fällen erhalten. Meistens sind die Hohlräume zwischen den Crinoiden von radialem Calcit ausgekleidet. Bei größeren Zwickeln zwischen Korallen oder Stromatoporen entstehen typische birds-eye-Strukturen. Die Poren der Crinoiden und ihre Zentralkanäle sind teilweise mit feinem mikritischem Sediment, teilweise mit Calcit ausgefüllt.

In die Crinoidenkalke eingeschaltet sind am Pasterk-Felsen feinkörnig rötliche bis rote mikritische Kalke, die sehr fossilreich sind. In ihnen wurden große Gastropoden (Bellerophoniten) von 7 cm Länge und 4 cm Durchmesser gefunden mit schwarzer erhaltener Schale und Wandporen; außerdem: Brachiopoden mit gegitterter Schale, Spiriferen, einzelne große Orthoceren, ein Pygidium von *Scutellum* („Bronteus“-Kalk: PENECKE, 1884), rugose Korallen und ästige Tabulate, Crinoidenwurzeln. Im Anschliff sieht man zahlreiche Styliolinen und auch Conodonten. In der Tat stammen mit Ausnahme einer Probe alle anderen fründigen Conodonten-Proben des Pasterk-Felsens aus dieser Fazies.

Die Fossilshalen sind unten mit feinem Sediment erfüllt, die Resthohlräume mit radialfasrigem Calcit ausgekleidet. Die rote Farbe steht offenbar in engem Zusammenhang mit dem Tongehalt der Kalke. Am intensivsten sind nämlich typische Sedimentfallen in Fossilshalen und in Zwickeln zwischen ihnen gefärbt.

Ein zweites gutes Beispiel der gleichen Faziesausbildung stellen die Crinoidenkalke von P. 1507 dar. Das Profil beginnt an der Basis mit dicken Crinoidenschuttbänken, zunächst noch unter Einschaltung von Flaserkalken. Weiter nach oben folgen nur mehr undeutlich gebankte graue Crinoiden-Sparite, die in Korallen-Stromatoporen-Kalke übergehen.

**Genese:** Die Crinoidenkalke sind detritische Sedimente, die sicher nicht weit vom Lebensraum der Crinoiden gebildet wurden. Die undeutliche grobe Bankung entspricht vermutlich einer Übergußschichtung am Rande von Riffen, die ihren Einfluß auch durch den groben Korallen- und Stromatoporenschutt bekunden. Nur wenig feines Sediment ist als Matrix in den Crinoidenkalken



selbst erhalten. Dafür gibt es immer wieder die rhythmische Einschaltung der feinen roten Kalke. Es wird vermutet, daß diese das Background-Sediment am Fuße der Riffe bildeten, auf dem Brachiopoden, Trilobiten und Bellerophoniten siedelten. Hier erhielten sich auch von oben herab regnende Styliolinen, Orthoceren und Conodonten. Diese Background-Sedimentation wurde immer wieder unterbrochen durch die Einschwemmung von Schutt von Crinoiden, die ihren Lebensraum mit großer Wahrscheinlichkeit am steilen Riffabhang hatten. Dort müssen sie in großer Zahl in dichten Wäldern gewachsen sein, vermutlich dicht unterhalb der turbulenten Zone. Durch Stürme wurden dann episodisch die Crinoidendickichte verwüstet und der Schutt ins tiefere Becken transportiert.

Die Funde der Styliolinen in der Crinoidenfazies sind wichtig, weil sie den Zusammenhang mit der Beckenfazies der Flaserkalke dokumentieren.

In das Bild der Crinoidenkalke als Fore-reef-Sediment paßt sehr gut die als Lesestein gefundene Probe 718, eine Brekzie aus Korallen, Stromatoporen und Crinoidenbruch und eckigen Komponenten aufgearbeiteten mikritischen Kalkes, also eine Brekzie aus Gesteins- und Fossilschutt. Die Hohlräume dazwischen sind mit radialfasrigem Calcit ausgekleidet. Es zeigt sich darin eine typische Fore-reef-Akkumulation von eckigem, von der Brandung losgearbeitetem Riffmaterial. Das Fehlen von mikritischer Matrix, die durch calcitischen Zement ersetzt wird, gilt ebenfalls als Kriterium für dieses Milieu (KREBS, 1969).

#### Mikritische Crinoidenkalke

Am Jeritsch-Felsen und am südwestlich davon gelegenen P. 21 tritt diese Fazies in Erscheinung. Sie ist gekennzeichnet durch eine graue mikritische Matrix, die häufig einen leichten Stich ins Rötliche aufweist. In dieser Matrix findet man durchweg fein verteilte kleine Crinoidenstielglieder. Weitere Fossilien sind Einzelkorallen und nicht selten Styliolinen.

Nestförmig verteilt oder als Lagen sind sparitische Detrituskalke eingeschaltet. Diese enthalten Schutt von Stromatoporen, ästigen Korallen und Einzelkorallen. Die Stromatoporenbruchstücke sind recht klein; es wird vermutet, daß sie von ästigen Exemplaren stammen.

Diese Fazies zeigt einen noch stärkeren Einfluß des Beckens als die sparitischen Crinoidenkalke. Mikritische Matrix und Fauna entsprechen schon weitgehend den Beckensedimenten, nur fehlt hier noch der entsprechende Tonanteil. Der Riffeinfluß macht sich jedoch in den eingeschütteten detritischen Kalken mit Gerüstbildnern noch bemerkbar, wenngleich die Komponenten schon recht klein sind.

#### 2.2.3.3. Back-reef (Taf. 1, Abb. a—b, Taf. 2, Abb. c—d)

##### 2.2.3.3.1. Algenkalke

An mehreren Stellen im Arbeitsgebiet tritt, eng verknüpft mit den großen Riffkomplexen, die Fazies der Algenkalke auf; östlich der Vellach im steilstehenden Kalkzug nördlich von Paulitsch, westlich in den mächtigen Komplexen von Storschitz und Grintoutz. In den letzteren ist die Serie oberhalb der Baumgrenze gut aufgeschlossen und ausgezeichnet zu studieren.

Die Algenkalke bauen sich aus drei verschiedenen markanten Gesteinstypen auf, die nur in dieser Fazies vorkommen:

1. Stromatolith-Lagen
2. Onkoid-Detritus-Kalke
3. Schichthöhlen

Bei letzteren handelt es sich um Hohlräumfüllungen aus faserigem Calcit. Stromatolith- und Onkoid-Detrituskalke wechsellagern in Zentimeter- bis maximal Dezimeter-dicken Bänken. Die Schichthöhlen sind in diese Wechsellagerung im ganzen Bereich eingeschaltet. Alle drei Typen stehen in engem genetischen Zusammenhang.

Abbildung 2 zeigt ein Beispiel aus dieser Faziesfolge. Die Schichtung erscheint im kleinen Aufschluß regelmäßig, aber die Bänke halten nicht weit durch und enden durch Auskeilen und häufiger durch kleine Erosionsdiskordanzen.

Die Serie wird am Storschitz etwa 80 m, am Grintoutz sogar 120 m mächtig.

**Stromatolith-Lagen** (Taf. 1, Abb. a, Taf. 2, Abb. c): Sie finden sich in 3 bis 5, manchmal 10 cm mächtigen Paketen mit feiner, leicht welliger Laminierung und einer Oberfläche, die meist etwas aufgewölbt ist. Ihre Farbe reicht von weiß über elfenbein bis zu rosa und rot. Besonders schön sind sie am Storschitz aufgeschlossen. Sie überwachsen unterlagernde Detrituskalke und Fossiltrümmer in geschlossenen Matten. In einem dieser Pakete wurden schichtinterne Schrumpfrisse beobachtet, die nur in einigen inneren Lagen auftreten und von den folgenden wieder überwachsen wurden.

Neben diesen hellen Kalken mit deutlich sichtbarer Laminierung findet man noch sehr feinkörnige weiße Kalke (10 cm mächtig), in denen keine Laminierung erkennbar ist und in denen keinerlei Strukturen und auch keine Fossilien zu finden sind. Hier liegt der Verdacht nahe, daß auch diese Kalke durch sedimentfixierende Wirkung von Algen entstanden (KLEMENT, 1966).

**Onkoid-Detritus-Kalke**: Sie werden mit diesem Doppelnamen bezeichnet, weil es sich um eine Übergangsserie handelt, die von reinen Onkoidkalken bis zu relativ groben Fossilshuttkalken reicht, in denen aber die Komponenten gleichfalls von Algen umkrustet sind. Letztere bilden die dickeren Schichten, die reinen Onkoidkalke sind meistens dünner.

Die **Detritus-Kalke** (Taf. 1, Abb. b), von KREBS (1968) auch Biopel-Sparudite genannt, bilden auslinsende Schichten. Manchmal füllen sie auch Sedimenttaschen aus, synsedimentäre Spalten wurden gleichfalls beobachtet. Fast alle Trümmer sind von feinen Kalkalgenlagen umspinnen, zwischen den gröberen Fossilbruchstücken füllen kleinere umspinnene Partikel die Lücken aus. Die kleineren Trümmer sind meistens mit mehreren Lagen umspinnen und zu länglich-ovalen und rundlichen Onkoiden geworden.

Die Fauna der Detrituskalke besteht aus allochthonem Bruch von Stromatoporen, Korallen und Crinoiden und einer autochthonen Fauna, zu der im wesentlichen Gastropoden gehören. Sie erreichen eine Größe von 5 bis 7 cm Durchmesser, und große aberrante Formen sind nicht selten. Turmschnecken von 15 cm Höhe wurden gefunden. Dazu kommen: ein paar flache Stromatoporen, ein Orthoceras, ein Spiriferide, eine Muschel, eine *Amphipora*. Neben den um-



Die **Onkoid-Kalke** (Taf. 2, Abb. d) bilden dünnere Bänke von 3 bis 5 cm Mächtigkeit. Als Kerne für die Onkoidbildung wurden Echinodermstacheln, Crinoiden, älterer Onkoidbruch, Kalkalgen vom Typ *Giroanella* festgestellt. Die Umkrustung erfolgt in mehreren meistens etwas unregelmäßigen Ringen um den Kern. Bei größeren und vor allem bei länglich flachen Onkoiden läßt sich häufig eine Asymmetrie der Ringe feststellen, d. h. auf der unteren Auflagefläche sind es weniger. Diese Auflagefläche kann natürlich bei späterer Umlagerung wieder nach oben kommen, aber die Asymmetrie bleibt erhalten. Die Matrix der Onkoidkalke wird teilweise noch durch einen primären Kalklutit gebildet, der aber vielfach zu klarem Calcit umkristallisiert ist.

**Schichthöhlen** (Taf. 1, Abb. a, Taf. 2, Abb. c): Hierunter werden schichtparallele Hohlraumfüllungen (sheet-cracks: FISCHER, 1964; Pseudostromatactis: DERROO, GAUTHIER & SCHMERBER, 1967) verstanden, die ein typisches Element der Algenkalkserie sind.

Sie sind zwar nicht ausschließlich schichtparallel, denn es gibt Querverbindungen in eine nächsthöhere Lage und auch einige schrägverlaufende Hohlräume, aber die Masse ist schichtparallel angeordnet, und zwar doch so regelmäßig, daß man in dolomitisierten Bereichen der Kalke die erhaltenen Hohlraumfüllungen als Schichtungskriterium verwenden kann.

Als zweite Regel kann man feststellen, daß die Schichthöhlen an feine dichte Kalklagen gebunden sind. Auch diese Regel gilt allerdings nicht ohne Ausnahme.

Die Hohlräume konnten maximal 2 m in der Schichtung durchverfolgt werden.

Die Füllung der Schichthöhlen hat folgenden Aufbau (Taf. 1, a; 2, c): An der Basis findet man manchmal etwas feines Sediment. Dann folgt eine radialsymmetrische Ausfüllung des Hohlraumes mit fasrigem Calcit, der von allen Seiten gegen die Mitte wächst. Dieses Wachsen erfolgt in mehreren rhythmischen Schritten, jeweils von extrem dünnen konzentrischen Lagen unterbrochen. Diese Querlinien hält BANDEL (1969) für Verunreinigungen mit pelitischem Material. Die Beobachtung, daß an diesen Querlinien häufig spätere Styliolithensäume ansetzen, bestätigt diese Vermutung.

Im Kern ist ein verbliebener Resthohlraum in einer späteren Phase mit klarem Calcit erfüllt worden.

Die Schichthöhlen zeigen in einigen Fällen Diskordanzen der Füllungslagen wie bei Brasilianer Achaten. Das läßt auf eine gewisse Verkippung während der Füllung schließen.

**Zur Fazies und Genese der Algenkalke:** Algen sind als Faziesindikatoren äußerst wertvoll, zeigen sie doch bestimmte Tiefenverhältnisse an.

Bei den vorliegenden Formen dürfte es sich sowohl bei den Stromatolithen als auch bei den Onkoiden um Blaugrünalgen handeln, die in ihrem Lebensraum alles mit einem feinen Schleim überziehen. Die Stromatolithmatten entstanden im Gezeitenbereich, in dem zeitweiliges Auftauchen und Trockenfallen nicht selten ist. Für ihr Gedeihen ist weiterhin eine geschützte Lage ohne allzuviel Wellenbewegung und Strömung von Bedeutung. In heutigen Riffen kennzeichnen Algen-

matten den Back-reef-Bereich im Übergang zur Lagune. KLEMENT (1966) wies nach, daß in Florida Algenmatten in flachen inneren Lagunen von nur gelegentlich überfluteten Mangroveninseln gebildet werden. Onkoide entstehen nach LOGAN (1964) in den tieferen Teilen des Wattenmeeres, an der Küste unterhalb der mittleren Niedrigwasserlinie, in einer Zone lebhafter Wasserbewegung. Sie sind speziell an Gebiete mit feinkörniger Kalksedimentation gebunden.

Das Entstehungsmilieu der Wechselfolge aus Stromatolithkalken und Onkoidkalken liegt also im flachen Meeresbereich und im extrem flachen Wattenbereich. Es ist allerdings nicht notwendig, für den Wechsel zwischen beiden ein dauerndes rhythmisches Auf- und Abpendeln des Ablagerungsraumes zu postulieren. Der Wechsel läßt sich nämlich auch zwanglos auf folgende Weise erklären: In den extrem flachen lagunären Bereich, in dem sich Algenmatten ausbreiteten, wurden immer wieder bei Stürmen Bänke mit klastischem Material eingespült, das einerseits vom Riff (Stromatoporen, Korallen), andererseits aus Prielsystemen stammte, in denen laufend Onkoide gebildet wurden. Ein leichter Bergauf-Transport dürfte in dieser Größenordnung ein ganz normaler Vorgang an der Küste sein. Die eingeschwemmten Crinoiden könnten sogar vom Fore-reef-Bereich stammen. (Die Möglichkeiten eines kräftigen Hinauf-Transportes hat RUHRMANN, 1971, gerade für Crinoiden wahrscheinlich gemacht.)

Da die Algenkalkfazies in den Karawanken immer im Zusammenhang mit der Rifffazies vorkommt, werden die Algenkalke hier als Bildungen des lagunären Back-reef-Bereiches aufgefaßt.

In dieses Bild paßt gut die Zusammensetzung der übrigen Fauna, vor allem die Häufigkeit von Gastropoden, die in diesen geschützten Bereichen ihren Lebensraum fanden (und sich durch das Abweiden der Algen ernährten). Außer ihnen konnte im Wattenbereich nicht viel gedeihen.

Was die Schichthöhlen anbelangt, so ist zunächst festzustellen, daß sie ausgesprochen an die Algenfazies gebunden sind.

Verfolgen wir ihre Entstehung in einzelnen Schritten:

1. Sie müssen jeweils nach Ablagerung der Onkoid- und Stromatolithschichten entstanden sein. Denn die radialsymmetrische Anordnung des Calcits zeigt deutlich, daß offene Hohlräume an Wänden, Boden und Decke gleichzeitig ausgekleidet wurden. Über den Hohlräumen muß sich also schon eine feste Schicht befunden haben.

2. Da es sich um geschlossene Hohlräume handelt, kommt eine Entstehung der radial-faserigen Calcitfüllungen durch Algen nicht in Frage, da es am nötigen Licht für deren Gedeihen mangelte. Es handelt sich also um anorganische Bildungen.

3. Die Hohlräume sind häufig im Bereich besonders feinkörniger Kalke (Stromatolithe und algenfixierte Kalke) anzutreffen. Das heißt also, daß hier selektiv besonders leicht lösliches Material weggelöst wurde. Wahrscheinlich liegt hierin ein Grund für die Bindung der Hohlräume an Schichtflächen.

Worauf ist diese Löslichkeit nun zurückzuführen?

4. Die feineren Lagen können aus zwei Gründen besser löslich sein: erstens wegen des feinen Kornes, zweitens vielleicht auch wegen eines anderen primären Karbonatminerals (Aragonit oder Mg-Calcit).

5. Die Lösung der Hohlräume muß frühdiagenetisch, noch während der Sedimentation, stattgefunden haben, wie die feinen Sedimentreste zeigen, die man manchmal am Boden der Hohlräume findet. Gleichzeitig muß mindestens die überlagernde Schicht schon fest gewesen sein.

6. Diese Überlegungen weisen darauf hin, daß die Onkoid- und Detritusbänke wahrscheinlich früher diagenetisch verfestigt waren als die Stromatolithkalkle. Dadurch entstanden zwischen beiden Spannungen, die vielleicht die erste Anlage der Hohlräume in Form von Rissen bildeten. Dazu kann noch Schrumpfung kommen.

7. Als Mechanismus für eine Kalklösung kommt in diesem Milieu eigentlich nur ein Eindringen von Regenwasser bei zeitweiligem Auftauchen in Frage. Es wurden ganze kleine Karstsysteme gebildet, manchmal in zwei Niveaus gleichzeitig, getrennt durch eine Detritusbank, die an einzelnen Stellen durch querschlägige Hohlräume durchbrochen wurde.

8. Die Ausfüllung der Hohlräume muß auch noch frühdiagenetisch während der weiteren Sedimentation erfolgt sein, wie die Tonbeimischungen zwischen den einzelnen Wachstumsperioden zeigen.

9. In einer finalen, zeitlich nicht festlegbaren Phase wurden dann die letzten verbliebenen Hohlräume mit drusigem, klarem Calcit gefüllt.

#### 2.2.3.3.2. Amphiporenkalkle

In den lagunären Back-reef-Bereich ist noch eine zweite Faziesbildung einzuordnen, die im Arbeitsgebiet die zentrale Riffzone begleitet, ohne allerdings direkt mit den Riffen vergesellschaftet zu sein. Es handelt sich um gebankte schwarze pelmikritische Amphiporenkalkle mit zahlreichen Calcisphären und einzelnen Gastropoden. Die einzelnen Röhren der Amphiporen findet man büschelweise in Lebensstellung im Gestein. Die dunklen Amphiporenkalkle liefern keine Conodonten. Sie kommen in typischer Ausbildung im Gebiet westlich des Storschitz vor, außerdem am Sadonig-Bach östlich der Vellach. (Dort handelt es sich um Pelsparite mit einer Matrix aus klarem Calcit.)

Außer den dunklen Amphiporenkalken liegen südlich des Pasterk-Felsens drei kleine Vorkommen von Amphiporen in grauen Kalken, die auch Riffschutt enthalten. SCHULZE (1968) fand hier unter-karbonische Conodonten, H. FLÜGEL (persönliche Mitteilung) devonische Amphiporen. Diese Diskrepanz wird weiter unten auf S. 118 zu erklären versucht. Einzelne Amphiporen wurden in der Algenfazies (Storschitz) und in der Riffschuttfazies (Grintoutz) gefunden.

Zum Ablagerungsmilieu der schwarzen Amphiporenkalkle lassen sich recht präzise Aussagen machen. FLÜGEL & HÖTZL (1971) fanden Calcisphären in den faziell recht ähnlichen Schwelmer Kalken. Nach ihren Angaben treten Calcisphären immer in Flachwasserkalken auf, sind nach ihrer Tabelle 14, S. 386,

überwiegend an Riffareale gebunden und treten hier häufig im Back-reef-Bereich auf. KREBS (1966) beschreibt Calcisphären aus der Back-reef-Fazies des Langenaubach-Breitscheider-Riffkomplexes im Rheinischen Schiefergebirge. Dunkle Amphiporenkalke werden von KLOVAN (1964) zum Back-reef-Bereich gerechnet. KREBS (1968) führt eine Gliederung verschiedener Back-reef-Typen durch und beschreibt als „Fazies-Typ IX“ *Amphipora*-Pelmikrite, die von ihm zur subtidal-Fazies gerechnet werden, entstanden in einem sehr ruhigen Ablagerungsmilieu. DERROO, GAUTHIER & SCHMERBER (1967) stellen in den Karnischen Alpen einen engen Zusammenhang zwischen Amphiporenkalken und Algenkalken mit Pseudostromatactis (schichtparallele Hohlraumfüllung) fest.

So ist auch für die Bildung der schwarzen Amphiporenkalke im Devon der Karawanken eine Entstehung in flachen, abgeschnittenen, lagunären Becken anzunehmen.

Helle Amphiporenkalke entsprechen eher den Amphiporen-Pelspariten (Fazies VIII), die KREBS (1968) als riffnäher annimmt.

#### 2.2.3.4. Beckensedimente

##### 2.2.3.4.1. Styliolinen-Flaserkalk

**Definitionen:** Die Flaserkalken werden in der Literatur auch als Netzkalken oder Kramenzelkalken bezeichnet. Sie sind gekennzeichnet durch eine flaserige Internstruktur ohne durchhaltende Schichtfugen. Die Kalkkörper sind meistens linsenförmig in der Schichtebene ausgelängt. Die äußere Erscheinung des Kalkes hängt stark vom Tonanteil ab, deshalb werden hier folgende drei Varianten nomenklatorisch unterschieden:

1. **Kalkflaserschiefer:** sehr hoher Tongehalt, einzelne Lagen von Kalkknollen schichtparallel angeordnet.

2. **Flaserkalken:** Kalken mit erheblichem Tonanteil, der in dünnen Fasern die einzelnen Kalklinsen voneinander trennt.

3. **gebankte Flaserkalken:** gebankte Kalken mit knolligen Schichtflächen und flaseriger Internstruktur; im Vergleich zu den normalen Flaserkalken geringerer Tongehalt.

Die Fazies der Flaserkalken entspricht der Rauchkofel-Fazies (v. GÄRTNER, 1931) und den Findenig-Kalken (PÖLSLER, 1969) in den Karnischen Alpen.

Die Flaserkalken begleiten den zentralen Riffgürtel des Seeberg-Gebietes auf beiden Seiten (siehe Karte). Zum südlichen Zug sind zu zählen: Sadonig-Höhe, Paulitsch-Wand, Lesnik, Sadnikar-Bereich (östlich der Serpentina der Paßstraße); zum nördlichen Zug die Vorkommen in Trögern von Grintoutz-Bach, Sophien-Weg, Graue Wand und Hirschfelsen.

In den einzelnen Vorkommen wechseln Flaserkalken mit gebankten Flaserkalken. Zwischengeschaltete sparitische Crinoiden-Detritus-Kalken sind häufig. Diese eingeschalteten Bänke sind in sich nicht flaserig oder knollig.

Die Fauna der Flaserkalken ist ausgesprochen arm. Nur Styliolinen sind überall verbreitet und teilweise extrem angereichert. Die dünnen Kegel sind nicht ein-

geregelt, sondern zeigen mit ihren Spitzen eine statistische Verteilung. Schachtelung von mehreren Exemplaren ineinander ist allerdings häufig zu beobachten, maximal von vier Schalen ineinander. Die weiteren Faunenelemente sind einzelne Crinoidenstielglieder, Orthoceren, hier und da Ostracoden und selten sehr kleine rugose Korallen.

Die eingeschalteten Sparitbänke bestehen überwiegend aus Crinoiden, aber man findet hier auch Bruch von Stromatoporen, tabulaten Korallen und rugosen Korallen. In einzelnen Fällen (Hirschfelsen) kann dieser Riffschutt sogar recht grob sein.

Die Subfazies der gebänkten Flaserkalke ist gut ausgebildet an der Paulitsch-Wand, teilweise auch an der Sadonig-Höhe, wo 30 bis 50 cm dicke Bänke mit knolligen Schichtflächen und flaseriger Innenstruktur einen mächtigen Felsen aufbauen. Zwischengeschaltete sparitische Crinoidenkalke sind häufig. Eine ganz ähnliche Ausbildung weisen Hirschfelsen und Graue Wand in Trögern auf.

Das andere Extrem, die Kalkflaserschiefer, sind weniger verbreitet. Man findet sie in Teilen der Vorkommen vom Sophien-Weg und Grintoutz-Bach, auch im Profil an der Stan-Wiese. In typischer Weise ist diese Fazies aber ausgebildet in den nördlich des Arbeitsgebietes gelegenen Vorkommen von Trögern-Bach und Hainsch-Graben im Eisenkappeler Aufbruch (KUPSCH, ROLSER & SCHÖNENBERG, 1971: Kalkflaserschichten), die aber nicht in diese Untersuchung miteinbezogen werden.

Die restlichen Vorkommen sind normale Flaserkalke. Ein häufiges Phänomen ist die Überarbeitung der Grenzen zwischen Kalklinsen und Tonflasern durch Drucklösung und durch tektonische Einflüsse.

**Genese:** Die Flaserkalke bilden die Ablagerungen der Becken in der Umgebung der Riffe (Off-reef-Fazies; KREBS, 1966). Sie sind gekennzeichnet durch eine überwiegend planktonische Fauna (Styliolinen, Orthoceren) mit wenigen benthonischen Elementen (Ostracoden, Crinoiden, kleine Rugosa). Die fehlende Einregelung der Styliolinen weist auf ein sehr ruhiges Ablagerungsmilieu hin, die Schachtelung wurde vermutlich bei extrem reichem Anfall von Schalenmaterial durch minimale Wasserbewegung verursacht. Der Tonanteil war relativ hoch.

**Zur Entstehung der Flaserung:** Es gibt für die Entstehung von Knollen- und Flaserkalken die verschiedensten Hypothesen, die von rein submariner Lösung (HOLLMANN, 1964) über synsedimentär und frühdiagenetisch bis zu spät-diagenetisch reichen. Da nach eigenen Erfahrungen ziemlich sicher für verschiedene Vorkommen eine verschiedene Genese anzunehmen ist, erhebt die folgende Hypothese auch keinen Anspruch auf allgemeine Anwendung, sondern will nur die spezielle Entstehung der Flaserkalke in den Karawanken klären. Für die Untersuchung dieses Problems eignen sich besonders die tonigeren Partien. Bei den nicht seltenen Fällen einer synsedimentären Schichtstoßzergleitung waren die Kalke im Vergleich zu den umgebenden Tonen schon verfestigt. So kam es zu konglomerat-ähnlichen Rutschsedimenten, bei denen die Kalke die „Gerölle“ bildeten. Eine spät-diagenetische Knollenbildung scheidet daher aus.



Das schönste Beispiel für eine solche synsedimentäre Schichtzergleitung findet man im Hainsch-Graben, Zell Pfarre, außerhalb des eigentlichen Arbeitsgebietes.

Die Knollen haben dort, wo sie nicht tektonisch überarbeitet sind, immer einen ganz allmählichen Übergang zu den Tonen. Entstehung durch Lösung erscheint daher ausgeschlossen. Es bleiben synsedimentäre und frühdiagenetische Entstehung zur Auswahl. Bei einer synsedimentären Entstehung müßte man mit einem rhythmisch wechselnden Karbonatangebot rechnen, bei einer frühdiagenetischen Entstehung würde das primär gleichmäßig im Sediment verteilte Karbonat sekundär zu bestimmten Kristallisationskeimen hinwandern.

Gegen die synsedimentäre rhythmische Kalkfällung spricht zunächst die mangelnde Bankung. Außerdem sind die Styliolinen in den Knollen in der Regel um ein vielfaches zahlreicher als in den umgebenden Schiefeln. Das kann nur teilweise durch Schutzlage gegenüber tektonischer Beanspruchung erklärt werden, da es durchaus auch in Schiefeln viele gut erhaltene Styliolinen gibt. Wahrscheinlicher ist die Erklärung, daß die reichsten Styliolinenlagen die Kondensationskeime für ein Wandern des primär gleichmäßig im Gestein verteilten Karbonates darstellen. Es wird also für eine frühdiagenetische Genese plädiert.

Die Flaserkalke erreichen in den meisten Fällen das Mittel-Devon nicht, sondern enden mit dem oberen Ems und werden dann von Grauwacken-Schiefer-Sedimenten bedeckt. Nur in einigen Fällen wurde auch unteres Mittel-Devon nachgewiesen (Paßstraße), nur in einem Fall (Sadonig-Höhe) reichen die Flaserkalke bis ins Ober-Devon.

Die Möglichkeit, daß die Kalksedimentation in den Becken teilweise durch eine klastische Sedimentation vertreten wird, soll im folgenden Abschnitt diskutiert werden.

#### 2.2.3.4.2. Klastische Sedimente

Seit Beginn der geologischen Bearbeitung des Seeberg-Gebietes in den Karawanken stellte der Komplex der „Seeberg-Schiefer“ eines der Hauptprobleme für die Bearbeiter dar. Es handelt sich um mächtige klastische Serien, die überwiegend aus Grauwacken und Schiefeln bestehen. Daneben findet man Einschaltungen von Kieselschiefern und von vulkanischen Gesteinen, sei es in der Form von Tuffen oder sei es als mächtigere Sillkörper (ROLSER, 1968). Mit diesen Seeberg-Schiefeln wurden im Laufe der Zeit in den stratigraphischen Spekulationen vom Silur bis ins Ober-Karbon sämtliche Möglichkeiten durchgespielt.

Obwohl man auch nach den letzten Bearbeitungen noch weit davon entfernt ist, das Problem als gelöst zu betrachten, sind doch einige neue Ergebnisse in den letzten Jahren hinzugekommen, die eine erneute Diskussion (vielleicht auch nur wieder Spekulation) rechtfertigen. Nach KOLLMANN (1938) kann man von den Seeberg-Schiefeln auf Grund sedimentologischer Kriterien einen großen nördlichen Bereich abtrennen, der nach neuerer Bearbeitung ein wahrscheinlich namurischer Flysch ist (TESSENHORN, 1971). Vom Silur können nach Untersuchungen ROLSERS (in Vorbereitung) allenfalls die tiefsten Bereiche in den Seeberg-Schiefeln vertreten sein. Im Ludlow und Gedinne herrschte im ganzen Gebiet eine einheitliche Karbonatsedimentation. Ein klastisches Äquivalent für diesen Zeitab-

schnitt ist äußerst unwahrscheinlich. Dafür verstärkt sich in letzter Zeit der Verdacht, daß Teile der Seeberg-Schiefer ins Devon gehören (s. ROLSER & LÖSCHKE, 1971). Zwei Profile sollen hier zum Beleg angeführt werden:

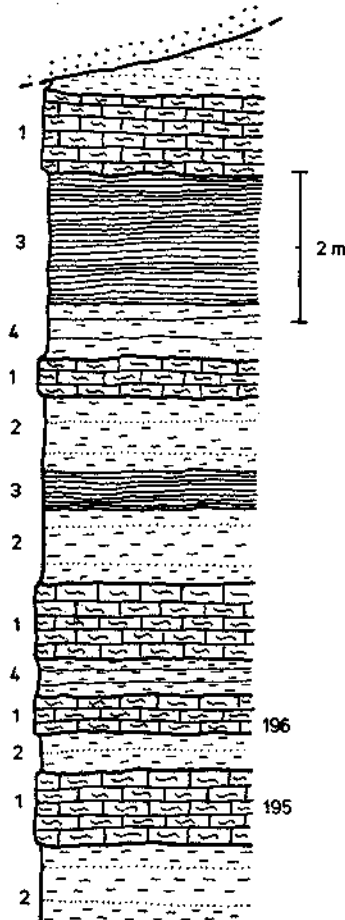


Abb. 3. Profil im Unterdevon des Felsentorbaches in Vellach (3.13).

1 Knollenkalke des Ems, 2 Tonschiefer-Siltstein-Wechselfolge, 3 weiße „tuffitische“ Lage aus karbonatisch/kieseliger Substanz, 4 Wechselfolge schwarze Tonschiefer — weiße „Tuff“schiefer, 195, 196 fündige Conodontenproben.

Fig. 3. Lower Devonian Felsentor-stream section of Vellach.

1 Nodular limestone of the Emsian, 2 shale-siltstone alternation, 3 white „tuffaceous“ layer of carbonate/chert material, 4 black shale — white „tuffaceous“ shale alternation, 195, 196 Conodont samples.

**Profil Felsentor-Bach (3.13) (Abb. 3):** In eine feinklastische Serie aus dunklen Tonschiefern und feinen hellen Siltsteinen ist im Bach auf ca. 1140 m Höhe eine 10 m mächtige Wechselfolge aus stark tonigen knolligen Kalken, Schiefern mit Siltsteinen und hellen, fast weißen Zwischenlagen aufgeschlossen. Diese Lagen, die extrem fein laminiert sind, haben den Habitus feiner Tuffite. Unter dem Mikroskop erweisen sie sich als ein Gemisch aus kieseliger und karbonatischer Substanz. Insgesamt liegen fünf Knollenkalklagen übereinander. Zwei Proben aus den beiden untersten lieferten eine Conodonten-Fauna, die die Kalke ins Ems einstuft.

Hiermit muß also die feinklastische Siltstein-Tonschiefer-Serie, von einer Ausbildung, die auch sonst unter den Seeberg-Schiefern häufig ist, ins Unter-Devon eingeordnet werden. Tektonische Verschuppung ist in diesem Fall wegen der innigen Wechsellagerung auszuschließen.

Das ist im folgenden Profil leider nicht ganz der Fall.

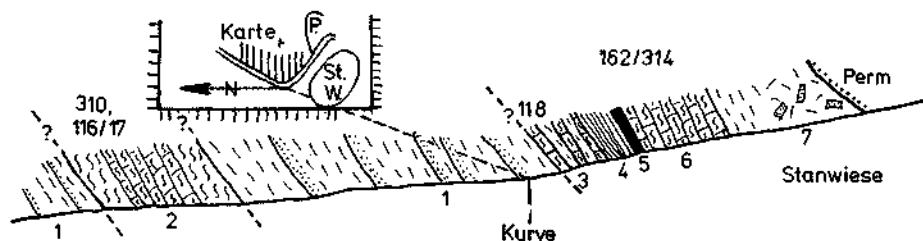


Abb. 4. Profil an der Stanwiese (3.3) in Vellach.

1 Grauwacken-Tonschiefer Wechselfolge, 2 Flaserkalk des Gedinne, 3 knollige Flaserkalke, 4 helle Kieselschiefer, 5 schwarze Lydite, 6 Flaserkalk bis Kalkflaserschiefer, 7 verrutschte Grauwacken-Tonschiefer, ? mögliche Störungen. Mehrstellige Zahlen: Conodontenproben.

Fig. 4. Stan-Wiese section in Vellach.

1 graywacke-shale alternation, 2 Flaser-limestones (Gedinnian), 3 nodular Flaser-limestones, 4 light cherts, 5 black cherts, 6 Flaser-limestone-carbonatic shale alternation, 7 graywacke-shale debris. Higher numbers: conodont samples.

**Profil an der Stan-Wiese (3.3) (Abb. 4):** Hier ist zwischen zwei Flaserkalkkomplexe eine Serie von Grauwacken und Tonschiefern eingeschaltet. Eine tektonische Zwischenschaltung halte ich zwar nicht für sehr wahrscheinlich, sie läßt sich aber nicht ausschließen. Gesichert ist auf jeden Fall die Wechsellagerung von Knollenkalken und Flaserkalken mit Kieselschiefern im oberen Teil des Profiles. Die liegenden Flaserkalke lassen sich ins obere Gedinne einordnen, für die hangende Serie gelingt nur die Zuordnung ins Unter-Devon.

Aus beiden Profilen geht hervor, daß es im Unter-Devon neben der Beckensedimentation der Flaserkalke Gebiete gab, in denen Schiefer und Kieselschiefer vorherrschten. Es dürfte sich hier um noch tiefere Beckenbereiche handeln. Für das Mittel-Devon haben LÖSCHKE & ROLSER (1971) eine vulkanisch-klastische Phase im Seeberg-Gebiet nachgewiesen. Insgesamt haben wir somit drei Argumente, daß Teile der klastischen Serien der „Seeberg-Schiefer“ ins Devon gehören.

## 2.3.

## Aufarbeitungsphase

Bei früheren Untersuchungen war auf der Halde des ober-devonischen Rapold-Riffes eine Kalkbrekzie mit Unterkarbon-Conodonten gefunden worden (TESSEN-SOHN, 1971). Allerdings gelang es damals nicht, diese Kalkbrekzie im Anstehenden zu lokalisieren. Zwei weitere Punkte mit gewissen stratigraphischen Diskrepanzen waren der Felsen P. 1011 (8.14), der von SCHULZE (1968) nach Conodonten ins Unter-Karbon und von H. FLÜGEL (mündliche Mitteilung) nach Amphiporen ins Mittel-Devon gestellt worden war, sowie der P. 21, an dem SCHULZE (1968) eine devonisch-unterkarbonische Mischfauna gefunden hatte. Die nähere Untersuchung dieser Vorkommen erbrachte nun folgende Ergebnisse:

Im Ober-Devon, etwa an der Grenze to I/to II brach an vielen Stellen, in erster Linie an den Riffkomplexen, die Sedimentation ab. (SCHULZE wies keine Kalke jünger als to II nach.) Es setzte hier eine Aufarbeitungs-Phase ein, die sich an Hand von Schichtlücken, Konglomeraten und Misch-Faunen nachweisen läßt (Abb. 5).

	SCHICHTLÜCKEN		KONGLOMERATE			MISCH-FAUNEN				
	Rapold III	Jeritsch	Rapold III	Grubelnik	<sup>1)</sup> Kokratal	P 21	Rapold II	Jeritsch	südl. Pasterk	Wald-hütte
cu III			+	+	+		+	+		+
I-II					+	+			+	
to III/IV				+	+					
I-II			+	+	+	+	+			+
tm					+	+	+	+	+	+
tu						+				

<sup>1)</sup>n. Schönlaub, 1971

Abb. 5. Stratigraphische Reichweite der Aufarbeitungsprodukte der auf die Riffphase folgenden Abtragungsperiode.

Fig. 5. Stratigraphical range of reworked products of an erosional phase following the reef period.

## 2.3.1. Schichtlücken

**Jeritsch-Felsen (9.1):** Der Jeritsch-Felsen wird von einer steil stehenden Serie gebankter Crinoidenkalke gebildet, die auch zahlreichen Korallen- und Stromatoporenschutt enthalten. SCHULZE (1968) stufte diese Kalke ins Mittel-Devon ein. Die eigenen Conodonten-Funde bestätigen mit *Polygnathus webbi* (STAUFFER), *Icriodus corniger* (WITTEKINDT), *Polygnathus eisilius* (BISCHOFF & ZIEGLER), *Polygnathus decorosus* (STAUFFER) und *Polynathus linguiformis linguiformis* (HINDE) diese Einstufung.

Im Südwesten, wo die Kalke in den Hang hineinstreichen, lagert auf ihnen diskordant eine etwa 5 m mächtige Serie von gebankten Knollenkalcken mit

Goniatiten. Diese Serie liegt flach in Form einer leichten Mulde auf den hier senkrecht stehenden Crinoidenkalken. Das Auflager ist nicht tektonisch, sondern transgressiv. Die Knollenkalke gehören mit *Paragnathodus commutatus commutatus* (BRANSON & MEHL), *Gnathodus semiglaber* (BISCHOFF) und *Gnathodus bilineatus bilineatus* (ROUNDY) in die untere Hälfte des höchsten Unter-Karbons (cu III  $\alpha$ ,  $\beta$ ).

Rapold III (9.3): Der südlichste Rapold-Felsen besteht nach SCHULZE (1968) aus Kalken des unteren Ober-Devons. Faziell handelt es sich um Korallen- und Stromatoporenkalke mit einzelnen Brachiopoden und Ostrakoden führenden Lagen. Eigene Conodonten-Proben ergaben mit *Ancyrodella lobata* (BRANSON & MEHL) *Ancyrodella nodosa* (ULRICH & BASSLER), *Palmatolepis subrecta* (MILLER & YOUNGQUIST) und *Ancyrognathus triangularis* (YOUNGQUIST) eine Einstufung ins mittlere to I.

Am südlichen Steilhang des Felsens wurden innerhalb der massigen Kalke, die hier stark dolomitisiert sind, Spalten gefunden, die mit einer rötlichen Kalkbrekzie verfüllt sind (Taf. 3, Abb. f). Die Brekzie enthält Komponenten, die nicht aus dem umgebenden Riffkalk stammen. Es handelt sich um Brocken bräunlichen und rötlichen Knollenkalkes mit Goniatiten. Sie lieferten mit *Gnathodus* sp. und *Gnathodus* aff. *texanus* (ROUNDY) Conodonten des höheren Unter-Karbons. Auch hier liegt also zwischen Ober-Devon und cu III eine Schichtlücke.

### 2.3.2. Mischfaunen

Jeritsch-Felsen (4.5): Eine Mischfauna aus den liegenden devonischen Kalken des Jeritsch-Felsens enthielt mit *Polygnathus linguiformis* (HINDE), *Icriodus corniger* (WITTEKINDT), *Ancyrodella lobata* (BRANSON & MEHL), *Icriodus alternatus* (BRANSON & MEHL) und *Gnathodus texanus* (ROUNDY), *Gnathodus bilineatus* (ROUNDY) leitende Formen des Mittel-Devons, des Ober-Devons und des Unter-Karbons. Hier sind offensichtlich ober-devonische und hoch-unterkarbonische Conodonten vor oder während der Transgression der Knollenkalke in die mittel-devonischen Kalke eingeschwemmt worden. Die unter-karbonischen Formen dieser Mischfauna entsprechen stratigraphisch den transgredierenden Knollenkalken (ebenfalls cu III  $\alpha$ — $\beta$ ).

Punkt 21 (4.6): Hier ist außerdem der von SCHULZE (1968) ausführlich beschriebene P. 21 zu nennen, der nach seinen Ergebnissen eine Mischfauna vom Ems bis ins Unter-Karbon enthält. Um das Zustandekommen dieser Mischfauna zu erklären, wurde am Felsen eine Probenserie von unten nach oben genommen. Eine Scheibe der Probe diente jeweils als Anschliff dem Studium der Fazies, der Rest wurde auf Conodonten aufbereitet. Die Untersuchung der Anschliffe und Dünnschliffe erbrachte keinerlei Hinweis auf die Ursache der jeweiligen Mischfaunen. Es handelt sich durchweg um mikritische Crinoidenkalke. Die eigenen Conodonten-Proben erbrachten folgende Ergebnisse: zwei Proben Ems, eine Probe Unter-Karbon, eine Probe Mischfauna tu/tm/to/unteres cu. Auf Grund der Analogie zum Jeritsch-Felsen wird daher folgende Möglichkeit der Entstehung

der Mischfauna angenommen: Der devonische Kalkkomplex reichte ursprünglich vom Ems bis ins Ober-Devon. Der Komplex wurde dann teilweise abgetragen und freigelegt. Es folgte eine Phase der Verkarstung. Im Unter-Karbon wurde der ganze Kalk mit einem Schleier aufgearbeiteter Conodonten infiltriert, die in alle Spalten und Höhlen hineindringen. So kam es zu der starken Faunenvermischung. (Näheres siehe Karawankenkalke I.)

Felsen südlich Pasterk (7.2): Ebenso findet sich für die bisherige stratigraphische Diskrepanz zwischen Mittel-Devon (Amphiporen) und Unter-Karbon (Conodonten) in den Felsen südlich des Pasterk-Baches eine natürliche Erklärung, wenn man eine ähnliche Genese wie bei P. 21 und Jeritsch voraussetzt; d. h. auch hier wären karbonische Conodonten in devonische verkarstete Kalkgesteine eingespült worden.

Waldhütten-Serie (Trögern) (9.5): Hier handelt es sich einerseits um das schönste Beispiel einer Faunenvermischung und andererseits um dasjenige, das genetisch am besten zu klären ist. In eine etwa 10 m mächtige Folge von an der Basis schwarzen, darüber hellen Kieselschiefern sind in mehr oder weniger regelmäßigen Abständen dünne Kalkbänke eingelagert. Sie sind 2 bis 10 cm dick und enthalten Crinoidenschutt. In ihnen fand sich eine Conodonten-Mischfauna des Ems, Mittel-Devons, mittleren Ober-Devons und Unter-Karbons (s. Abb. 5).

Hier liegt das in ein stilles Becken (Kieselschiefer) eingeschüttete Produkt der unter-karbonischen Aufarbeitungsphase in Form der Schuttkalkbänke vor uns. Die Einspülung erfolgte erst im höheren Unter-Karbon, aber die Aufarbeitung kann schon lange Zeit vorher eingesetzt haben. Die aufgearbeiteten „Geisterfaunen“ sind erstaunlich wenig korrodiert.

### 2.3.3. Kalkbrekzien und -konglomerate

Rapold III (9.6): Auf die im vorigen beschriebenen Brekzien am Rapold-Felsen folgen im Gelände weiter unterhalb am Südrand der Halde Kalkkonglomerate mit einzelnen zwischengeschalteten Kalkareniten (Taf. 1, Abb. e). Die Komponenten sind bis 20 cm groß und relativ gut abgerollt. Die Gerölle bestehen ausschließlich aus grauen, hellen und roten Kalken. Die Herkunft, vor allem der roten, ist unklar. In der bisher in der Umgebung bekannten Schichtsäule fehlen sie. Die Conodonten ergaben eine Mischfauna des zu II  $\beta$  mit *Palmatolepis distorta* (BRANSON & MEHL), *Palmatolepis quadrantinodosa inflexoidea* (ZIEGLER) und *Palmatolepis quadrantinodosa inflexa* (K. J. MÜLLER) und des zu III mit *Gnathodus texanus* (ROUNDY), *Gnathodus girtyi* (HASS) und *Gnathodus semiglaber* (BISCHOFF) in den Konglomeraten. Am Rapold-Felsen fehlen in den Aufarbeitungsprodukten Conodonten des älteren Devons.

Grubelnik (9.4): Das Sediment stellt einen tonigen Rutschkörper mit kalkigen Komponenten dar und wurde vom Verfasser bereits behandelt (TESSEN-SOHN, 1971). Es liegt über bisher undatierten Kalken (Devon bis Unter-Karbon) und führt eine Mischfauna des Ober-Devons und höheren Unter-Karbons.

**Jugoslawien:** Jenseits der Grenze wurden von SCHÖNLAUB (1971) aus dem Kokratal Rutschsedimente beschrieben, die ein Gemisch aus mittel-devonischen bis unter-karbonischen Geröllen enthalten; die jüngsten gehören ins cu III.

#### 2.3.4. Zusammenfassung

Die Transgression des höheren Unter-Karbons dokumentiert sich auf vielfältige Weise:

1. Zunächst findet man die Produkte einer vorausgehenden Abtragsphase als Kalkkonglomerate und Kalkbrekzien direkt auf dem Untergrund erhalten. Zum zweiten findet man sie schon mit feinerem Korn in eine kontinuierliche Sedimentation von Kieselschiefern eingeschaltet. Als drittes findet man als Produkte einer noch weitergehenden Aufarbeitung zusammengeschwemmte Conodonten-Geisterfaunen eingeschwemmt in die vermutlich vorher verkarsteten devonischen Kalke.

2. Die Transgression selbst ist dokumentiert durch Spaltenfüllungen, Transgressionskonglomerate und schließlich durch diskordant transgredierende Kalke.

3. Aus der Zeit zwischen Ober-Devon II und Unter-Karbon III findet man in den Aufarbeitungsprodukten wenige indirekte Geröllbelege.

#### 2.4. Fazielle Zusammenfassung (Abb. 6)

Im unteren Unter-Devon waren die Faziesverhältnisse in den Karawanken relativ einheitlich. Im ganzen Gebiet wurden zunächst schwarze Plattenkalke des Gedinne, darauf folgend rote Flaserkalke abgelagert. Der einzige bemerkenswerte Einschnitt liegt in dem Umschlag vom reduzierenden zum oxydierenden Milieu zwischen beiden Kalktypen. Im Ems begann sich ein zentraler Riffgürtel auszubilden. Er umfaßt heute eine Folge von Riffkomplexen, die auf einer Gesamtlänge von 15 km im Seeberger Aufbruch der Karawanken aufgeschlossen sind, wenn man jugoslawische Vorkommen miteinbezieht. Die Riffkomplexe bestehen aus Riffkern und Flankensedimenten.

Als Ablagerungen des Riffkernes werden die groben Stromatoporen- und Korallenschuttkalke aufgefaßt, wo große Stöcke von den Wellen losgerissen und durch andere Rifforganismen wieder überwachsen und fixiert wurden.

Von den Flankensedimenten sind die Bildungen des Back-reef-Bereiches besser aufgeschlossen als die Fore-reef-Sedimente. Sie werden gebildet durch eine Folge von Algenkalken. In der vertikalen Folge wechseln Lagen von Stromatolithen mit Onkoidbänken und Detrituskalken mit algenumspinnenden Komponenten. Die vom Riff kommenden Detrituskalke enthalten groben Riffschutt und Crinoiden. Die Fauna in den Algenkalken ist artenarm und wird überwiegend durch Gastropoden repräsentiert. Neben den Algenkalken gibt es einen zweiten Faziestyp des Back-reef-Bereiches. Hier handelt es sich um dunkle Kalke mit Amphiporen und Calcisphären.

Die Stromatolithmatten wurden im Wattenbereich (intertidal flats) gebildet und fielen mit Sicherheit häufig trocken. Während des Trockenfallens müssen die weiten Wattflächen immer wieder durch tropische Regengüsse mit einem Film

von Süßwasser bedeckt worden sein, der zu verbreiteten Lösungen im Bereich der feinen, algenfixierten Kalke führte.

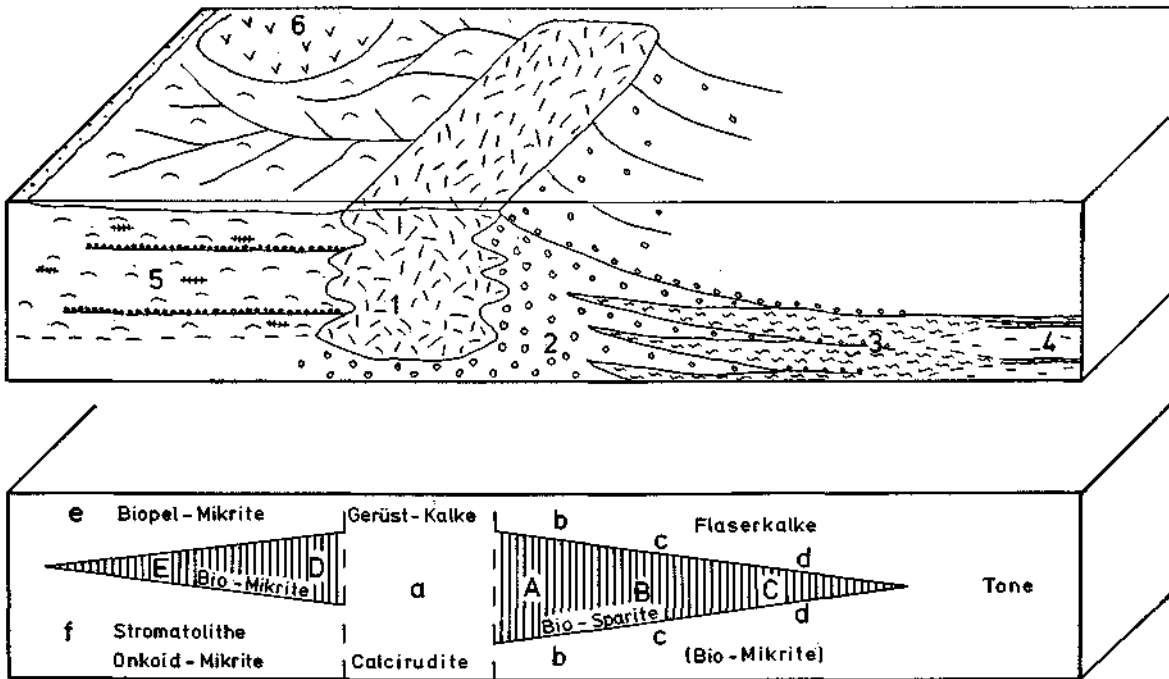


Abb. 6.

Oben: Modell der Faziesverteilung im Devon der Karawanken. 1 Riffkern, 2 Crinoidenkalke des Fore-reef-Bereiches, 3 Flaserkalke des Beckens, 4 Klastische Beckensedimente, 5 Algenkalke der Backreef-Fazies (Stromatolithe, Onkoid-Detrituskalke, Schicht-höhlen), 6 Amphiporenkalke.

Unten: Verteilung der Kalktypen und der Faunenelemente.

Autochthone Fauna: a Stromatoporen, Korallen; b Crinoiden, Trilobiten, Brachiopoden, Gastropoden; c Crinoiden, Styliolinen; d Styliolinen, Ostrakoden; e Amphiporen, Calcisphaeren; f Algen, Gastropoden.

Allochthone Fauna: A Crinoiden, massige Korallen und Stromatoporen; B Crinoiden, ästige Korallen und Stromatoporen; C Crinoiden; D Korallen, Stromatoporen, feiner Crinoiden-detritus; E algenumspinnener Feindetritus (überwiegend Echinodermenpartikel).

Fig. 6.

Top: Model of the facies distribution in the Devonian of the Karawanken Mts.

1 Reef core, 2 crinoidal limestones of the fore reef area, 3 Flaser-limestones of the basin, 4 clastic basin sediments, 5 algal limestones of the backreef-facies (stromatolites, oncolitic detrital limestones, sheet cavities), 6 Amphipora-limestones.

Bottom: Distribution of limestone-types and faunal elements. Autochthonous: a stromatopores, corals; b crinoids, trilobites, brachiopods, gastropods; c crinoids, styliolinas; d styliolinas, ostracods; e *Amphipora*, calcispheres; f algae, gastropods. Allochthonous: A Crinoids, massive corals and stromatopores; B crinoids, branched corals and stromatopores; C crinoids; D corals-stromatopores, fine crinoidal detritus; E oncolitic fine detritus.



Die Onkoidkalke haben ihr Bildungsmilieu in etwas tieferem Wasser (subtidal). Sie wurden wahrscheinlich in den Rinnen und Prielen bei permanenter Wasserbewegung gebildet. Die algenumspunnenen Detrituskalke wurden bei Stürmen vom Riff her in die flachen Wattbereiche eingespült. Sie bestehen aus nicht umsponnenem Riffbruch und umsponnenem Feinmaterial, das unterwegs aufgenommen wurde. Die Amphiporenkalke entstanden wahrscheinlich in abgeschnittenen lagunären Becken, in denen sich Faulschlämme ablagerten.

Die Fore-reef-Sedimente sind am äußeren Abhang des Riffes und am Rifffuß zu lokalisieren. Mehr in den Bereich des Abhanges gehören die groben sparitischen Crinoidenkalke mit Blockschutt vom Riff (Pasterk, Plasnik), während die feineren mikritischen Crinoidenkalke mit feinem Riffschutt (Jeritsch, P. 21) mehr in die Gegend des Rifffußes gehören. Sie bilden ein deutliches Verbindungsglied zwischen Riff und Becken: Vom Riff nehmen sie noch feinen Schutt auf, während daneben schon eine feine Background-Sedimentation ausgebildet ist, die derjenigen der benachbarten Becken entspricht. Die Becken in der Umgebung der Riffe sind gekennzeichnet durch die Sedimentation von Flaserkalken. Hier wird schon relativ viel toniges Material sedimentiert, die Fauna ist überwiegend planktonisch, das spärliche Benthos weist Zwergformen auf. Der Einfluß der Riffe macht sich nur noch in episodischen Schüttungen von Crinoidenbänken und selten anderem Riffmaterial bemerkbar. Die Verbindung zwischen Riff und Becken wird durch die Kegel der Crinoidensparite dokumentiert, die aus dem Fore-reef-Bereich, wo die Bänke mächtig sind und das Material grob ist, weit ins Becken hineinstoßen, wo sie nur mehr dünne Bänke mit feinem Material bilden. Die sparitische Matrix bleibt auf dem ganzen Weg erhalten. Eine zweite Verzahnung bilden die Styliolinen, die im Becken in ungeheurer Zahl vorkommen, in den Fore-reef-Sedimenten noch in feineren Partien zu finden sind und auch noch in einzelnen Exemplaren in feinen Zwickelfüllungen der Riffkalke nachweisbar sind. In einem Fall wurden sie sogar noch in einem Detrituskalk der Back-reef-Fazies eingespült gefunden. Die Verbindung zwischen Riff- und Back-reef-Bereich wird durch die algenumspunnenen Detrituskalke gebildet. Abbildung 6 zeigt ein Faziesmodell für das Devon in den Karawanken.

## 2.5. Versuch einer Rekonstruktion des Faziesraumes

Wichtigste Voraussetzung für eine Rekonstruktion des Ablagerungsraumes ist die Auflösung der Tektonik. Ein neues tektonisches Konzept für den Seeberger Aufbruch soll an anderer Stelle publiziert werden (ROLSER & TESSENHORN, in Vorbereitung) und liegt der beiliegenden Karte zugrunde. Im Seeberg-Gebiet herrscht Überschiebungstektonik. Die devonischen Kalke zu beiden Seiten des Seebergpasses werden zu einer einzigen tektonischen Einheit gerechnet (Storschitz-Decke), die eine tiefere Bänderkalk-Einheit (Bänderkalk-Decke) kuppelförmig als Überschiebung überspannt.

Mit allen Vorbehalten, die bei einer solchen Rekonstruktion in einem Gebiet mit Überschiebungsbau zu machen sind, zeichnet sich doch folgendes großes Bild deutlich ab (im Detail muß man sich im wesentlichen auf die Feststellung der einzelnen Faziestypen beschränken):

Eine zentrale Riffzone durchzieht mit heutigem Nordost-Südwest-Streichen den Seeberger Aufbruch. Sie bildet das morphologische Rückgrat des Aufbruches mit den mächtigen Kalkklötzen von Storschütz und Grintoutz auf österreichischer und Rusch und Stegovnik auf jugoslawischer Seite. Die Riffzone beginnt im Osten, vermutlich an einer Querstörung mit dem Prko (P. 1257), setzt sich in den langen Kalkzügen der größtenteils dolomitisierten Christophorus-Felsen fort, streicht über die Rapold- und Pasterk-Felsen zum Storschütz hinüber, wo auch der vorgelagerte P. 1507 hinzuzurechnen ist und findet auf österreichischer Seite mit dem Kleinen Grintoutz seinen Abschluß. Nur in dieser zentralen Zone ist neben der Riffazies auch die Back-reef-Fazies erhalten. Die zentrale Zone wird im Süden und Norden jeweils von einer Beckenzone mit Flaserkalken begleitet. Im Süden wird sie gebildet durch die Kalke von Sadonig-Höhe, Paulitsch-Wand und die Flaserkalke bei Sadnikar. Zwischen den Riffkalken und den Flaserkalken liegen hier im Süden noch die Vorkommen der mikritischen Crinoidenkalke vom P. 21 und Jeritsch.

Im Norden schließen sich die Flaserkalkvorkommen von Trögern an die Riffzone an, Graue Wand und Hirschfelsen mit gebankten Flaserkalken und Riffschutt, Sophien-Weg und Grintoutz-Bach mit tonigeren Flaserkalken.

Diese Gliederung in eine zentrale Riffzone mit zwei begleitenden Flaserkalkbecken ist alles, was an Rekonstruktion zu verantworten ist. Fragen, wie z. B. nach der Lage der Back-reef-Fazies zu den Riffen, nach der Richtung der Lagune und der offenen See, müssen bei den vorliegenden tektonischen Verhältnissen unbeantwortet bleiben.

Man kann aber ergänzend noch hinzufügen, daß das im Norden gelegene von KUPSCH, ROLSER & SCHÖNENBERG (1971) beschriebene Eisenkappeler Paläozoikum im Devon eine vermutlich noch tiefere Beckenfazies darstellt.

#### Literatur

- BANDEL, K.: Feinstratigraphische und biofazielle Untersuchungen unterdevonischer Kalke am Fuß der Seewarte (Wolayer See, zentrale Karnische Alpen. — Jb. Geol. B.-A., 112, 197—234, Wien 1969.
- BUKENBERGER, U.: Zur Geologie des Paläozoikums im Seeberger Aufbruch (Karawanken). — Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Tübingen, 67 S., Tübingen 1969.
- CAROLL, D.: Role of clay minerals in the transportation of iron. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 14, 1—28, Oxford-London-New York-Paris 1958.
- DEROO, G., GAUTHIER, J., & SCHMERBER, G.: Etudes d'environnements carbonatés à propos du Dévonien des Alpes Carniques. — Intern. Symposium on the Devonian System, II, 307—323, Calgary 1967.
- DOOGE, J.: The stratigraphy of an Upper Devonian carbonate-shale transition between the North and South Ram rivers of the Canadian Rocky Mountains. — *Leidse Geol. Meded.*, 39, 98—113, Leiden 1967.
- EDIE, R. W.: Devonian limestone reef reservoir, Swan Hills oil field, Alberta. — *Trans. Canad. Inst. Min. Metall.*, 54, Jg. 1961, 278—285, Montreal 1962.
- EINSELE, G.: Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 43, 1—60, Wiesbaden 1963.
- FISCHBUCH, N.: Stromatoporoid zones of the Kaybob reef, Alberta. — *Alberta Soc. Petrol. Geol. Journ.*, 10, 62—72, Calgary 1962.
- FISCHER, A. G.: The Lofrer Cyclothem of the Alpine Triassic. — *Kansas Geol. Surv. Bull.*, 169, 107—149, Lawrence 1964.

- FLÜGEL, E., & FLÜGEL-KAHLER, E.: Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffes der nördlichen Kalkalpen (Sauwand bei Gußwerk, Steiermark, Österreich). — Mitt. Mus. Bergbau Geol. Technik Landesmus. Joanneum, 24, 1—129, Graz 1963.
- FLÜGEL, E., & HÖTZL, H.: Foraminiferen, Calcisphaeren und Kalkalgen aus dem Schwelmer Kalk (Givet) von Lethmathe im Sauerland. — N. Jb. Geol. Paläontol. Abh., 137, 358—395, Stuttgart 1971.
- FLÜGEL, E., & TIETZ, G.-F.: Über die Ursachen der Buntfärbung in Oberrät-Riffkalken (Adnet, Salzburg). — N. Jb. Geol. Paläontol. Abh., 139, 29—42, Stuttgart 1971.
- FÜCHTBAUER, H., & MÜLLER, G.: Sedimente und Sedimentgesteine. Sediment-Petrologie, Teil 2 Schweizerbarthsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1971.
- GÄRTNER, H. R. VON: Geologie der Zentralkarnischen Alpen. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 108, 113—199, Wien 1931.
- HAUDE, R.: Bau und Funktion der *Scyphocrinites* Lobolithen. *Lethaia* 5, 1, 95—125, Oslo 1972.
- HOLLMANN, R.: Subolutionsfragmente (Zur Biostratonomie der Ammonoidea im Malm des Baldo/Norditalien). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 119, 22—82, Stuttgart 1964.
- KLEMENT, K. W.: Studies on the ecological distribution of lime secreting and sediment-trapping algae in reefs and associated environments. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 125, 363—381, Stuttgart 1966.
- KLOVAN, J. E.: Facies analysis of the Redwater reef complex, Alberta, Canada. — Bull. Canad. Petrol. Geol., 12, 1—100, Calgary 1964.
- KOLLMANN, K.: Beiträge zur Geologie des Seeberggebietes. — Unveröffentl. Diss., 167 S. Wien 1938.
- KREBS, W.: Der Bau des oberdevonischen Langenaubach-Breitscheider Riffes und seine weitere Entwicklung im Unterkarbon (Rheinisches Schiefergebirge). — Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., 511, 1—105, Frankfurt/Main 1966.
- KREBS, W.: Reef development in the Devonian of the Eastern Rhenish Slate Mountains, Germany. Intern. Symp. Devonian System, II, 295—306, Calgary 1968.
- KREBS, W.: Early void-filling cementation in Devonian fore-reef limestones (Germany). — *Sedimentology*, 12, 279—299, Amsterdam 1969.
- KREBS, W.: Devonian Reef Limestones in the Eastern Rhenish Schiefergebirge. — *Sedimentology of parts of Central Europe, Guidebook, VIII. Int. Sediment. Congress 1971*, 45—81, Heidelberg 1971.
- KREBS, W., & ZIEGLER, W.: Über die Mitteldevon/Oberdevon Grenze in der Riffazies bei Aachen. — *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.*, 9, 731—754, Krefeld 1965.
- KUPSCH, F., ROLSER, J., & SCHÖNENBERG, R.: Das Altpaläozoikum der Ostkarawanken. — *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 122, 89—96, Hannover 1971.
- LECOMPTE, M.: Les récifs paleozoique en Belgique. — *Geol. Rdsch.*, 47, 384—401, Stuttgart 1958.
- LECOMPTE, M.: Quelques concepts généraux sur les récifs, resultant de l'étude du Dévonien de la Belgique. — *La Scuola in Azione*, 2, 144—180, San Donato Milanese, Milano 1965.
- LECOMPTE, M.: Die Riffe im Devon der Ardennen und ihre Bildungsbedingungen. — *Geologica et Palaeontologica*, 4, 25—71, Marburg 1970.
- LÖSCHKE, J.: Zur Geologie und Petrographie des Diabaszuges westlich Eisenkappel (Ebriachtal/Karawanken/Österreich). — *Oberrhein. geol. Abh.*, 19, 73—100, Karlsruhe 1970.
- LÖSCHKE, J., & ROLSER, J.: Der altpaläozoische Vulkanismus in den Karawanken (Österreich). — *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 122, 145—156, Hannover 1971.
- LOGAN, B. W., REZAK, R., & GINSBURG, R. N.: Classification and environmental significance of algal stromatolites. — *J. Geol.*, 72, 68—83, Chicago 1964.
- LOWENSTAM, H. A.: Niagaran reefs of the Great Lakes area. — *J. Geol.*, 58, 430—487, Chicago 1950.
- PENCKE, K. A.: Über die Fauna und das Alter einiger paläozoischer Korallenriffe der Ostalpen. — *Z. dt. geol. Ges.*, 39, 267—276, Berlin 1884.
- PÖSLER, P.: Stratigraphie und Tektonik im Nordabfall des Findenigkofels (Silur bis Karbon), Karnische Alpen, Österreich). — *Jb. Geol. B.-A.*, 112, 355—398, Wien 1969.
- RAMOVŠ, A.: Karbonat-Sedimente im Unterkarbon-Flysch in den Südkarawanken (NW-Judolawien). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 138, 150—156, Stuttgart 1971.

- ROLSER, J.: Über biostratigraphisch belegtes Silur und altpaläozoischen Vulkanismus in Trögern (Karawanken). — *Der Karinthn*, 59, 53—56, Klagenfurt 1968.
- ROLSER, J., & TESSENHORN, F.: Alpidische Tektonik im Variszikum der Karawanken. — *Geol. Jb.*, Hannover, im Druck.
- RUHRMANN, G.: Riff-ferne Sedimentation unterdevonischer Krinoidenkalke im Kantabrischen Gebirge (Spanien). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 231—248, Stuttgart 1971.
- SCHÖNENBERG, R.: Zur Conodontenstratigraphie und Tektonik des Seebergsattels (Paläozoikum, Karawanken). — *Max-Richter-Festschr.*, 29—34, Clausthal-Zellerfeld 1965.
- SCHÖNENBERG, R.: Über das Altpaläozoikum der südlichen Ostalpen (Karawanken—Klagenfurter Becken—Saualpenkristallin). — *Geol. Rdsch.*, 56, 473—480, Stuttgart 1967.
- SCHÖNENBERG, R.: Das variszische Orogen im Raume der Südost-Alpen. — *Geotekt. Forsch.*, 35, 1—22, Stuttgart 1970.
- SCHÖNLAUB, H.-P.: Stratigraphische und lithologische Untersuchungen im Devon und Unterkarbon der Karawanken (Jugoslawischer Anteil). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 138, 157—168, Stuttgart 1971.
- SCHULZE, R.: Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 130, 133—245, Stuttgart 1968.
- SEIBOLD, E.: Zum Phosphat-, Eisen- und Kalkgehalt einiger Horizonte des süddeutschen Jura. — *Geol. Jb.*, 70, 577—610, Hannover 1955.
- STEINWEHR, H. F. VON: Über das Pigment roter Gesteine. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 99, 355—360, Stuttgart 1954.
- Suess, E.: Die Äquivalente des Rotliegenden in den Süd-Alpen. — *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl.*, 57, S. 230—277, Wien 1868.
- TELLER, F.: Geologische Karte der österreichisch-ungarischen Monarchie 1 : 75.000, Bl. Eisenkappel und Kanker mit Erläuterungen. — *Geol. R.-A.*, Wien 1898.
- TESSENHORN, F.: Unter-Karbon-Flysch und Auernig-Ober-Karbon in Trögern, Karawanken (Österreich). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 2, 100—121, Stuttgart 1968.
- TESSENHORN, F.: Der Flysch-Trog und seine Randbereiche im Karbon der Karawanken. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 138, 169—220, Stuttgart 1971.
- TESSENHORN, F.: Schichtlücken und Mischfaunen. Neue stratigraphische Ergebnisse bei einer Faziesanalyse paläozoischer Kalke der Karawanken (Karawankenkalke I). — *Carinthia II*, Klagenfurt, im Druck.

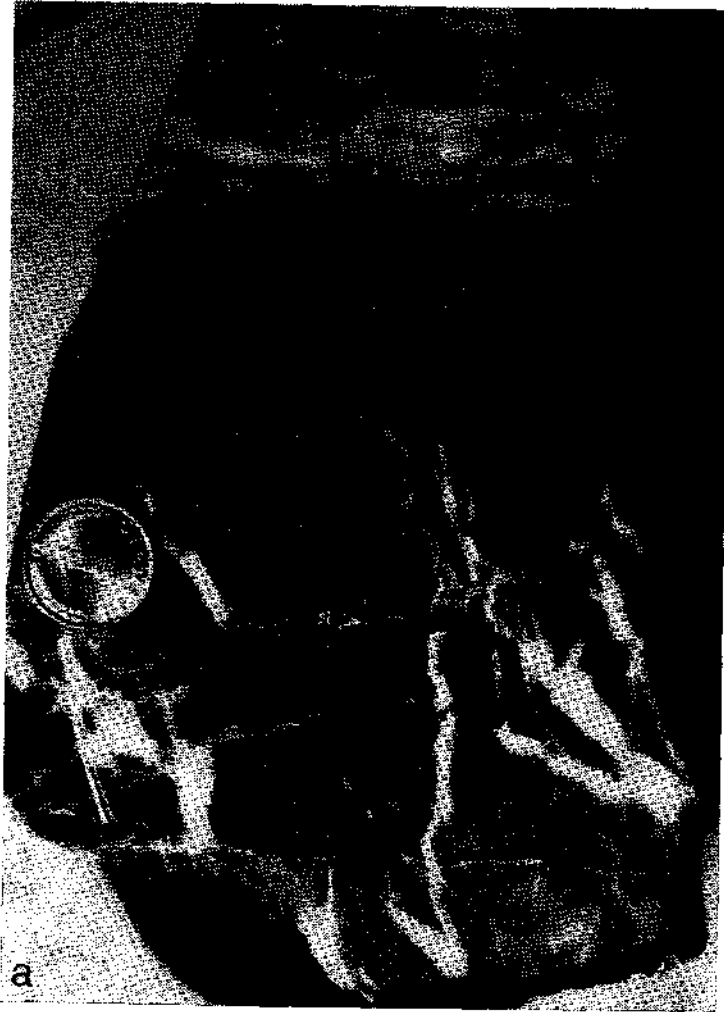
## PHOTOTAFEL I

### Backreef-Fazies

- a Stromatolithlagen und Schichthöhlen im Wechsel, Osthang Grintoutz (6.4), Trögern.  
b Onkoid-Detritus-Kalk mit großen Gastropoden. Storschitz (6.3), Vellach.

### Backreef-Facies

- a Alternation of stromatolitic layers and sheer cavities. Eastern slope Mt. Grintoutz, Trögern.  
b. Detrital oncolitic limestone with big Gastropods. Mt. Storschitz, Vellach.



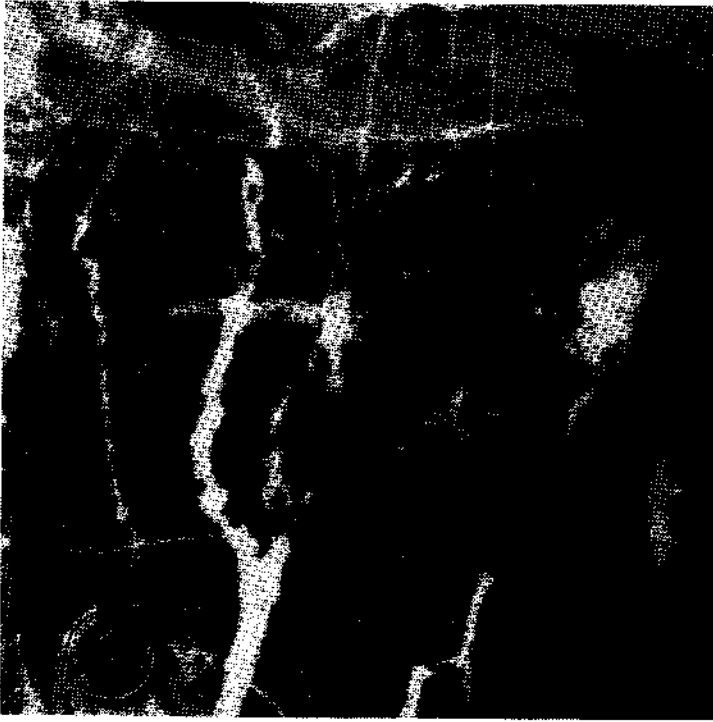
PHOTOTAFEL 2

**B a c k r e e f - F a z i e s**

- c Hohlraum in Algenkalk, ausgekleidet mit Lagen radialfasrigen Calcites. Im Kern Druse klaren Calcites. Storschitz Westhang (6.3), Trögern.  
d Stromatolith- und Onkoidlagen, Sadonigbach (6.1), Vellach.

**B a c k r e e f - F a c i e s**

- c Central part of a sheet cavity. Cavity in algal limestone filled with layers of radial calcite and a core of clear calcite. Western slope Mt. Storschitz, Vellach.  
d Stromatolitic and oncolitic layers. Sadonig-Bach, Vellach.



PHOTOTAFEL 3

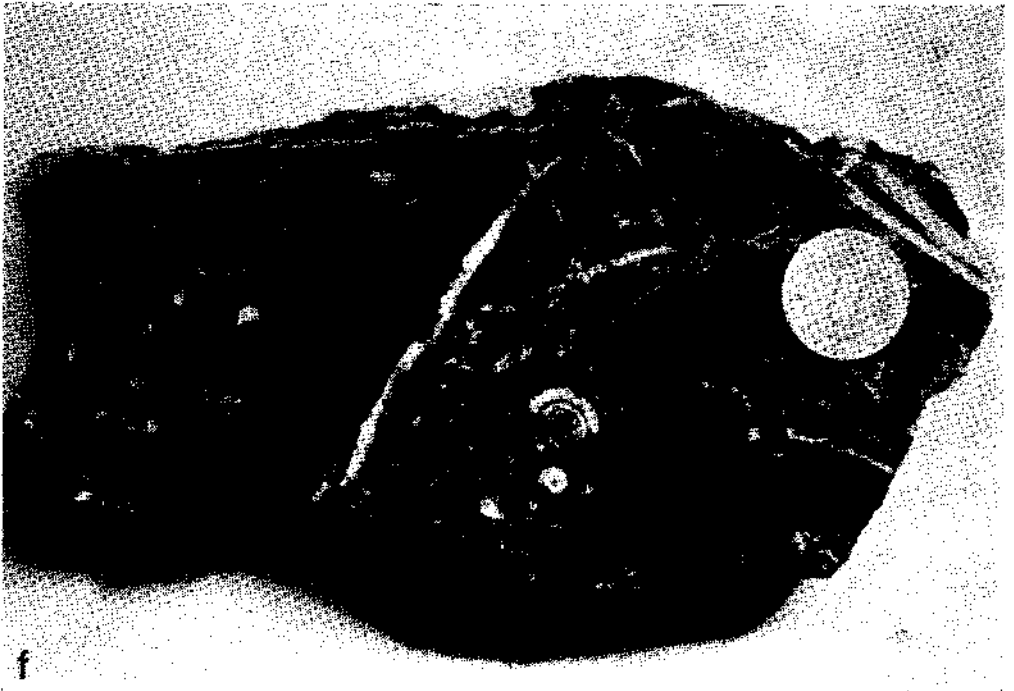
Transgressions-Bildungen

- e Unterkarbonisches Transgressionskonglomerat vom Rapold-Felsen mit roten, weißen und grauen oberdevonischen Kalkkomponenten. Rapold-Felsen (9.6), Vellach.
- f Spaltenbrekzie in oberdevonischem Kalk mit unterkarbonischem Goniatitenkalk (cu III). Rapold-Felsen (9.3), Vellach.

Carboniferous Transgression

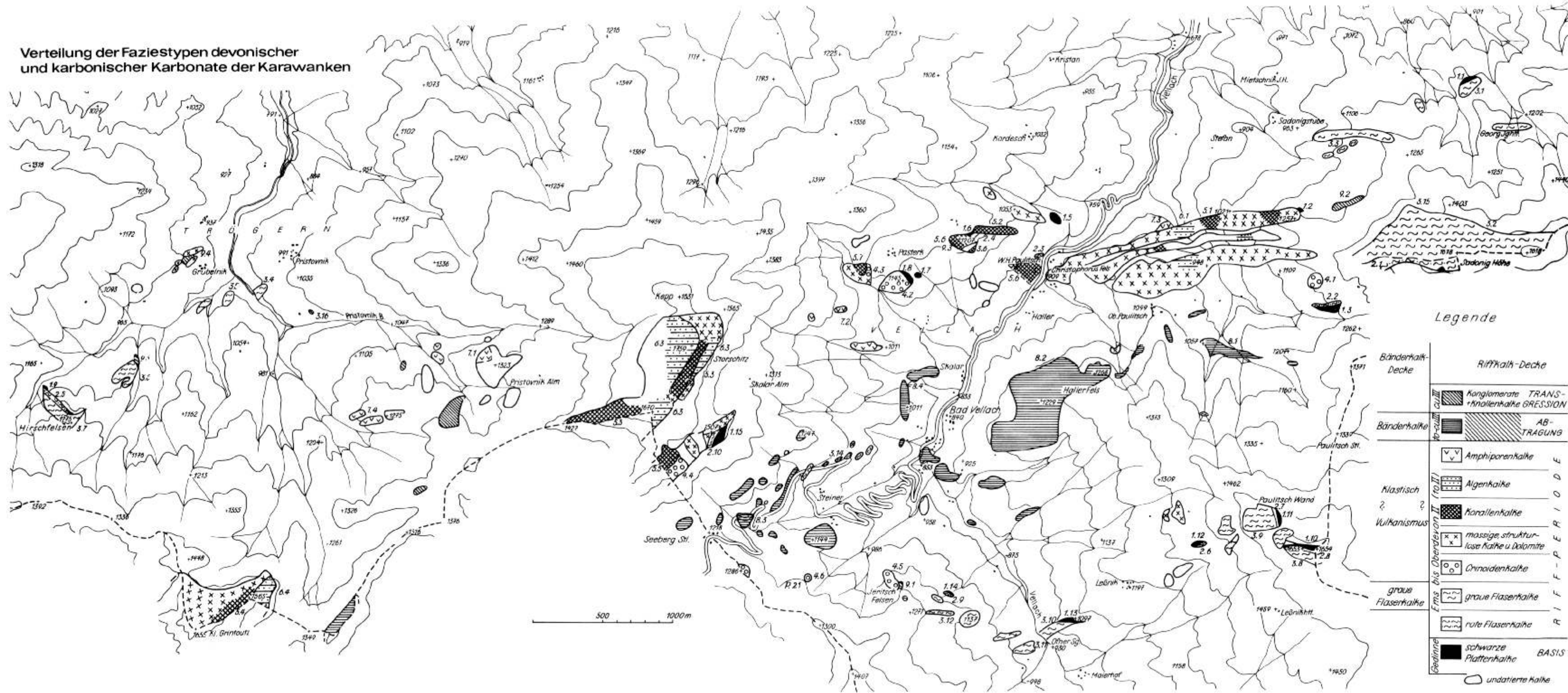
- e Basal conglomerate of the Lower Carboniferous transgression with red, white and gray components of Upper-Devonian limestones. Rapold-Felsen, Vellach.
- f Breccia of Lower Carboniferous goniatite-limestone (cu III), fissure filling in Upper Devonian massive limestone. Rapold-Felsen, Vellach.





f

Verteilung der Faziestypen devonischer und karbonischer Karbonate der Karawanken



# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1974

Band/Volume: [1974](#)

Autor(en)/Author(s): Tessensohn Franz

Artikel/Article: [Zur Fazies paläozoischer Kalke in den Karawanken: \(Karawankenkalke II\) 89-130](#)