

Bericht über fazielle und stratigraphische Untersuchungen im Perm der Karnischen Alpen

von
ERIK FLÜGEL

(Institut für Geologie und Paläontologie, TH Darmstadt)

Mit 1 Abbildung und 5 Tabellen im Text

Inhalt

Zyklische Sedimentation in den Unteren Pseudoschwagerinen-Kalken	39
Untersuchungen über die mikrofazielle Variationsbreite	43
Bemerkungen zur Sedimentologie des Treßdorfer Kalkes	46
Ein Detailprofil in den Oberen Pseudoschwagerinen-Kalken	50
Geochemische Untersuchungen	52
Die Algen-Floren der Rattendorfer Schichten und des Trogkofel-Kalkes	55
Elektronenoptische Untersuchungen an Algen-Mikriten	61
Schlußwort	62

Nach F. HERITSCH, F. KAHLER & K. METZ (1933) gliedert sich das untere Perm der Karnischen Alpen in die liegenden Rattendorfer Schichten und in die hangenden Trogkofel-Kalke (TK). Die Rattendorfer Schichten werden durch die überwiegend klastisch ausgebildeten Grenzland-Bänke (GB) in Untere Pseudoschwagerinen-Kalke (UPK) und Obere Pseudoschwagerinen-Kalke (OPK) unterteilt. Fusuliniden, Korallen und Brachiopoden gestatten in diesen Schichtgruppen zeitliche Datierungen, durch welche die Rattendorfer Schichten und die Trogkofel-Kalke als Sakmara bzw. Wolfcamp eingestuft werden (F. KAHLER 1962 a).

Der folgende Bericht gibt einen Überblick über die vom Verfasser und Mitarbeitern (W. HOMANN, W. F. OTT) in den oben erwähnten Schichtgruppen seit 1963 durchgeführten paläontologischen und fazialen Untersuchungen, deren Ziel die Interpretation der Ablagerungsbedingungen sowie die Klärung der Beziehungen zwischen Kalkalgen und Sediment-Bildung ist.

Die Untersuchungen werden im Rahmen des Schwerpunktprogrammes „Sedimentforschung“ in großzügiger Weise durch die DEUTSCHE FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT unterstützt. Dr. W. BAUSCH (Min. Inst. Univ. Erlangen), Doz. Dr. W. ERNST (Geol.-Paläont. Inst. Univ. Tübingen), Dipl.-Chem. H. DITTMAR und Prof. Dr. KREJCI-GRAF (Geol.-

Paläont. Inst. Univ. Frankfurt a. M.) danke ich für geochemische Daten, Dr. Ch. GREGOIRE (Laboratoire de Biochimie, Univ. Liège) für elektro-nenoptische Aufnahmen und Dr. W. BLASCHKE und Prof. Dr. G. PFEFFERKORN (Institut für Physikalische Medizin, Univ. Münster/W.) sowie Prof. Dr. H. K. ERBEN und Dr. G. FLAJS (Paläont. Inst. Univ. Bonn) für Aufnahmen am Scanning Mikroskop.

Zyklische Sedimentation in den Unteren Pseudoschwagerinen-Kalken

Als „Auernig-Rhythmus“ hat F. KAHLER (1962 b) den mehrfachen Wechsel von terrestrischen und marinen Ablagerungen im Ober-Karbon des Naßfeld-Gebietes bezeichnet. Die Auernig-Schichten dürften in ihrem Sedimentationstypus echten Zyklolithemen entsprechen, wobei eine zeitweise Überprägung durch Delta-Bildungen durchaus denkbar ist. Im Gegensatz hierzu finden wir in den UPK eine zyklische Sedimentation, die ausschließlich auf den marinen Flachwasser-Bereich beschränkt blieb.

Im Rahmen einer Diplom-Arbeit wurden durch W. HOMANN die UPK kartiert und im Raum zwischen Reppwand und Schulterkofel 12 Detailprofile aufgenommen (siehe auch W. HOMANN 1968):

Blatt Rattendorf 1:25 000 (Nr. 198/4): Profil B — Südteil der Ostwand der Treßdorfer Höhe (geographische Lage $13^{\circ} 15' 22''/46^{\circ} 34' 06''$, Seehöhe etwa 1830 bis 1875 m über NN, Profilmächtigkeit 143,36 m); Profil D — mittlerer Abschnitt der Ostwand der Treßdorfer Höhe ($13^{\circ} 15' 22''/46^{\circ} 34' 14''$, etwa 1830 bis 1860 m, Profilmächtigkeit 38,47 m); Profil E — mittlerer Abschnitt der Ostwand der Treßdorfer Höhe, Verfolgung einer Kalkbank (Nr. 64) im Streichen ($13^{\circ} 15' 22''/46^{\circ} 34' 14''$, etwa 1840 m); Profil F — Nordteil der Ostwand der Treßdorfer Höhe ($13^{\circ} 15' 18''/46^{\circ} 34' 23''$, etwa 1825 bis 1840 m, Profilmächtigkeit 17,10 m); Profil H — Gipfel des Auernig ($13^{\circ} 17' 08''/46^{\circ} 33' 25''$, etwa 1830 m, nicht gesicherte UPK, vgl. PASINI 1963 und F. KAHLER 1963); Profil L — P. 1325 östlich unterhalb der Reppwand ($13^{\circ} 18' 06''/46^{\circ} 35' 31''$, etwa 1300 bis 1330 m, Mächtigkeit des Teilprofiles 45,66 m); Profil O — westlicher Steilhang des Rudniggrabens, etwa 400 m SE unterhalb der Rudnig-Alm ($13^{\circ} 14' 27''/46^{\circ} 34' 08''$, 1560 bis 1625 m, Profilmächtigkeit 45,29 m); Profil S — NE-Abhang der Höhe 1885, etwa 550 m SE des Garnitzen-Berges ($13^{\circ} 18' 18''/46^{\circ} 33' 27''$, Basis 1845 m, Profilmächtigkeit 37 m).

Blatt Hochwipfel 1:25 000 (Nr. 198/3): Profil J — Westflanke der Höhe 1997, etwa 400 m NW Ringmauer unterhalb des Grenzsteines 313-n ($13^{\circ} 10' 08''/46^{\circ} 35' 10''$, etwa 1890 bis 1997 m, Gesamtmächtigkeit 108 m, davon 68,55 m UPK); Profil K — NW-Flanke der Ringmauer unterhalb des Grenzsteines 315-n ($13^{\circ} 10' 20''/46^{\circ} 34' 48''$, etwa 1840 bis 2017 m. Das Profil setzt sich aus der Unteren und Oberen Ringmauer zusammen; bedingt durch den Schollenbruch der Unteren Ringmauer tritt innerhalb der 175 m hohen NW-Wand eine Profilverdoppelung ein. Die Untere Ringmauer umfaßt die stratigraphisch tiefen Zyklen I und II, die Obere Ringmauer beginnt mit den klastischen Basalschichten des Zyklus II); Profil M — W-Wand der Schulter ($13^{\circ} 10' 05''/46^{\circ} 35' 25''$, 1930 bis 2091 m, Profilmächtigkeit 162,55 m, Typ-Profil der UPK); Profil N — ESE-Flanke des Hüttenkofels, etwa 300 m NW der Kriegerkapelle auf der Rattendorfer Alm ($13^{\circ} 11' 25''/46^{\circ} 35' 07''$ bis $13^{\circ} 11' 09''/46^{\circ} 35' 11''$, etwa 1680 bis 1814 m, Profilmächtigkeit 137 m).

Die Profile der Treßdorfer Höhe, der Ringmauer, der Höhe 1997 und des Punktes 1325 wurden Bank für Bank, die übrigen Profile in größeren Vertikalabständen bemustert, wobei Handstücke für Dünn-schliffe, Rückstandsuntersuchungen und Conodonten-Teste entnommen wurden. Insgesamt liegen etwa 800 Schliffe aus den UPK vor, darunter 346 Schliffe aus dem Profil B (303 Bänke), 165 Schliffe aus den Zyklen III und IV des Profiles J (210 Bänke) und 128 Schliffe aus den Zyklen I und II des Profiles K.

Ein Vergleich der Profile zeigt, daß innerhalb der UPK eine sich mehrmals wiederholende Abfolge von basalen klastischen Sedimenten und hangenden Karbonaten auftritt. In Anlehnung an DUFF, HAL-LAM & WALTON (1967) kann diese sedimentäre Wechselfolge als Häufung von „a s y m m e t r i s c h e n Z y k l e n“ angesehen werden.

In den UPK sind insgesamt 4 asymmetrische Zyklen erkennbar, welche sich jeweils aus einer basalen überwiegend klastischen Folge (geschieferte Sandsteine im Schluff- und Feinsand-Bereich) und aus einer hangenden karbonatischen Folge zusammensetzen. Jede Karbonatfolge zeigt einen mehrfachen Wechsel von ungebankt-massigen und oft dolomitisierten Kalken, hellgrauen gebankten und dunkelgrauen gebankten Kalken.

Die quantitative Auswertung der Schliffe aus einem Zyklus (Sedimentationszyklus II, Profil B, Treßdorfer Höhe) ergibt für die im Gelände unterschiedenen lithologischen Einheiten folgendes Bild:

(a) Sandsteine: An der Basis des Zyklus Korngrößen im Schluff-Bereich, gegen das Hangende rasch in den Feinsand-Bereich übergehend; dieses Korngrößen-Intervall bleibt dann konstant, bis als Abschluß der klastischen Schüttung wiederum Korngrößen auftreten, die zwischen Feinsand- und Schluff-Bereich liegen. Die Kornverteilungskurven sind innerhalb der Sandstein-Folge auffallend einheitlich, die Sortierung ist gut, die Sphaerizität übersteigt im allgemeinen den Rundungsgrad (was gegen eine Ableitung der Quarze aus Pegmatiten sprechen würde, ebenso wie das Fehlen von Einschlüssen in den Quarz-Körnern — vgl. FOLK 1961). Der Muskovit-Anteil erreicht bis zu 52% des Modalbestandes; Plagioklase treten nahezu völlig zurück (im Modalbestand unter 2%). Von Interesse ist Kohle-Führung (etwa 1–9%), wobei die Kohle-Schüppchen in gleicher Weise wie der Muskovit parallel ss eingeregelt erscheinen.

(b) Die massigen, ungebankten Kalke sind als Biomikrite bis Biomikrosparite, vereinzelt als Dolosparite, ausgebildet. Unter den Biogenen überwiegen Echinodermen, Fusuliniden und Dasycladaceen. Terrigene Komponenten treten stark zurück (0,3 bis 3%).

(c) Die hellgrauen, gebankten Kalke bestehen meist aus Biomikrospariten, die teilweise dolomitisiert sind; stellenweise treten auch Biosparit-Bänke mit parallel ss eingeregelt Biogenen auf. Die Bio-

gene umfassen Grünalgen, *Tubiphytes*, Echinodermen, Brachiopoden-Bioklaste und Kleinforaminiferen. Fusuliniden treten im Vergleich mit den ungebankt-massigen Kalken etwas zurück. Die Quarz-Führung ist hoch (bis 21⁰/o).

(d) In den dunkelgrauen gebankten Kalken liegen Biomikrosparite bis Biopelmikrosparite vor, die in einzelnen Bänken dolomitiert sind. Pyrit tritt diffus verteilt in der Grundmasse oder teilweise geopetal angelagert in Fusuliniden-Gehäusen und in Dasycladaceen-Thalli auf. Verglichen mit den beiden anderen Kalk-Typen finden sich in den dunklen gebankten Kalken die höchsten Prozentsätze an Biogenen (bis über 80⁰/o des Modalbestandes): als gesteinsbildende Komponenten treten „phylloide“ Algen (Begriff nach PRAY & WRAY 1963; *Anchicodium*, *Eugonophyllum*, *Archaeolithophyllum*, *Eolithoporella*) auf; Dasycladaceen, Algen-Krusten, Algen-Foraminiferen-Vergesellschaftungen, Fusuliniden, Gastropoden und Echinodermen sind häufig, seltener finden sich cryptostome Bryozoen.

Die genetische Interpretation dieser lithologischen Einheiten in einem Zyklus kann infolge der beträchtlichen mikrofazialen Variationsbreite der Kalke nicht von den Schliff-Typen ausgehen (vgl. S. 43), sondern muß sich an dem in der Vertikalen wechselnden Fossilbestand sowie an den terrigenen Komponenten orientieren:

Innerhalb der Sandstein-Folge sprechen die schlechte Rundung der Quarze, der Kohlengehalt und die Auswertung des Klastizitätsindex im Sinne von TOWE (1963) für Ablagerungen in einem küstennahen Flachmeer und für relativ geringe Transportweiten (etwa 15–75 km).

Bei Berücksichtigung der von MOORE (1964) beschriebenen fazialen Verhältnisse innerhalb der zyklischen Ablagerungen im Pennsylvanian und Perm von Kansas ist die basale Sandstein-Folge als Beginn der Transgression zu deuten. Durch Auswertung des Algen/Fusuliniden-Verhältnisses und unter Berücksichtigung der aus den Algen-Gruppen ablesbaren Bathymetrie können innerhalb eines Zyklus 3 Sedimentationsphasen unterschieden werden:

(1) **Transgressive Phase**: gekennzeichnet durch basale Sandsteine und dünngebankte dunkelgraue Kalke mit Pellets und einer reichen Algen-Flora; Fusuliniden treten quantitativ zurück.

(2) **Kulminationsbereich**: gekennzeichnet durch eine Wechselfolge von ungebankt-massigen Kalken und hellgrauen gebankten Kalken, im wesentlichen mit Fusuliniden und Algen (Blütezeit); Kleinforaminiferen und Rotalgen sind im Vergleich zur transgressiven Phase seltener. Der Klastizitätsindex der transportierten Komponenten erreicht den höchsten Wert.

(3) **Regressive Phase**: gekennzeichnet durch eine Wechselfolge von dunkelgrauen gebankten Kalken und (zurücktretend)

massigen Kalken, die eine relativ starke terrigene Beeinflussung aufweisen. Unter den Komponenten fallen neben Pellets phylloide Codiaceen, Rotalgen und quantitativ zurücktretend auch Fusuliniden auf. Die Klastizitätsindizes weisen nur niedrige Werte auf.

Dieser Wechsel von transgressiven und regressiven Phasen findet sich in allen untersuchten Profilen wieder; die im Osten liegenden Profile (Höhe 1885, Treßdorfer Höhe) weisen jedoch eine bedeutend unruhigere Sedimentation auf als die Profile im Gebiet der Schulter, wo der Küsteneinfluß geringer gewesen sein dürfte. Das Vorkommen von Nautiloideen und bellerophontiden Gastropoden könnte innerhalb des Zyklus II für diesen Raum eine Verbindung zum offenen Meer (far off-shore) andeuten.

Betrachtet man die Mächtigkeit der Zyklen, so ist eine Mächtigkeitsverminderung mit zunehmender Zyklen-Höhe festzustellen. Mächtigkeitschwankungen treten jedoch auch bereits auf laterale Entfernungen von wenigen 100 m auf (Profile B, D und F der Treßdorfer Höhe); hierbei ist keine bevorzugte Richtungstendenz bei der Abnahme der Mächtigkeit festzustellen. Ein wesentlicher Einfluß der submarinen Topographie auf die überlieferten Mächtigkeitsverhältnisse (etwa im Sinne von Ch. ROSS 1967) ist daher nicht wahrscheinlich. Die lokalen Mächtigkeitsreduktionen dürften vielmehr auf submarine Korrosion zurückzuführen sein. Dafür sprechen Korrosionsflächen in den Profilen der Treßdorfer Höhe und des Hüttenkofels.

Ein Vergleich der Bankungsindizes (KELLEY 1956) der gebankten Abschnitte von 10 Zyklen zeigt, daß sowohl für die Gesamtfolgen als auch für einzelne lithologische Einheiten die Bankungsindizes vom Zyklus I zum Zyklus IV hin ansteigen und daß mit zunehmender Zyklenhöhe parallel mit einer Mächtigkeitsreduktion der Zyklen eine Mächtigkeitsreduktion der massigen Kalke des far off-shore-Bereiches erfolgt (was bedeuten könnte, daß während der Zeit der oberen UPK die Sedimentationsbasis landnäher lag als vorher).

Aus den Profilen M (Schulter-Westwand) und J (West-Flanke der Höhe 1997) kann ein Sammelprofil der Unteren Pseudoschwagerinen-Kalke mit einer Gesamtmächtigkeit von 162 m konstruiert werden, in welches sich alle anderen Profile einhängen lassen. Als Korrelationsebenen dienen die basalen klastischen Folgen der Zyklen und zwei auffallend horizontbeständige Hornstein-Horizonte innerhalb des Zyklus II und unter der Basis des dritten Sedimentationszyklus.

Dieses von W. HOMANN erarbeitete Modell der Ablagerungsbedingungen der UPK wird derzeit unter stärkerer Berücksichtigung der sedimentologischen Daten geprüft, wobei die nachfolgend skizzierten Untersuchungen über die Variationsbreite und die Geochemie der Sedimente von Bedeutung sind.

Untersuchungen über die mikrofazielle Variationsbreite

Um zu überprüfen, inwieweit die im Schliff-Bereich in Vertikalprofilen feststellbaren qualitativen und quantitativen Unterschiede auch innerhalb einer einzigen Kalkbank auftreten können, wurden aus mehreren Bänken des Profiles D (Trefsdorfer Höhe, UPK) eine größere Zahl von Schliff-Proben entnommen. Das Ergebnis für Bank 64 ist in Abb. 1 dargestellt:

Der horizontale Abstand zwischen den Proben 1 und 2 beträgt 30 cm, zwischen den Proben 2 und 3 etwa 3 m, zwischen 3 und 4 wiederum 30 cm, zwischen 4 und 5 wieder etwa 3 m und so fort. Die in 30 Dünnschliffen untersuchten Proben stammen aus verschiedenen Höhen der durchschnittliche 50 cm (maximal 64 cm) mächtigen Kalkbank. Nach Bestimmung der Biogene wurden die Schriffe mit Hilfe eines Integrationsokulares (durchschnittlich mindestens 300 Punkte) ausgezählt; aus den Prozentsätzen für Grundmasse-Typen und Anteil der Komponenten ergeben sich nach der Kalk-Klassifikation von FOLK (1959) für die in Abb. 1 dargestellten Proben folgende Benennungen (in Abb. 1 von links nach rechts):

1 Biosparit, 2 Biosparit, 3 Biopelsparit, 4 fossilführender Mikrospartit, 5 Biosparit, 6 Biosparit, 7 fossilführender Mikrospartit, 8 fossilführender Mikrospartit, 9 Biosparit, 10 Pelmikrit, 11 Biosparit, 12 Biosparit, 13 Biosparit, 14 Biosparit, 15 Biopelmikrit, 16 Biomikrit, 17 Biosparit, 18 Biosparit, 19 Biomikrit, 20 Biomikrit, 20 Biomikrit, 21 Biosparit, 22 Biopelsparit, 23 Biomikrit, 24 Biopelsparit, 25 Biopelsparit, 26 Biosparit, 27 Biosparit, 28 Biopelmikrit, 29 Biopelsparit, 30 Biopelsparit.

Die durch die verschiedenen Namen ausgedrückten Unterschiede sind nur teilweise real, da die sparitische Grundmasse der Kalke durch Rekristallisation von Mikrit bzw. Mikrospartit entstanden ist. Trotzdem ist zu bedenken, daß man bei einer sich nur auf wenige Schriffe gründenden Typisierung folgende „Sediment-Typen“ auseinanderhalten würde: fossilführende Mikrospartite (10% der Proben-Serie), Pelmikrite (3,5%), Biopelmikrite und Biopelspartite (23,5%) sowie Biomikrite und Biospartite (63%). Bei den beiden letzten Gruppen stehen unter den Biogenen quantitativ Fusuliniden und Codiaceen an der Spitze, gefolgt von Kleinforaminiferen (*Climacammina*, *Globivalvulina*, *Hedraites*, *Tetrataxis*, *Tuberitina*), wobei in der Verteilung von Algen und Fusuliniden folgende Beziehungen zu beobachten sind:

In 40% der Proben finden sich mehr Algen als Fusuliniden, in 23% der Proben mehr Fusuliniden als Algen. 17% der Proben führen nur Fusuliniden, 13% nur Algen und in 6% der Proben halten sich Codiaceen und Fusuliniden quantitativ die Waage. Dies bedeutet, daß für die Lebensbereiche der beiden Gruppen keine getrennten ökologischen Nischen angenommen werden müssen.

Unterer Pseudoschwagerinen-Kalk (Unteres Perm)

Tresdorfer Höhe (Profil D, Bank 64), Karnische Alpen

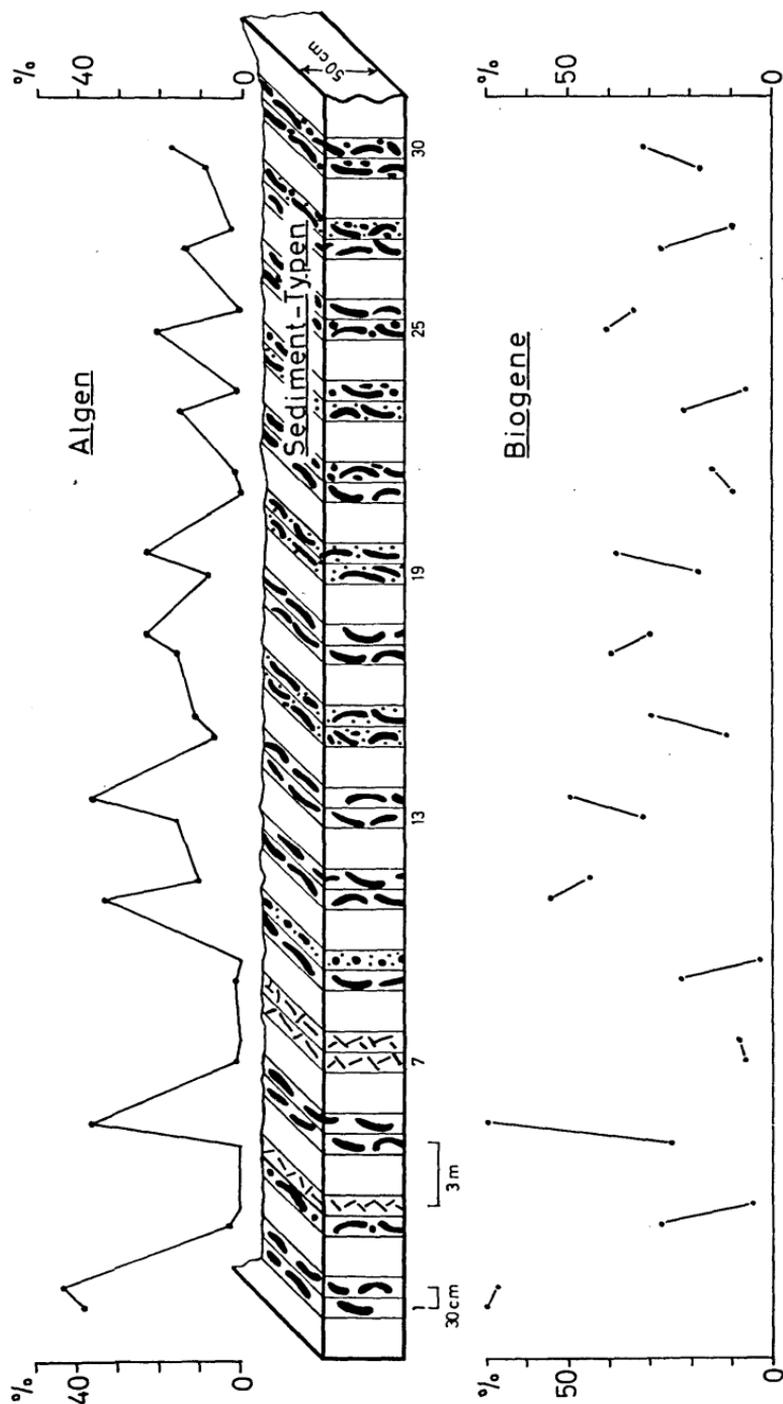


Abb. 1 Mikrofazielle Variationsbreite einer Kalkbank aus dem Unteren Pseudoschwagerinen-Kalken. — Die verschiedenen Signaturen zeigen unterschiedliche Kalk-Typen (nach der Klassifikation von VOLK 1959). Näheres siehe Text.

Betrachtet man die Prozentsätze der Biogene in den einzelnen Proben, so zeigt es sich, daß bei den im Abstand von 30 cm entnommenen Proben (15 „Paare“) bei 6 Paaren der Unterschied im Prozentsatz der Biogene kleiner als 10⁰/₀ ist. Bei einem einzigen Paar beträgt der Unterschied 50⁰/₀, bei den übrigen Paaren schwankt er zwischen 10 und 20⁰/₀. Dies würde bedeuten, daß bei einem lateralen Proben-Abstand von 30 cm innerhalb der Bank noch Proben gewonnen werden können, die eine vergleichbare Klassifikation der Schliifdaten eines „Paares“ gestatten. Auch bei einem lateralen Proben-Abstand von etwa 3 m ist die Schwankung der Biogenprozentätze vergleichsweise gering (vgl. Abb. 1) und liegt bei über 80⁰/₀ der Proben-„Großpaare“ unter 20⁰/₀. Da jedoch auch Unterschiede von etwa 50⁰/₀ auftreten, dürfte der notwendige Proben-Abstand für statistisch faßbare, für die Bank repräsentive Proben unter 3 m liegen. Dies ergibt sich auch aus der Berechnung des FAGER-Koeffizienten (VALENTINE & PEDDICORD 1967), der nur für etwa die Hälfte der Proben-Paare statistisch gesicherte Vergleichbarkeit anzeigt.

Die wenigen bis jetzt vorliegenden Untersuchungen über die mikrofazielle Variationsbreite haben zu verschiedenen Ergebnissen geführt: Während TERRIERE (1963) und ROSS (1967) bei einem lateralen Proben-Abstand von wenigen Metern zum Teil stark unterschiedene Schliif-Typen (Biosparit und Oomikrosparit) feststellten, konnte STAUFFER (1962) bei einem Proben-Abstand von etwa 370 m in einer mehrere Kilometer verfolgbarer Kalkbank Gesetzmäßigkeiten hinsichtlich der Verteilung von quantitativ ähnlichen Proben parallel zur Orientierung der Komponenten beobachten. RACZ (1965) fand bei einem lateralen Proben-Abstand von etwa 7,5 km prozentuelle Übereinstimmung innerhalb der Biogene. ELTGEN (1966) untersuchte bei einem Proben-Abstand von 1 m innerhalb einer Bank 25 bis 30 Proben und kam zu dem Resultat, daß der Prozent-Mittelwert der Bank als repräsentativ für die Biofazies der untersuchten Bank angesehen werden kann.

Die letztgenannte Beobachtung wird durch das bisher untersuchte Material aus dem Perm der Karnischen Alpen nur teilweise bestätigt, da der Prozent-Mittelwert der Bank D 64 einen mittleren Fehler von über 20⁰/₀ im Vergleich mit den Proben-Einzelwerten besitzt. Die gleiche beträchtliche Schwankung im Bank-Mittelwert wurde bei Auswertung der Daten der Bank B 300 (etwa 20 m N Gipfel der Treßdorfer Höhe) festgestellt; der laterale Proben-Abstand beträgt hier 20 cm, es wurden 10 Schliife untersucht. Bei einem qualitativ gleichen Biogeninhalt (überwiegend Echinodermen, häufig *Tetrataxis*¹, seltener Fusuliniden, sehr selten Algen (*Ungdarella*, *Girovanella*))

¹ Die Arten von *Tetrataxis* aus den UPK und OPK werden derzeit bearbeitet.

drücken sich die quantitativen Unterschiede der Proben vorwiegend im Komponenten/Grundmasse-Verhältnis aus. Im Gegensatz zu diesen beiden Bänken sind bei den aus der Bank B 274 (Ostwand der Treßdorfer Höhe, UPK) im Abstand von 4 m entnommenen Schliff-Proben die qualitativen und die quantitativen Daten auffallend einheitlich, so daß bei diesen gut sortierten Echinodermen-Bryozoen-Foraminiferen-Biospariten der Prozent-Mittelwert der Bank im Sinne von ELTGEN als repräsentativ angesehen werden kann.

Bemerkungen zur Sedimentologie des Treßdorfer Kalkes

Durch W. HOMANN (1968) wurde für den an der Straße Untere Treßdorfer Alm — Schlanitzenalm im Straßenanschnitt ($13^{\circ} 15' 11'' / 46^{\circ} 34' 39''$) anstehenden geringmächtigen Kalk der Name „Treßdorfer Kalk“ vorgeschlagen. Der auf der geologischen Karte (F. KAHLER & S. PREY 1959) als Trogkofel-Kalk ausgeschiedene Kalk unterscheidet sich von den Kalken der Rattendorfer Schichten und vom Trogkofel-Kalk durch seine „brekziöse“ Textur. Es handelt sich um 30–50 cm mächtige Bänke von Biomikriten mit cm-großen, eckigen hellen und dunklen Komponenten, wobei die hell auswitternden Bruchstücke Resten von Stromatolithen und die dunkel ausgewitterten Fragmente Taschenfüllungen von Mikrit mit Ooiden entsprechen.

Eine Schliffserie zeigt, daß der überwiegende Teil des Kalkes aus feindetritischem Pelmikrit und Pelsparit besteht. Der Fein-Detritus setzt sich aus Kleinforminiferen, stäbchenförmigen Biogenen, Echinodermen-Resten und cryptostomen Bryozoen zusammen. Die Pellets besitzen eine Größe zwischen 70 und 180 Mikron, das Größenmaximum liegt bei 70 bis 100 Mikron. Bei einem Vergleich mit den von WOLF (1965) beschriebenen Algen-Bildungen können die meisten Pellets infolge des Auftretens von kleinen Intraklasten mit pelletoiden und granuloiden Texturen als Abrasionsschutt von Algen gedeutet werden. Algen mit erhaltenen Strukturen sind nicht selten; neben Dasycladaceen (*Anthracoporella spectabilis* PIA, *Epimastopora* sp., *Mizzia cornuta* KOCHANSKY & HERAK, *Mizzia velebitana* SCHUBERT) finden sich Girvanellen (teilweise in Onkoiden) und als eckig umrisene Bioklaste als flache Krusten auf und im Innern von Gastropoden Stromatolithen vom Typus LLH-S/LLH-C.

Der eben beschriebene Sediment-Typus 1 unterscheidet sich deutlich vom Sediment-Typus 2; dieser besteht entweder aus „Scherben“, die nur wenige cm groß sind oder aus Oolithen, die als „Taschenfüllung“ bis zu 30 cm mächtig und bis 50 cm breit werden.

Die teilweise stark umkristallisierten Ooide liegen gleichförmig sortiert in einer pseudosparitischen Grundmasse. Die Ooide sind entweder vollständig erhalten und zeigen dann einen ungestörten Auf-

bau aus verschiedenen vielen konzentrisch angelagerten Ringen; andere Ooide sind vom Zentrum her rekristallisiert, wobei es nach Auflösung der meist aus Fusulinen-Wandbruchteilen und Brachiopoden- und Gastropoden-Schalen bestehenden Kerne zur Ausfüllung des freier werdenden Raumes mit geopetal angelagertem Mikrit gekommen ist.

Die Ooid-Schale ist im allgemeinen dicker als der Kern-Durchmesser, die Schalen-Struktur ist radialfaserig entwickelt. Die Gestalt der Ooide im Treßdorfer Kalk ist der Kugelgestalt stark angenähert.

Tabelle 1. Korngrößen-Parameter der Ooide aus dem Treßdorfer Kalk (1602 a, 1968), aus dem OPK der Zweikofel-Ostflanke (388 a) und aus den rötlichen Kalken (OPK) südlich der Tröpolacher Alm (1900). Parameter nach FOLK & WARD (1957, J. Sed. Petrol.) berechnet, phi-Werte.

	1602 a	1968	388 a	1900
Median	0,30	0,30	0,30	0,35
Mean	0,33	0,33	0,32	0,32
Sortierung				
(Standardabweichung)	0,46	0,47	0,38	0,24
Skewness	+0,11	+0,12	+0,06	-0,25
Kurtosis	1,13	1,12	1,03	1,55

Der mittlere Ooid-Gehalt liegt fast immer über 50 Vol. %, der Pseudosparit-Anteil schwankt zwischen 35 und 42%; der Rest verteilt sich auf sehr wenige Biogene (meist Echinodermen) und auf sekundäre Kalzitfüllungen.

Die Korngrößen-Parameter zeigen innerhalb der Proben aus dem Treßdorfer Kalk keine signifikanten Unterschiede (in Tab. 1 sind nur zwei besser erhaltene Proben dargestellt). Die Korngröße schwankt zwischen 220 und 1500 μ , wobei das Häufigkeitsmaximum zwischen 500 und 800 μ liegt.

Bei Berücksichtigung der von LACEY & CAROZZI (1967) herausgestellten sedimentologischen Parameter von Ooiden unterschiedlicher Genese wären die Ooide der Proben 1602 a, 1968 und 388 a als autochthone Bildungen, die Ooide der Probe 1900 als allochthone Komponenten anzusehen. Einer derartigen Deutung widersprechen jedoch die weiter unten angeführten Merkmale des Treßdorfer Kalkes.

Echte Ooide sind aus den Rattendorfer Schichten bisher nur von zwei sehr geringmächtigen Vorkommen bekannt geworden: (a) Ostflanke des Zweikofels, 1880 m. über NN, Profil B bei E. FLÜGEL (1966); (b) S Tröpolacher Alm, oberer Weg Tröpolacher Alm — Rudnig Alm (siehe S. 50). Aus den UPK ist nur eine Probe (B 107) von der Ostwand der Treßdorfer Höhe bekannt, die im Schriff undeutliche Ooide zusammen mit Algen-Onkoiden zeigt. Aus dem Trogkofel-Kalk fehlen bisher Beobachtungen über das Vorkommen von Ooiden.

Die beiden Ooid-Vorkommen in den OPK unterscheiden sich in den Korngrößen-Parametern (Tab. 1) nur geringfügig von den Ooiden des Treßdorfer Kalkes. Jedoch sind Unterschiede hinsichtlich der Grundmasse vorhanden: Während die Ooide des Treßdorfer Kalkes in durch Rekrystallisation von Mikrosparit entstandenen Pseudosparit eingebettet sind, werden die Ooide der OPK von einem dünnen Rasen von senkrecht zur Aufwachsfläche stehenden Kalzitkristallen überzogen (Spat A im Gegensatz zu Spat B, FABRICIUS 1967). Unterschiede bestehen ferner in der Art der Ooid-Kerne (im OPK überwiegend Echinodermen).

Der Vergleich der Oolithe im Treßdorfer Kalk ist notwendig, wenn man die mögliche Genese des Treßdorfer Kalkes diskutiert:

Die beiden oben beschriebenen Sediment-Typen gehören verschiedenen Ablagerungsbereichen an. Sediment-Typus 1 (Pelmikrit bis Pelsparit mit Feindetritus und Stromatolithen) kann nach Vergleichen mit rezenten Verhältnissen und fossilen Gegenstücken als Ablagerung im Gezeiten- bis Spritz- und Spülwasser-Bereich gedeutet werden (siehe LAPORTE 1967). Hierfür sprechen die flachen, wenig gewölbten Stromatolithen, das Auftreten von relativ häufigen Rotpelit-Füllungen in Gastropoden-Gehäusen, die von Algen ableitbaren Pellets und der in einigen Schliften beobachtete Wechsel von Feindetritus, Stromatolithen, randständigen drusigen Orthosparit und feinlaminierten Pellets-Lagen. Zwischen Stromatolithen und dem überlagernden Sediment treten Erosionsflächen auf, was zumindestens für ein sehr flaches Gezeiten-(Intertidal-)Areal, wenn nicht für kurzfristiges Trockenfallen im Spritzwasser-Bereich (Supratidal) spricht.

Sediment-Typus 2 (Oosparit bis Oobiosparit) muß als Ablagerung in einem bewegten Flachwasser gedeutet werden. Es ist auffallend, daß in diesem Sediment-Typus Pellets als Kerne von Ooiden fehlen, desgleichen die im Sediment-Typus 1 häufigen Kleinforaminiferen. Man darf daher für die beiden Sediment-Typen wohl ähnliche bathymetrische Bedingungen annehmen, muß jedoch davon ausgehen, daß die Oosparite und die Pelmikrite bis -sparite ursprünglich in verschiedenen Arealen des Gezeiten-Bereiches abgelagert wurden.

Beiden Sediment-Typen gemeinsam sind lediglich Mizzien (sehr vereinzelt als Kerne der Ooide) und seltene, isolierte Ooide (verstreut im Feindetritus). Die Mizzien beweisen die Gleichzeitigkeit der beiden Sediment-Typen.

Es erhebt sich nun die Frage, wie das gemeinsame Vorkommen von zwei ursprünglich räumlich geschiedenen Sedimentationstypen im Treßdorfer Kalk zu deuten ist: Bei einem Vergleich mit Gebieten rezenter Karbonatsedimentation müssen Areale betrachtet werden, in welchen eine offenbar wiederholte Vermengung von mehreren Karbonattypen möglich ist. Riff-Bildungen können hier ausgeklammert wer-

den, da die permischen Kalke der Karnischen Alpen als Plattform- oder Schelf-Karbonate angesehen werden müssen. In derartigen Sedimentationsgebieten tritt eine Vermengung von lithologischen Typen im wesentlichen durch Gezeiten-Kanäle auf (siehe BALL 1967). Der Treßdorfer Kalk zeigt im Vorkommen von zwei genetisch verschiedenen Sediment-Typen, in den taschenartigen Füllungen innerhalb der pelsparitischen Partien, in der Ausbildung der Stromatolithen und im Fossilinhalt (relativ reich im Sediment-Typus 1, auffallend arm im Sediment-Typus 2) Merkmale, wie sie durch Sedimentation am Rand von Gezeiten-Kanälen erzeugt werden.

Da in dieser Erklärung auch eine relative Küstennähe des Ablagerungsraumes eingeschlossen ist, könnte der Treßdorfer Kalk als paläogeographische Marke verwendet werden, wenn die zeitlichen Beziehungen zu den übrigen Schichtgruppen gesichert wären:

Aus den Aufschlußverhältnissen läßt sich weder die Unter- noch die Überlagerung bestimmen. Das Vorkommen wird im Westen nach der Geologischen Karte (KAHLER & PREY 1959) von Grenzland-Bänken begrenzt, die auch im Süden und Osten auftreten sollen. Im Nordwesten (ca. 200 m W P. 1565, N Treßdorfer Höhe $13^{\circ} 15' 11''/46^{\circ} 34' 39''$) finden sich rote Kalke, die bisher als Trogkofel-Kalke angesehen wurden. Dünnschliffe dieser Kalke zeigen, daß es sich wahrscheinlich um rote Obere Pseudoschwagerinen-Kalke handelt [Biosparite mit Algen-Onkoiden (im wesentlichen Girvanellen), Epimastoporen, *Cuneiphyucus johnsoni* FLÜGEL, Bryozoen, Fusuliniden (*Boultonia*, *Pseudoschwagerina* — det. F. KAHLER), Kleinforaminiferen (*Dekkerella*, *Palaeotextularia* u. a.) und Brachiopoden-Schalen]; die für den Trogkofel-Kalk charakteristische pelsparitische Grundmasse mit häufigen Stromatolithen, *Hikorocodium* und *Tubiphytes* fehlt. Zudem scheint der Treßdorfer Kalk von diesem roten Kalk durch eine SW-NE verlaufende Störung getrennt zu sein.

Der Treßdorfer Kalk müßte auf Grund des stellenweise massenhaften Vorkommens von *Mizzia velebitana* SCHUBERT in den Bereich mittleres bis oberes Perm gestellt werden, wenn diese bisher nur aus diesem Zeitraum bekannte Art durch W. HOMANN (1968) nicht auch schon bereits im unteren Teil der Unteren Pseudoschwagerinen-Kalke festgestellt worden wäre. Die Algen-Flora des UPK ist sehr artenreich. In den über 40 Schliffen aus dem Treßdorfer Kalk sind aber nur 2 Mizzien-Arten und als Durchläufer *Anthracoporella spectabilis* PIA gefunden worden. Dies spricht für eine hohe stratigraphische Lage, etwa für das mittlere Perm. Damit würden die Treßdorfer Kalke im stratigraphischen Profil über den Trogkofel-Kalken der Typuslokalität eingeordnet werden müssen. Da sowohl in den Trogkofel-Kalken als auch im Treßdorfer Kalk ähnliche Sediment-Typen (Pelsparite mit Stromatolithen und Rotpeliten) auftreten, könnte der Treßdorfer Kalk unter Umständen jedoch auch eine faziell abweichende Entwicklung des

Trogkofel-Kalkes darstellen; die zeitliche Oberkante der Sedimentation des Trogkofel-Kalkes in den Karnischen Alpen ist bis jetzt nicht bekannt.

Ein Detailprofil in den Oberen Pseudoschwagerinen-Kalken

Das nachfolgend beschriebene Detailprofil wurde vom Verfasser oberhalb des „oberen“ Weges von der Tröpolacher Alm zur Rudnig-Alm etwa 600 m S der Tröpolacher Alm aufgenommen. Der Profil-Ausschnitt umfaßt 12 m dunkelgrauer und rötlicher, gebankter Kalke mit zwei Horizonten mit schichtparallel eingelagerten terrigenen Quarzen sowie mit einer 5 cm mächtigen Sandstein-Bank.

Tabelle 2. Schlifffdaten der OPK südlich der Tröpolacher Alm. Probe 1900 hangend, 1922 liegend. Proben-Abstand durchschnittlich 20—50 cm. Nicht bemustert wurde der Profildbereich zwischen 1910 und 1912 sowie zwischen 1917 und 1920. Es bedeuten: 1 Mikrit, 2 Mikrosparit, 3 Sparit, 4 Quarz, 5 Ooide, 6 Onkoide, 7 Kleinforaminiferen, 8 Fusuliniden, 9 Bryozoen, 10 Gastropoden, 11 Echinodermen, 12 Algen, 13 Rekrystallisationstypen (Symbole nach FOLK 1965)

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
1900	grau	x				x			x			x			N.F ₃ C
1901				x		x			x				x		P.E ₃
1902		x				x			x				x		N.E ₃₄
1903				x		x			x				x		N.F ₃ C, P.E ₃
1904			x				x		x		x	x	x		N.E ₅ O m, N.E ₂
1905			x					x	x		x		x		N.E ₃₄
1906		x						x					x		N.E ₂
1907				x					x		x	x	x		N.E ₅ O m, P.E ₃
1908			x		x				x			x	x		N.E ₃₄
1908 a					x (Sandstein)										
1909			x		x				x			x	x		N.E ₂
1910		x	x				x			x			x		P.E ₄
1912		x	x						x				x	x	N.E ₂
1913			x						x				x		N.E ₂
1914		x	x						x				x	x	N.E ₃ C, N.E ₂
1915		x											x		N.E ₂
1916	rot		x		x				x	x		x			N.E ₃ O m
1917			x	x	x				x	x	x	x	x		N.E ₅ O m
1920				x					x	x	x		x	x	N.E ₅ O m, P.E ₄
1921				x					x				x	x	N.E ₃₄
1922				x					x				x	x	N.E ₅ O m

Das Profil wurde genauer untersucht, da im unteren Abschnitt (ab Probe 1916) ein deutlicher Farbumschlag zu beobachten ist. Während der obere Profildabschnitt im wesentlichen aus dunkelgrauen Kal-

ken besteht, treten im unteren Teil rötliche und rote Kalke auf, die als Lesesteine auch am Weg von der Tröpolacher Alm zur Rudnig-
Alm verbreitet sind.

Im Fossilinhalt unterscheiden sich die grauen und roten Kalke nur geringfügig, wenn man davon absieht, daß in den roten Kalken mehr Organismen-Gruppen vertreten sind. Unter den Biogenen stehen quantitativ Echinodermen-Reste an der Spitze. Betrachtet man die Rekrystallisationstypen der Echinodermen und der übrigen Biogene sowie der Grundmasse, so gelangt man bei Benützung des von FOLK (1965) entwickelten Schemas zu folgenden Aussagen:

Mikrospartit- und Spartit-Ausbildung: In der Ausbildung der späten Grundmasse können unterschieden werden

(1) Spartit zwischen den Ooiden, (2) Spartit um Crinoiden-Elemente, (3) Spartit in Algen-Fusuliniden-Kalken.

Der zwischen den Ooiden auftretende Spartit ist entweder als feinkörnige neomorphe Kruste aus nichtorientierten Körnern entwickelt, die, wie Reliktstrukturen zeigen, durch Rekrystallisation von Mikrit entstanden ist (N. E³C); oder die Ooide tragen dünne Krusten (P. B₃C) und der verbleibende Porenraum ist durch fein- bis mittelkörnigen Spartit gefüllt (P. E₃).

Der Spartit um Crinoiden-Elemente (Columnalia, Brachialia) ist meist als unterschiedlich schmale Kruste (syntaxial rim cement overgrowth) entwickelt (P. E₅O m), wobei häufig die Kombination von P. E₅O m und P. F₂C (fibröser Kalzit in Krusten) oder P. E₃ (Füllung des verbleibenden Porenraumes durch fein- bis mittelkörnigen Mikrospartit) auftritt. Als Ausnahmen finden sich jedoch auch Krusten aus nicht orientierten Körnern (N. E₃C, drusiger Spartit) um Crinoiden.

In Algen-Fusuliniden-Kalken bildet sich der Spartit meist durch Rekrystallisation von Mikrit bzw. Mikrospartit (N. E₂₋₄).

Betrachtet man die zeitliche Reihenfolge dieser diagenetischen Texturen, so ergibt sich für die untersuchten Proben folgendes Bild:

Ursprünglich wurde Mikrit zusammen mit Schalen-Resten von Fusuliniden (Kalzit), Gastropoden (Kalzit oder Aragonit), Echinodermen (Hoch-Mg-Kalzit) und Algen (Kalzit oder Aragonit) sedimentiert. Diese Biogene stützen sich gegenseitig ab. Die Rekrystallisation beginnt mit dem syntaxialen „Rim Cement Overgrowth“ auf den Einkristallen der Crinoiden, erkennbar als verschieden schmale und verschiedenartig entwickelte Krusten, in welche sich die Zwillingslamellen der Crinoiden-Elemente fortsetzen können. Die Krustenbildung wird durch die Anwesenheit von Mikrit behindert: Crinoiden-Elemente, die von Mikrit-Krusten (vermutlich Algen-Mikrit) bedeckt sind, zeigen keinen Überwuchs; desgleichen die Einbettungsflächen der Crinoiden. Der Überwuchs muß frühzeitig und noch vor der Lithifikation erfolgt sein, da Crinoiden-Elemente mit Überwuchs wiederum von Algen-Mikrit umhüllt werden.

Geochemische Untersuchungen

Die hier mitgeteilten Untersuchungen wurden auf Bitten des Verfassers in freundlicher Weise von den Herren Prof. Dr. K. KREJCI-GRAF und Dipl. Chem. H. DITTMAR (Frankfurt a. M.; Bestimmung von Na, K, Mg, Ca und Sr in OPK und TK), Doz. Dr. W. ERNST (Tübingen; Bestimmung von B in den UPK) und Dr. W. BAUSCH (Erlangen; Bestimmung von Sr in den UPK) durchgeführt, um zusätzliche Daten für die Fazies-Analyse zu gewinnen. Von einer ausführlichen Diskussion dieser Daten wird in diesem Rahmen abgesehen, da die Ergebnisse der derzeit laufenden Untersuchungen über die Beziehungen zwischen Säurerückstand der Kalke und dem Chemismus weiterführende Resultate erwarten lassen.

(a) Verteilung von Na, K, Mg, Ca und Sr im Grenzbereich Oberer Pseudoschwagerinen-Kalk / Trogkofel-Kalk:

Tab. 3 gibt einen Überblick über die Verteilung der oben genannten Elemente in den höchsten Teilen der OPK und im tiefsten TK. Die Proben stammen aus den von E. FLÜGEL (1966) mikrofaziell bearbeiteten Profilen A und B an der NW- und E-Flanke des Zweikofels. Die Grenze zwischen OPK und TK drückt sich im Schlift-Bereich in einem Wechsel zwischen einem Biosparit und einem Bio-Pelsparit sowie durch verschiedene Thanatocoenosen aus.

Tabelle 3. Chemische Analysen (H. DITTMAR und K. KREJCI-GRAF) der OPK (Profil A, NW-Flanke des Zweikofel, 1810 m) und der OPK/TK (Profil B, E-Flanke des Zweikofel, 1780 m); mikrofazielle Grenze zwischen 111/2 und 111/1). Bei den Proben vom Fundpunkt 112 handelt es sich um Lesesteine aus dem TK (nähere Angaben bei E. FLÜGEL 1966). Es bedeuten: A — Algen, B — Bryozoen, E — Echinodermen, F — Foraminiferen mit Ausnahme von Fus. — Fusuliniden, G — Gastropoden, Tub. — *Tubiphytes* (und *Hikorocodium*). Angaben in ‰. Die durch schräge Striche verbundenen Zahlen sind die Ergebnisse zweier Einzelbestimmungen (z. B. 0,271/0,278)

Profil A

Probe	Fundpkt.	Sediment	Biogene	Na	K	Mg	Ca	Sr
367	98/1	Intra-sparrudit	Tub., A, E	0,271 /0,278	2,40	26,74 /25,36	330,3 /326,9	0,42
368	98/2	Pelsparit	Tub.	0,170 /0,198	0,24	5,04 /5,30	367,4 /359,1	0,45
364	97/3	Pelmikrit	Tub., A	0,117	0,39	4,72	377,5	0,47
363	97/2	Intrapel-sparrudit	E, Tub. F, B,	0,164	1,35	14,12	375,9	0,48
366	97/0	Intrapel-sparrudit	E, Tub. B	0,649	2,75	14,97	344,9	1,05

Profil B

403	112	Biopelsparit	A, Tub., E	0,174 /0,184	1,02	16,46 /16,50	358,8 /355,8	0,42
401	112	Biosparit	A, Tub.	0,197	1,02	4,22	364,7	0,28
400	112	Intra-sparrudit	Tub., A F, E	0,26 /0,206	0,92	23,94	350,5	0,29
407	113/2	Intra-sparrudit	Tub., A	0,193	1,27	14,28 /15,38	358,9 /363,7	0,41
406	113/1	Intra-sparrudit	Tub., F E, B	0,442 /0,458	4,80	18,50 /18,07	338,1 /327,6	0,80
391	111/3	Pelsparit	A	0,117	0,61	2,82	378,5	0,75
390	111/2	Biopelsparit	A	0,080	0,23	1,98	372,5	0,64
389	111/1	Biosparit	A, G, Tub.	0,116	0,17	1,71	380,2	0,68
387	107	Bioonkosparit	A, Fus. E	0,236	2,71	3,76 /3,49	356,7 /361,9	1,08
385	106	Bioonkosparit m. Quarz	A, Fus. B, E	0,178	0,91	3,91 /3,90	314,1 /310,5	1,08
378	105/3	Biosparit	A, Fus.	0,187	0,15	11,15	363,7	0,83
376	105/1	Biosparit	A, Fus.	0,184	0,27	3,84 /3,42	375,3 /379,0	0,82
372	103/2	Biosparit	A, Fus.	0,189 /0,215	0,24	11,29 /11,58	367,4 /369,1	0,73
373	103/3	Biosparit	A	0,302	0,88	4,53	377,5	0,89
371	103/1	Biosparit	A, Fus.	0,294	0,53	3,86	386,7	0,73

(b) Die Strontium-Gehalte des Unteren Pseudoschwagerinen-Kalkes im Profil D, mittlerer Abschnitt der Ostwand der Treßdorfer Höhe:

Die Sr-Werte wurden von W. BAUSCH (Erlangen) mit einer Röntgenfluoreszenz-Apparatur direkt an glattgeschliffenen Kalkplättchen gemessen, wobei pro Probe zwei Messungen erfolgten.

Die Proben stammen aus einem 55 m mächtigen Profilabschnitt, der durch 78 Meßwerte erfaßt wurde. Lithologisch handelt es sich um helle und dunkelgraue gebankte Kalke und um massige Kalke sowie untergeordnet auch um Kalkschiefer. Diese Folge ist dem Sedimentationszyklus I und II zuzordnen. Der Profilabschnitt ist durch relativ häufige Korrosionsflächen und durch häufige Einschaltungen von klastischen Schichten gekennzeichnet.

Die festgestellten Sr-Werte sind im Vergleich mit Mittelwerten von anderen Kalken (E. FLÜGEL & E. FLÜGEL-KAHLER 1963) auffallend hoch. Der Gesamtmittelwert des Profils beträgt 1562 ppm SrCO₃; die Variationsbreite liegt zwischen 714 und 2654 ppm SrCO₃, wobei in über 40% der Proben Werte > 1700 ppm SrCO₃ auftreten. Diese hohen Werte finden sich insbesondere im oberen Profilabschnitt sowohl in gebankten als auch in den ungebant-massigen Kalken.

W. BAUSCH (Vortrag Karbonat-Symposium Heidelberg, Juli 1967) nimmt an, daß extrem hohe Sr-Werte in Verbindung mit niedrigen Tongehalt durch die Existenz von salinaren Bedingungen erklärt

werden können. Eine ähnliche Beziehung konnte SMYKATZ-KLOSS (1966) im Stinkkalk der Zechstein-Umrandung des Südwestharzes feststellen. Über den Zusammenhang zwischen Salinität und Sr-Gehalten bestehen stark divergierende Ansichten (siehe KREJCI-GRAF 1964, KREJCI-GRAF et al. 1965, LANDERGEN & MANHEIM 1963, SCHROLL 1967, VINOGRADOV 1957). Obwohl es auf Grund des Fossilinhaltes der UPK (Korallen, Fusuliniden, Dasycladaceen u. a.) schwer fällt, an saline Ablagerungen zu denken, muß beachtet werden, daß die Proben mit den gehäuft auftretenden sehr hohen Sr-Werten aus den Schichten der regressiven Phase des Zyklus II stammen — also aus einem Ablagerungsbereich, in welchem theoretisch mit einer Zunahme der Salinität gerechnet werden kann.

(c) Die Bor-Gehalte im Unteren Pseudoschwagerinen-Kalk der Treßdorfer Höhe:

Durch W. ERNST wurden einige Kalk- und Kalkschiefer-Proben mit erhöhtem Ton- bzw. Silt-Gehalt hinsichtlich ihrer Bor-Gehalte untersucht (Tab. 4). Da tonarme Kalke wenig Bor enthalten, gestatten die bisher aus dem Profil D untersuchten Proben keine Aussagen über die ursprüngliche Salinität.

Tabelle 4. B-Gehalte einiger Proben aus den UPK der Profile B (Südteil) und D (mittlerer Abschnitt) der Treßdorfer Höhe, Ostwand.

	Probe	B ₂ O ₃ (Gew. ‰)
Profil B	287	0,044
	152	0,035
	126	0,012
	91	0,017
	74 c	0,0016
Profil D	88	0,006
	63	0,010
	59	≤ Nachweisgrenze
	58	≤ Nachweisgrenze
	14	0,028

Die Proben aus dem Profil B zeigen nach Mitteilung von W. ERNST keine Salinarfazies an; bei den untersuchten Gesteinen dürfte es sich um Ablagerungen des marinen Fazies-Bereiches handeln, da die Werte unter dem Grenzwert von 0,050 B₂O₃ liegen (siehe W. ERNST 1965). Es ist von Interesse, daß alle Proben aus dem Profil B mit Ausnahme der Probe 287 aus transgressiven Phasen der Sedimentationszyklen stammen, während Probe 287 mit dem höchsten B-Gehalt der regressiven Phase des Zyklus IV angehört.

Die Algen-Floren der Rattendorfer Schichten und der Trogkofel-Kalke

Tabelle 5 gibt einen Überblick über die bis jetzt bekannten Algen aus den Rattendorfer Schichten und aus dem Trogkofel-Kalk. Die Übersicht basiert auf Ergebnissen von W. HOMANN (1968; UPK), E. FLÜGEL (1966; OPK und TK) sowie auf bisher nicht publizierten Untersuchungen von Algen aus den Oberen Pseudoschwagerinen-Kalke der Tröpolacher Alm (vgl. S. 50) und aus dem Typusprofil der Grenzland-Bänke durch den Verfasser.

Die Algen-Flora der OPK der Tröpolacher Alm umfaßt folgende Arten:

- Cuneiphyucus johnsoni* FLÜGEL
- Permocalculus* sp.
- Anchicodium plumosum* JOHNSON
- Eugonophyllum johnsoni* KONISHI & WRAY
- Neoanchicodium catenoides* ENDO
- Anthracoporella vicina* KOCHANSKY & HERAK
- Diplopora pusilla* KOCHANSKY & HERAK
- Epimastopora alpina* KOCHANSKY & HERAK
- Epimastopora japonica* ENDO
- Epimastopora* cf. *E. minima* ELLIOTT
- Epimastopora piae* BILGÜTAY
- Epimastopora* cf. *E. yoshimurai* KONISHI
- Gyroporella symetrica* JOHNSON
- Mizzia cornuta* KOCHANSKY & HERAK
- Girvanella* cf. *G. ducii* WETHERED
- Girvanella permica* PIA
- Tubiphytes obscurus* MASLOV

Im Typus-Profil der Grenzland-Bänke am Rattendorfer Sattel treten Algen in folgenden Schichten auf (Bezeichnung nach FELSER & KAHLER 1963, S. 78; beginnend mit dem Liegenden):

„0,3 m Mergelkalk“: *Epimastopora* sp.; „1 m Kalk“: *Cuneiphyucus johnsoni* FLÜGEL, *Anthracoporella spectabilis* PIA, *Epimastopora alpina* KOCHANSKY & HERAK, *Pseudoepimastopora* sp.; „1,5 m Kalk ... großoolithisch“: *Girvanella* cf. *G. ducii* WETHERED; „0,4 m sandig verwitternder Mergelkalk“: *Eugonophyllum johnsoni* KONISHI & WRAY, *Epimastopora* sp., *Pseudoepimastopora* sp.; „4 m Pseudoschwagerinenkalk“: *Eugonophyllum johnsoni* KONISHI & WRAY, *Anthracoporella vicina* KOCHANSKY & HERAK, *Pseudovermiporella sodalica* ELLIOTT.

Tabelle 5. Algen und Mikroproblematika aus den Rattendorfer Schichten und aus dem Trogkofel-Kalk der Karnischen Alpen.

	UPK	GB	OPK	TK
Rotalgen				
Solenoporaceae				
<i>Eolithoporella</i> n. sp. A. HOMANN	x			
<i>Solenopora</i> cf. <i>S. texana</i> JOHNSON			x	
Ungdarellaceae				
<i>Ungdarella uralica</i> MASLOV	x		x	x

Gymnocodiaceae				
<i>Gymnocodium bellarophontis</i> (ROTHPLETZ)				
<i>Gymnocodium</i> cf. <i>G. gracilis</i> KORDE	x			
<i>Permocalculus</i> cf. <i>P. tenellus</i> (PIA)	x		x	
<i>Permocalculus</i> sp.				
Rotalgen incertae sedis				
<i>Archaeolithophyllum missouriense</i> JOHNSON	x			
<i>Archaeolithophyllum</i> sp.	x			x
<i>Cuneiphycus johnsoni</i> FLÜGEL	x	x		x
<i>Komia</i> sp.	x			
<i>Lithostroma oklahomaense</i> MAMAY	x			
Grünalgen				
Codiaceae				
<i>Anchicodium magnum</i> ENDO	x			
<i>Anchicodium plumosum</i> JOHNSON				x
<i>Eugonophyllum johnsoni</i> KONISHI & WRAY	x	x	x	x
<i>Neoanchicodium catenoides</i> ENDO	x		x	
<i>Orthriosiphon</i> sp.	x			
Dasycladaceae				
<i>Anthracoporella spectabilis</i> PIA	x	x	x	
<i>Anthracoporella vicina</i> KOCHANSKY & HERAK		x	x	
<i>Atractyliopsis carnica</i> FLÜGEL	x		x	
<i>Diplopora pusilla</i> KOCHANSKY & HERAK			x	
<i>Epimastopora alpina</i> KOCHANSKY & HERAK	x	x	x	
<i>Epimastopora hunzaensis</i> ZANIN BURI	?		x	
<i>Epimastopora japonica</i> ENDO	?		x	
<i>Epimastopora kanumai</i> ENDO	x			
<i>Epimastopora</i> cf. <i>E. ketini</i> BILGÜTAY	x			
<i>Epimastopora</i> cf. <i>E. minima</i> ELLIOTT				x
<i>Epimastopora piae</i> BILGÜTAY	x		x	
<i>Epimastopora</i> cf. <i>E. yoshimurai</i> KONISHI			x	
<i>Goniolinopsis</i> sp.	?			
<i>Gyroporella</i> cf. <i>G. nipponica</i> ENDO				x
<i>Gyroporella symetrica</i> JOHNSON	x		x	
<i>Gyroporella</i> sp.				?
<i>Macroporella maxima</i> ENDO	x			
<i>Mizzia cornuta</i> KOCHANSKY & HERAK	x		x	
<i>Mizzia velebitana</i> SCHUBERT	x			
<i>Mizzia yabei</i> KARPINSKY	x			
<i>Physoporella ovata</i> ENDO	x			
<i>Pseudoepimastopora likana</i> KOCHANSKY & HERAK	x		x	
<i>Pseudoepimastopora</i> sp.		x		
<i>Vermiporella nipponica</i> ENDO			x	x
Blau-Grün-Algen				
Porostromata				
<i>Girvanella</i> cf. <i>G. ducii</i> WETHERED		x		
<i>Girvanella</i> cf. <i>G. magna</i> JOHNSON	x			
<i>Girvanella permica</i> PIA	x			x
<i>Girvanella</i> cf. <i>G. texana</i> JOHNSON	x			
<i>Osagia</i> sp.	x			
Spongiostromata				
Stromatolithen Typ LLH-S/LL-H-C				x
Stromatolithen Typ SS-C/LLH-C				x
Mikroproblematika				
<i>Aeolisaccus</i> cf. <i>A. dunningtoni</i> ELLIOTT			x	x
<i>Hikorocodium carinthiacum</i> FLÜGEL ²				x

<i>Hikorocodium eleganta</i> ENDO				x
<i>Pseudovermiporella sodalica</i> ELLIOTT		x		
<i>Tubiphytes obscures</i> MASLOV	x		x	x

Über die Intensität der Erforschung der Algen-Floren der einzelnen Schichtgruppen unterrichten folgende Zahlen:

Zahl der untersuchten Schiffe: UPK ca. 800, GB ca. 40, OPK ca. 280, TK ca. 150. Schiffe mit Algen: UPK 71%, GB 15%, OPK ca. 70%, TK ca. 60%. Schiffe mit spezifisch bestimmbar Algen: UPK 57%, GB 12%, OPK 60%, TK ca. 40%. Zahl der Gattungen: UPK 24, GB 7, OPK 19, TK 7. Zahl der Arten: UPK 35, GB 7, OPK 27, TK 8.

Die Frage nach dem stratigraphischen Wert der Algen kann noch nicht endgültig beantwortet werden:

Innerhalb der Rattendorfer Schichten scheint eine relativ homogene Flora aufzutreten, wobei viele Arten bereits im Ober-Karbon zu finden sind (58% der Arten aus den UPK, 33% aus den OPK). Die Flora der Trogkofel-Kalke ist auffallend artenarm und ist durch das Hervortreten von Stromatolithen und Mikroproblematika wie *Tubiphytes* und *Hikorocodium* sehr deutlich von der Flora der OPK unterschieden.

Trotz vieler langlebiger Arten besitzt die Flora der Rattendorfer Schichten durch die Vergesellschaftung von Rotalgen + phylloide Algen (*Anchicodium*, *Eugonophyllum* u. a.) + Epimastoporen einen charakteristischen oberkarbonisch-unterpermischen Habitus (vgl. KONISHI 1960). Die Flora des Trogkofel-Kalkes der Typuslokalität ist wenig charakteristisch; die Algen drücken hier weniger eine Zeitmarke als ein bestimmtes Fazies-Muster aus.

Von besonderem Interesse ist das häufige Vorkommen von Mizzien in den UPK: *Mizzia velebitana* SCHUBERT und *Mizzia yabei* KARBINSKI wurden bisher fest ausschließlich aus dem mittleren und oberen Perm (Artinsk bis unteres Tatar) beschrieben. *Mizzia cornuta* KOCHANESKY & HERAK war bereits aus den Rattendorfer Schichten von Jugoslawien bekannt. Die beiden erstgenannten Arten treten im Gesamtprofil der UPK in den Karnischen Alpen ab dem Sedimentationszyklus II (erstmalig etwa 65 m über der konventionellen Karbon/Perm-Grenze) auf.

² Wie die Bearbeitung einer mittelpermischen Algen-Flora aus Westanatolien durch Herrn cand. geol. AKMAN CAKIROGLU (Darmstadt) zeigt, dürfte die als *Hikorocodium carinthiacum* beschriebene Form zu *Tubiphytes* MASLOV zu stellen sein und nach den quantitativen Daten wahrscheinlich innerhalb der Variationsbreite von *Tubiphytes obscurus* MASLOV liegen.

Die wesentliche Bedeutung der Algen liegt in ihrem Wert als Fazies-Indikatoren:

In den Rattendorfer Schichten und im Trogkofel-Kalk treten charakteristische Algen-Häufungen auf, die bei einem Vergleich mit ähnlichen Vorkommen im Ober-Karbon und Unter-Perm außerhalb der Karnischen Alpen Hinweise auf das Vorhandensein von speziellen „Fazies-Mustern“ zu geben vermögen. Es sind dies insbesondere die phylloiden Algen, die Epimastoporen-Mizzien-Vergesellschaftung, die Girvanellen-Onkoide (früher in der regionalen Literatur neutral als „Großoolithe“ bezeichnet) und die Stromatolithen-*Tubiphytes-Hikorocodium*-Vergesellschaftung.

(a) Phylloide Algen: Unter dem Namen phylloide Algen wurden von PRAY & WRAY (1963, S. 209) blattförmig ausgebildete oberkarbonische und unterpermische Algen zusammengefaßt, die verschiedenen Gattungen und Algen-Gruppen angehören (*Anchicodium*, *Eugonophyllum*, *Ivanovia*, *Archaeolithophyllum* u. a.); der Name bezieht sich lediglich auf die Gestalt der Thalli und nicht auf die mutmaßliche Wuchsform (aufrecht wachsend oder flach inkrustiert). Kalke mit phylloiden Algen bilden im Paradox Basin (Colorado Plateau, USA) die wichtigsten Speichergesteine für ausgedehnte Erdölagerstätten (siehe BASS & SHARPS 1963).

In den Karnischen Alpen sind phylloide Algen durch die Gattungen *Anchicodium*, *Eugonophyllum*, *Archaeolithophyllum*, *Eolithoporella* und *Lithostroma* vertreten; quantitativ am bedeutendsten sind *Anchicodium* und *Eugonophyllum*. Diese beiden Gattungen finden sich teilweise zusammen mit weitgehend umkristallisierten phylloiden Rotalgen vom Typ *Archaeolithophyllum* in den UPK und OPK sowie im tiefsten Teil des Trogkofel-Kalkes in gesteinsbildender Häufigkeit. Auch im Typusprofil der Grenzland-Bänke am Rattendorfer Sattel wurde *Eugonophyllum* beobachtet (vgl. S 55).

Betrachtet man die Häufigkeit der phylloiden Algen in dem von W. HOMANN (1968) untersuchten Zyklus II des Profiles B aus der Ostwand der Treßdorfer Höhe (UPK), so ist zu erkennen, daß die absoluten Maxima am Beginn der transgressiven und am Ende der regressiven Phase des Sedimentationszyklus liegen. Dies läßt sich am ehesten auf gleichartige bathymetrische Bedingungen zu diesen Zeiten zurückführen. ELIAS (1963) hat darauf hingewiesen, daß phylloide Algen vermutlich nicht im Stande waren, ihren Lebensraum unter Kontrolle zu halten, sondern daß das Aufblühen dieser Algengruppen mit den durch die submarine Topographie, Bathymetrie und anderen Faktoren verknüpften vorgegebenen Bedingungen zusammenhing (Stenökie).

Bei einem Vergleich mit den von ELIAS (1963) und PRAY & WRAY (1963) beschriebenen Verhältnissen fällt auf, daß die phyl-

loiden Algen im Paradox Basin offenbar in der Lage waren, hügel-förmige Strukturen (mound-like structures) aufzubauen, wobei die Kombination von inkrustierten Foraminiferen und sedimentfangenden Algen wirksam geworden sein dürfte. In den UPK ist die gesteins-bildende Häufigkeit von phylloiden Algen an gebankte Kalke gebun-den, die bei einem lateralen Vergleich der 12 untersuchten Profile keine auffallenden Mächtigkeitsunterschiede erkennen lassen. Trotzdem entspricht das von ELIAS (1963, S. 188) gegebene Sedimentations-schema mit einer Ausnahme den Verhältnissen in den UPK:

Im Ober-Karbon der Four Corners Area (Grenzgebiet Utah, Co-lorado, Arizona, New Mexico) beginnt die transgressive Phase mit der Sedimentation von Quarz-Sanden, die von Ton-Schlamm über-deckt werden (Unterschied zu den UPK! Die Ton-Komponente in den UPK ist verschwindend gering). Darüber wird Kalk-Schlamm abge-lagert, der im Kulminationsbereich der Transgression als Pellets-Kalk-schlamm entwickelt ist; dieses Sediment ist im Bereich von Untiefen geringmächtig entwickelt. Zwischen den Untiefen wurde Kalkschlamm mit Fusuliniden abgesetzt. Auf den Untiefen (shoals) beginnt nun die Hauptentwicklung der phylloiden Algen, welche als Sediment-Fänger wirkten. Die regressiv Phase beginnt mit einer Überschüttung der Algen-Wiesen durch Pellets-Kalkschlamm und setzt sich dann bei zu-nehmender Einschnürung des Sedimentationsbeckens bis zur Bildung von Evaporiten fort. In den UPK treten die phylloiden Algen noch am Beginn der regressiven Phase auf; dieser Umstand und das Fehlen von Evaporiten spricht dafür, daß die Regression innerhalb der UPK nicht in erster Linie durch Becken-Abschnürungen ausgelöst wurde, sondern durch Oszillationen der Sedimentationsbasis (vgl. S. 42).

Die von E. FLÜGEL (1966, S. 66) beschriebene „Coenozone mit *Eugonophyllum*“ wurde auf Grund ihrer Position im Profil C südlich des Trogkofels als tiefer Trogkofel-Kalk betrachtet. Diese Einstufung ist nach der Feststellung von gesteinsbildenden phylloiden Algen in den OPK der Tröpolacher Alm (vgl. S. 55) zu überprüfen.

(b) Epimastoporen-Mizzien-Vergesellschaftung: Eine Häufung von Arten der Gattungen *Epimastopora*, *Miz-zia*, *Atractyliopsis* und *Gyroporella* ist aus verschiedenen Abschnitten des Perms bekannt. In den Karnischen Alpen findet sich diese Ver-gesellschaftung in den UPK nach W. HOMANN (1968) im Kulmina-tionsbereich der transgressiven Phase zusammen mit Bryozoen, Fusu-liniden und bellerophontiden Gastropoden; in den OPK tritt diese Vergesellschaftung nach E. FLÜGEL (1966) in der „Coenozone mit Algen“ teilweise zusammen mit Girvanellen-Onkoiden auf, was auf Ablagerungen des küstennahen Gezeiten-Bereiches hinweisen würde. Hier sind weitere Untersuchungen notwendig, insbesondere auch Ver-gleiche mit den von den jugoslawischen und japanischen Autoren be-

schriebenen mittelpermischen Algen-Floren und deren mutmaßlichen Ablagerungsbereichen.

(c) *Girvanellen-Onkoide*: Während die *Girvanellen* in den UPK und GB meist in kleinen Aggregaten und selten in Knollen auftreten, finden sich in den OPK relativ häufig schwarze gebankte Kalke mit Anhäufungen von *Girvanellen-Onkoiden*, deren größerer Durchmesser zwischen 2 und etwa 25 mm (Häufigkeitsmaximum 3–10 mm) schwankt.

Im Profil B am Osthang des Zweikofels wurde auf den Schichtflächen von zwei Kalkbänken, mit zahlreichen Onkoiden die Richtung der größeren Knollen-Durchmesser eingemessen, wobei jeweils 100 Onkoide berücksichtigt wurden. Die Meßwerte zeigen eine breite Streuung, jedoch liegen die absoluten Maxima beider Bänke zwischen 60 und 90 Grad, was einer Einregelung der Onkoide etwa parallel zum Streichen der Bänke bedeuten würde.

Betrachtet man die Häufigkeit der Onkoide und der übrigen Biogene in einem Meßfeld von 0,5 m², so ergeben sich folgende Werte: 1690 *Girvanellen-Onkoide*, 44 freie *Fusuliniden*, 34 umkrustete *Fusuliniden*, 1 freier *Gastropode*, 29 umkrustete *Gastropoden*, 4 freie *Crinoiden-Reste*, 24 umkrustete *Crinoiden-Reste* = zusammen 1826 Biogene. Die starke Umkrustung der Biogene kommt auch in den Schriffen zum Ausdruck, wo insbesondere bei *Crinoiden* die Anbohrung der *Echinodermen-Reste* durch *Girvanellen* und die damit verbundene Bildung eines Mikrit-Saumes um die Biogene zu beachten ist (KLEMENT & TOOMEY 1967). Diese Anbohrung zusammen mit der kugelförmigen Gestalt der Algen-Knollen könnte für Ablagerung in bewegtem Flachwasser (nicht tiefer als 50 m) sprechen. Da *Stromatolithen* in den OPK fehlen, wird man an den küstennahen Gezeiten-Bereich denken.

(d) *Stromatolithen-Tubiphytes-Hikorocodium-Vergesellschaftung*: Während das Mikroproblematikum *Tubiphytes* MASLOV in den Karnischen Alpen bereits in den UPK auftritt, findet sich die Vergesellschaftung von *Tubiphytes* mit *Hikorocodium* und insbesondere mit flach ausgebreiteten oder kugelförmigen *Stromatolithen* nur im Trogkofel-Kalk (E. FLÜGEL 1966). Auch hier liegt bei einem Vergleich mit rezenten Verhältnissen die Deutung als Gezeiten-Bereich nahe, wobei jedoch bedacht werden muß, daß das Auftreten von *Dolomit-Laminiten* in den TK unter Umständen auch für den Spritz- und Spülwasser-Bereich sprechen könnte. Auf jeden Fall muß festgehalten werden, daß sowohl *Sediment-Texturen* als auch die bisher bekannte spärliche Algen-Flora der Trogkofel-Kalke für einen Ablagerungsbereich sprechen, der sich wesentlich von dem der Rattendorfer Schichten unterscheidet.

Elektronenoptische Untersuchungen an Algen-Mikriten

Das häufige Vorkommen von Algen mit deutlichen Strukturen in den UPK und OPK unterstützt die Hypothese, daß ein Großteil der als Mikrit vorliegenden Grundmasse der Kalke als „Algen-Mikrit“ sedimentiert wurde, wobei Abrasionsschutt von Algen-Thalli (algal dust), durch die Bohrtätigkeit von einfachen Algen erzeugter Mikrit (BATHURST 1966) oder aber im Zusammenhang mit der Photosynthese der Algen biochemisch gefällter Mikrit in Frage kommen (E. FLÜGEL 1967).

Aufnahmen am Elektronenmikroskop (Ch. GREGOIRE, Liège) und am Scanning Raster-Mikroskop (W. BLASCHKE, Münster i. W. und G. FLAJS, Bonn) zeigen, daß der Mikrit der Grundmasse und der Onkoide in den OPK auffallend ungleichkörnig entwickelt ist, wobei Korngrößen-Maxima zwischen 1–2 und 5–9 Mikron auftreten. Ähnliche Korngrößen-Unterschiede sind aus unterdevonischen Algen-Mikriten bekannt, während die Körner in Stromatolithen-Lagen aus dem Unter-Karbon weit unter der Mikrit-„Grenze“ von 4 Mikron liegen (E. FLÜGEL, H. E. FRANZ & W. F. OTT 1968). Die Textur von Mikritpartien aus Girvanellen-führenden Onkoiden erscheint in elektronenmikroskopischen Aufnahmen hypidiotopisch, in Aufnahmen mit Hilfe des Scanning Mikroskopes xenotopisch. Letzteres dürfte der Wirklichkeit näher kommen, da Aufnahmen von geschnittenen und geätzten Onkoiden amoeboides Gefüge zeigen, wie sie durch frühdiagenetische Anlösung und Verkittung der Körner erzeugt werden können.

Die Grenze zwischen den biogenen Kernen der Algen-Onkoide und der Mikrit-Umhüllung war in den bisher vorliegenden Aufnahmen nur schwer zu fassen. In einigen Fällen sind anscheinend die größeren Sparit-Körner des Kernes durch eine dünne Ton-Lage von den unregelmäßigen Mikrit-Körnern der Umhüllung getrennt.

Sowohl in elektronenmikroskopischen Aufnahmen als auch in Aufnahmen mit Hilfe des Scanning Mikroskopes fanden sich bis zu 5 μ lange und etwa 0,2 μ breite „Nadeln“, welche möglicherweise als Bauelemente von Codiaceen gedeutet werden können (siehe STOCKMAN et al. 1967).

Von besonderem Interesse ist das Gefüge der in sparitischen Algen-Kalken der OPK häufigen bis zu 100 μ großen Pellets, die bei Berücksichtigung der von WOLF (1965) herausgearbeiteten Übergänge zwischen strukturbietenden Algen-Resten und strukturlosen Algen-Resten als Algen-Pellets gedeutet werden können: Die elektronenmikroskopischen Aufnahmen zeigen im Umriß wechselnde Pellets, die sich bei einem mittleren Gesamtdurchmesser von etwa 80 μ aus durchschnittlich 2 μ großen, euhedralen Körnern aufbauen. Eine Pellet-Bruchfläche zeigt 12 bis 18 Körner. Die an der Grenze zum umgebenden Sparit liegenden Körner sind abgerundet.

Morphologisch sehr ähnliche, jedoch bedeutend kleinere Pellets (Gesamtdurchmesser etwa 5μ , Korngröße $0,20$ bis $1,00 \mu$) finden sich in Cephalopoden-Kalken (Hallstätter Kalk, E. FLÜGEL et al. 1968); es ist daher schwierig, den submikroskopischen Bau der Pellets für Aussagen über die Genese heranzuziehen.

Schl u ß w o r t

Die hier skizzierten Untersuchungen haben uns dem Ziel einer Fazies-Analyse des Perms in den Karnischen Alpen ein Stück näher gebracht. Die derzeit laufenden Arbeiten wurden zwischen dem Verfasser, W. HOMANN und W. F. OTT wie folgt aufgeteilt:

Aufnahme von lithofaziellen Profilen in den Grenzland-Bänken und in den Oberen Pseudoschwagerinen-Kalken sowie paläontologische Bearbeitung der Conodonten, Fusuliniden, Algen und Korallen der Rattendorfer Schichten (W. HOMANN); Bearbeitung einiger Kleinforaminiferen aus den Rattendorfer Schichten (E. FLÜGEL); Sedimentologische Untersuchungen in den Rattendorfer Schichten und im Trogkofel-Kalk (E. FLÜGEL und W. F. OTT). Die Herren Dr. W. BAUSCH (Erlangen) und Doz. Dr. W. ERNST (Tübingen) haben sich in freundlicher Weise bereit erklärt, die geochemischen Untersuchungen fortzuführen.

L i t e r a t u r

- BALL, M. M. (1967): Carbonate Sand Bodies of Florida and the Bahamas. — *J. Sed. Petrol.*, **37**, 2, 556—591, 40 Abb., Tulsa.
- BASS, R. O. & SHARPS, S. L. (1963), Herausgeber: A Symposium. Shelf Carbonates of the Paradox Basin. — *Four Corners Geol. Soc.*, Fourth Field Conference, 273 S., Durango/Colorado.
- BATHURST, R. G. C. (1966): Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. — *J. Geol.*, **5**, 15—32, 3 Taf., 1 Abb., 4 Tab., Liverpool.
- DUFF, P. McL. D., HALLAM, A. & WALTON, E. K. (1967): Cyclic Sedimentation. — *Developments Sedimentology*, **10**, 280 S., 91 Abb., Amsterdam — London — New York (Elsevier).
- ELIAS, G. K. (1963): Habitat of Pennsylvanian Algal Bioherms, Four Corners Area. — In BASS, R. O. & SHARPS, S. L.: A Symposium. Shelf Carbonates of the Paradox Basin, 185—203, 13 Abb., Durango/Colorado.
- ELTGEN, H. (1966): Quantitative biofazielle Untersuchungen an Kalken. — Diss. TH Clausthal, 187 S., Clausthal (Photodruck).
- ERNST, W. (1965): Stratigraphisch-fazielle Identifizierung von Sedimenten auf chemisch-geologischem Wege. — *Geol. Rundschau*, **55**, 21—29, 3 Abb., Stuttgart.
- FABRICIUS, F. (1967): Die Rät- und Lias-Oolithe der nordwestlichen Kalkalpen. — *Geol. Rundschau*, **56**, 140—170, 2 Taf., 10 Abb., 2 Tab., Stuttgart.

- FELSER, K. & KÄHLER, F. (1963): Die Geologie der Rattendorfer Alm (Karnische Alpen). — Carinthia II, 153 (73), 72—90, 1 Abb., Klagenfurt.
- FLÜGEL, E. (1966): Algen aus dem Perm der Karnischen Alpen — Carinthia II, Sonderheft, 25, 76 S., 11 Taf., 15 Abb., Klagenfurt.
- (1967): Elektronenmikroskopische Untersuchungen an mikritischen Kalken. — Geol. Rundschau, 56, 341—358, 2 Taf., 3 Abb., Stuttgart.
 - & FLÜGEL-KÄHLER, E. (1963): Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffee der nördlichen Kalkalpen (Sauwand bei Gußwerk, Steiermark, Österreich). — Mitt. Mus. Bergbau, Geol., Technik, Landesmus. „Joanneum“, 24, Jg. 1962, 129 S., 10 Taf., 11 Abb., 19 Tab., Graz.
 - , FRANZ, H. & OTT, W. F. (1968): Review on Electron Microscope Studies of Limestones. — In FRIEDMAN G. M. & MÜLLER, G.: Recent Developments Carbonate Research in Central Europe, a Symposium. Heidelberg—New York (Springer).
- FOLK, R. L. (1959): Practical Petrographical Classification of Limestones. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 43, 1—38, 41 Abb., Tulsa.
- (1961): Petrology of Sedimentary Rocks. — 154 S., Austin (Univ. Texas).
 - (1965): Some Aspects of Recrystallization in Ancient Limestones. — Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ. 13, 14—48, 14 Abb., Tulsa.
- HERITSCH, F., KÄHLER, F. & METZ, K. (1933): Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 26, 162—190, Wien.
- HOMANN, W. (1968): Fazielle Gliederung der Unteren Pseudoschwagerinenkalke (Unter-Perm) in den Karnischen Alpen. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1968, Stuttgart 1968.
- KAHLER, F. (1962 a): Stratigraphische Vergleiche im Karbon und Perm mit Hilfe der Fusuliniden. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 54, Jg. 1961, 147—161, 1 Abb., 2 Tab., Wien.
- (1962 b): Entwicklungsräume und Wanderwege der Fusuliniden am eurasiatischen Kontinent. — Geol., 4, 2, 178—818, 4 Abb., Berlin.
 - & KÄHLER, G. (1937): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Oberkarbon und Perm der Karnischen Alpen. — C. R. Congr. Strat. Carbonifère, Heerlen 1935, 445—487, Taf. 59—62, 3 Tab., 1 Abb., Maastricht.
 - & PREY, S. (1959): Geologische Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen, 1 : 25 000. — Wien (Geol. Bundesanst.).
 - & — (1963): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. — 116 S., 5 Taf., 26 Abb., 3 Tab., Wien (Geol. Bundesanst.).
- KELLEY, V. C. (1956): Thickness of strata. — J. Sed. Petrol., 26, 289 bis 300, Tulsa.
- KLEMENT, K. W. & TOOMEY, D. F. (1967): Role of the Blue-Green-Alga *Girvanella* in Skeletal Grain Destruction and Lime-Mud Formation in the Lower Ordovician of West Texas. — J. Sed. Petrol., 37, 4, 1045—1051, 7 Abb., Tulsa.
- KONISHI, K. (1960): A prominent marine floral change during the Permo-Carboniferous. — Rep. Internat. Geol. Congr., XXI Sess., Norden, 22, 36—38, 1 Abb., Copenhagen.

- KREJCI-GRAF, K. (1964): Geochemical Diagnosis of Facies. — Proc. Yorkshire Geol. Soc., 34, 4, No. 23, 469—521, 1 Abb., 6 Tab., Leeds.
- , KLEIN, K., KREHER, A., ROSSWURM, H. & WENZEL, G. (1965): Versuche zur geochemischen Fazies-Diagnostik. — Chemie der Erde, 24, 2, 115—146, 22 Tab., Jena.
- LACEY, J. E. & CAROZZI, A. V. (1967): Critères de distinction entre oolithes autochthones et allochthones. Application au calcaire de Sainte-Geneviève (Viseén) de l'Illinois (U. S. A.). — Bull. Centre Rech. Pau — SNPA, 1, 2, 279—313, 13 Abb., 4 Taf., Pau.
- LANDERGREN, S. & MANHEIM, F. T. (1963): Über die Abhängigkeit der Verteilung von Schwermetallen von der Fazies. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., 10, 173—192, 10 Abb., 6 Tab., Krefeld.
- LAPORTE, L. F. (1967): Carbonate Deposition near Mean Sea-Level and resultant Facies Mosaic: Manlius Formation (Lower Devonian) of New York State. — Bull. Amer. Ass. Petrol., 51, 1, 73—101, 34 Abb., 3 Tab., Tulsa.
- MERRIAM, D. F. (1964), Herausgeber: Symposium on Cyclic Sedimentation. — Geol. Surv. Kansas, Bull. 169/1, 169/2, 636 S., Lawrence.
- MOORE, R. C. (1964): Paleocological Aspects of Kansas Pennsylvanian and Permian Cyclothems. — In MERRIAM, D. F.: Symposium on Cyclic Sedimentation, Geol. Surv. Kansas Bull., 169/1, 287—380, 45 + 8 Abb., Lawrence.
- PASINI, M. (1963): Alcuni Fusulinida del Monte Auernig e loro significato stratigrafico. — Riv. Ital. Paleont. Strat., 69, 3, 337—382, Taf. 21—26, Milano.
- PRAY, L. C. & WRAY, J. L. (1963): Porous Algal Facies (Pennsylvanian), Honaker Trail, San Juan Canyon, Utah. — In BASS, R. O. & SHARPS, S. L.: A Symposium. Shelf Carbonates of the Paradox Basin, 204—234, 4 Taf., 12 Abb., Durango/Colorado.
- RÁCS, L. (1965): Carboniferous Calcareous Algae and Their Associations in the San Emiliano and Lois-Ciguera Formations (Prov. Leon, NW Spain). — Leidse Geol. Meded., 31, 1—112, 13 Taf., 26 Abb., 2 Karten, Leiden.
- ROSS, Ch. A. (1967): Stratigraphy and Depositional History of the Gap-tank Formation (Pennsylvanian), West Texas. — Geol. Soc. Amer. Bull., 78, 369—384, 4 Taf., 4 Abb., New York.
- SCHROLL, E. (1967): Über den Wert geochemischer Analysen bei stratigraphischen und lithologischen Untersuchungen von Sedimentgesteinen am Beispiel ausgewählter Profile der ostalpinen Trias. — Geol. Sbornik, 18, 2, 315—330, 9 Abb., 3 Tab., Bratislava.
- SMYKATZ—KLOSS, W. (1966): Sedimentspetrographische und geochemische Untersuchungen an Karbonatgesteinen des Zechsteins. Teil II. Spezieller Teil. — Contr. Min. Petrol., 13 232—268, 19 Abb., 11 Tab., Heidelberg.
- STAUFFER, K. W. (1962): Quantitative petrographic study of Paleozoic Carbonate rocks, Caballo Mountains, New Mexico. — J. Sed. Petrol., 32, 3, 357—396, 38 Abb., Tulsa.
- STOCKMAN, K. W., GINSBURG, R. N. & SHINN, E. A. (1967): The Production of Lime Mud by Algae in South Florida. — J. Sed. Petrol., 37, 2, 633—648, 14 Abb., Tulsa.
- TERRIERE, R. T. (1963): Petrography and Environmental Analysis of Some Pennsylvanian Limestones from Central Texas. — Geol. Surv. Prof. Paper, 315—E, 79—126, Taf. 31—38, Abb. 13—35, Washington.

- TOWE, K. M. (1963): Paleogeographic Significance of Quartz Clasticity Measurements. — J. Geol., 71, 6, 790—793, 2 Abb., Chicago.
- VALENTINE, J. W. & PEDDICORD, R. G. (1967): Evaluation of Fossil Assemblages by Cluster Analysis. — J. Paleont., 42, 2, 502—507, 3 Abb., Menasha.
- VINOGRADOV, A. P. (1957): Variation in the chemical composition of carbonate rocks of Russian Platform. — Geochim. Cosmochim. Acta, 12, 273—276, London.
- WOLF, K. H. (1965): Gradational Sedimentary Products of Calcareous Algae. — Sedimentology, 5, 1—37, 25 Abb., 4 Tab., Amsterdam.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Erik Flügel, Geol.-Paläont. Institut, Technische Hochschule, Roßdörfer Straße 140, D-61 Darmstadt, Bundesrepublik Deutschland.

Geomorphologisch-hydrogeologische und speläologische Untersuchungen im Gebiet der Rattendorfer Alpe (Karnische Alpen, Österreich)

Von Wolfgang HOMANN, Darmstadt

Mit 2 Abbildungen und 3 Tabellen

Zusammenfassung:

In einer geomorphologischen Analyse des Untersuchungsgebietes werden die glazialen und postglazialen Oberflächenbildungen diskutiert. Untersuchungen in der Karstenklave des Schulter-Hüttenkofel-Gebietes ergeben ein hoch- bis periglaziales Alter für den Hauptvorgang der Verkarstung.

Durch hydrogeologische Messungen werden Entwässerungsverhältnisse, Schüttungsmengen und Abflußpenden der untersuchten Gewässer für den Zeitraum der zweiten Septemberhälfte 1967 ermittelt.

Die Beschaffenheit der Gewässer wird mittels chemischer und physikalischer Methoden untersucht.

Anlage und tektonische Zusammenhänge des Hüttenkofel-Höhle systems werden eingehend beschrieben; von den begehbaren Höhlenabschnitten wurden Grund-, Längs- und Profilrisse aufgenommen.

Einleitung:

Im Rahmen einer Diplomarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Erik FLÜGEL (Geol.-Paläont. Institut TH Darmstadt) wurden die Gebiete der Treßdorfer Höhe und der Rattendorfer Alpe geologisch kartiert.