

Carinthia II	180./100. Jahrgang	S. 603–631	Klagenfurt 1990
--------------	--------------------	------------	-----------------

Sedimentologische Untersuchungen der Raibler Schichten (Karn) in den Nordkarawanken/Kärnten

Von Christian KISTEN, Jochen KUSS und Frits HENDRIKS, Berlin

Mit 6 Abbildungen und 1 Tabelle im Text

Zusammenfassung: Die zyklischen karbonatisch/siliklastischen Wechselfolgen der Raibler Schichten konnten nur in Teilabschnitten erfaßt werden. Die Profile setzen innerhalb der karbonatischen Serien ein, mit oolithischen und onkolithischen Pack-/Grainstones an der Basis; lokal treten peloidische Wackestones hinzu. Im Hangenden folgen Algen-Foraminiferen-Bindstones, die den Wechsel der karbonatischen zur siliziklastischen Sedimentation markieren. Letztere ist durch Schieferthonhorizonte charakterisiert, in die einzelne bioklastische Wacke-/Pack-/Grainstones und Mudstones eingeschaltet sein können. Vom Liegenden zum Hangenden der Profile wird generell eine Verlagerung von sub- bis intertidalen bis zu tieferen subtidalen Faziesbereichen dokumentiert. Diese Entwicklung geht mit einer prägnanten Zunahme der Foraminiferenvielfalt einher. In den untersuchten Proben treten die Tonminerale Kaolinit, Illit, (10–14 Sm)-Wechsellagerungsminerale und Chlorit auf. Kaolinit, Illit und Wechsellagerungen zwischen Illit und Smektit sind Tonminerale festländischen Ursprungs und gelangten durch fluviatile Zufuhr in den Sedimentationsraum. Schwankungen in den Anteilen dieser Tonminerale sind auf hydrodynamische Vorgänge im Sedimentationsraum zurückzuführen. Das Klima dürfte sich daher während des Karns nur unwesentlich verändert haben. Die Vorkommen von Chlorit sind auf die siliziklastischen Serien beschränkt und werden auf diagenetische Prozesse zurückgeführt.

EINLEITUNG

Die Raibler Schichten der Nordkarawanken stellen mit ihrem mehrmaligen Wechsel von karbonatischen und siliziklastischen Sedimenten ein markantes Schichtglied in der sonst weitgehend karbonatisch ausgebildeten alpinen Mittel- und Obertrias dar (Abb. 1). Generell können drei Zyklen unterschieden werden, die jeweils mit einer karbonatisch-evaporitischen Abfolge beginnen und über die Schieferthone wieder zu einer karbonatisch-evaporitischen Abfolge führen. Die siliziklastischen Sedimente werden vom Liegenden zum Hangenden als Erster, Zweiter und Dritter Schieferthonhorizont, die karbonatischen Abfolgen entsprechend als Erste, Zweite und Dritte Karbonatserie bezeichnet.

Das Normalprofil der Raibler Schichten, mit einer Gliederung in drei klastische und karbonatische Serien, wurde erstmals von HOLLER (1951)

erstellt. In den karnischen Abfolgen des Drauzuges untersuchte KRAUS (1969) vor allem die klastischen Sedimente, während die Bearbeitung der Karbonate in Profilen der Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten von KRAINER (1985) und HAGEMASTER (1988) durchgeführt wurden. Aus den Nordkarawanken liegen lediglich Profilbeschreibungen von HOLZER et al. (1979) vor. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden daher gezielt in den Nordkarawanken detaillierte Profile aufgenommen und nach mikro-faziell-sedimentologischen und tongeologischen Kriterien untersucht (Abb. 2).

Den Beschreibungen der Einzelaufschlüsse soll ein Normalprofil, gültig für den gesamten Drauzug, nach Literaturangaben und eigenen Beobachtungen vorangestellt werden. Die Raibler Schichten setzen im mittleren Karn (Jul) mit der Sedimentation einer pyritiserten, fossilreichen Onkoidbank, dem „Kiesonkolith“, ein. Unmittelbar über dieser Bank folgt der meist tonig-sandig ausgebildete 1. Schieferthonhorizont. In seinem mittleren Abschnitt kann eine Cephalopoden- und Lamellibranchiaten-reiche Lage, der sogenannte „opalisierende Muschelmarmor“, auftreten. Eine Sandsteinbank mit eingeschwemmten Ooiden leitet zur 1. Karbonatserie

TRIAS	RHÄT	Kössener Schichten
	NOR	Plattenkalk Hauptdolomit
	KARN	Raibler Schichten
	LADIN	Wettersteinkalk
	ANIS	Alpiner Muschelkalk
	SKYTH	Werfener Schichten

Abb. 1:
Übersicht zur stratigraphischen Reichweite der Triasablagerungen in den Nordkarawanken.

über. Diese wird meist durch bituminöse Dolomite und Kalksteine aufgebaut. Örtlich sind helle, mürbe Dolomite und Rauhwacken ausgebildet. Die Serie wird durch eine fossilreiche Karbonatbank und einer darüber folgenden oolithischen Bank abgeschlossen. Der 2. Schieferthonhorizont ist etwas karbonatreicher als der erste und setzt sich aus dunklen Tonsteinen und glaukonitführenden, häufig schräggeschichteten Sandsteinen zusammen. Vereinzelt sind in den Sandsteinen Spuren der Gattung *Thalassinoides* anzutreffen. In der 2. Karbonatserie dominieren bankige bis plattige, dunkle Dolomite und Kalksteine. Lokal können wiederum zellige Dolomite und Rauhwacken entwickelt sein. Eine im Gelände sehr markante Onkoidbank, der sogenannte „Grobkololith“, bildet den Abschluß der Serie. Der 3. Schieferthonhorizont besteht aus karbonatreichen Tonsteinen, einzelnen Kalkbänken und Sandsteinen, die oft Pflanzenhäcksel enthalten. In den Sandsteinen sind häufig Bauten der Gattung *Diplocraterion* zu finden. Die Basis der 3. Karbonatserie wird durch eine fossilreiche Karbonatbank markiert. Darüber folgen meist plattige Kalksteine. Häufig sind jedoch auch Rauhwacken ausgebildet. Die „Basisbrekzie“ bildet das Hangende der Serie. Sie ermöglicht jedoch nur regional die Abgrenzung zum überlagernden Hauptdolomit und konnte in den untersuchten Profilen nicht nachgewiesen werden (vergl. BECHSTÄDT, 1978).

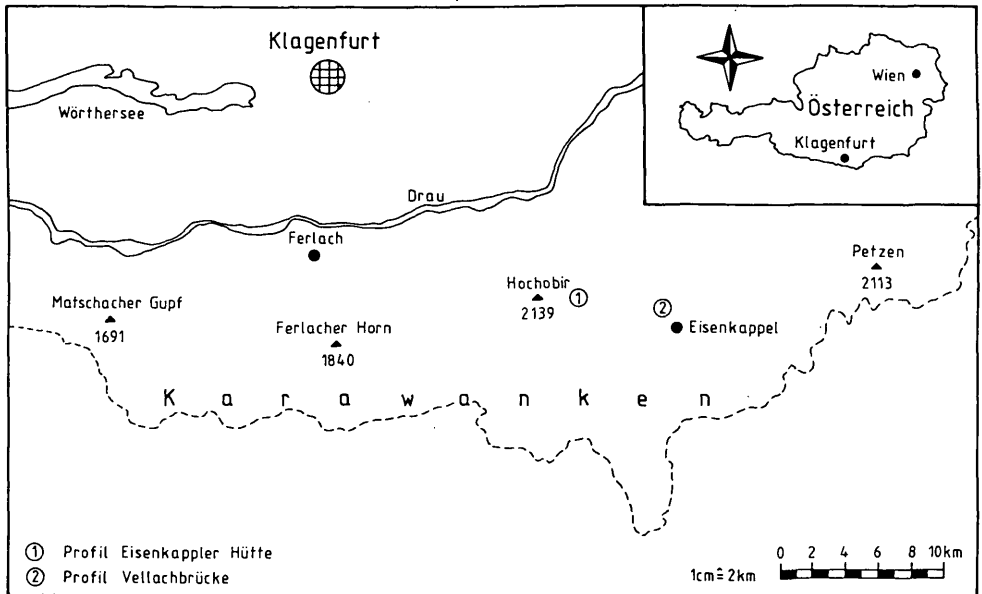


Abb. 2: Geographische Lage der bearbeiteten Profile Eisenkappler Hütte und Vellachbrücke in den Nordkarawanken.

BESCHREIBUNG DER SCHICHTENFOLGE IN DEN BEARBEITETEN PROFILEN

Ablagerungen der 1. Karbonatserie und des 1. Schieferthonhorizontes kommen im Untersuchungsgebiet nur lückenhaft vor. Der 2. Schieferthonhorizont ist im Profil Vellachbrücke gut aufgeschlossen (Abb. 3). Die 2. Karbonatserie, der 3. Schieferthonhorizont und die 3. Karbonatserie folgen im Profil Eisenkappler Hütte (Abb. 3).

Das Profil Vellachbrücke befindet sich zwischen Eisenkappel und Zauchen im Bachbett der Vellach nahe der alten Schmelzhütte (Abb. 2). Die West-Ost streichende Schichtenfolge fällt mit über 80° in nördliche Richtung ein und wurde bereits von KRAUS (1969) beschrieben, jedoch nicht nach sedimentologischen Kriterien hinreichend beprobt. Sie umfaßt Ablagerungen der 1. Karbonatserie (höchster Abschnitt) und des 2. Schieferthonhorizontes. Die Übergänge zum liegenden Wettersteinkalk und zum hangenden Hauptdolomit sind tektonisch gestört. Die Gesamtmächtigkeit der aufgeschlossenen Serien beträgt 30 Meter. Im Übergangsbereich von 1. Karbonatserie zu 2. Schieferthonhorizont treten bioklastenreiche Kalke, Oolithe und Onkolithe auf. Die biogenen Karbonate fallen durch ihren Reichtum an Lamellibranchiaten auf. Die oolithischen und onkolithischen Kalke sind häufig schräggeschichtet. Der Schieferthonhorizont wird von Tonsteinen, Mergeln und Sandsteinen gebildet. In den Schieferthonen sind zahlreiche, nur wenige Millimeter mächtige Sand- und Siltsteinlagen eingeschaltet. Die karbonatisch gebundenen Sandsteine sind stark bioturbat. In einer Sandsteinlage wurden mehrfach Spuren der Gattung *Thalassinoides* gefunden.

Das Profil Eisenkappler Hütte liegt an der Hochobirpalpenstraße an einer Straßenkehre östlich der Eisenkappler Hütte (Abb. 2). Es umfaßt Ablagerungen der 2. Karbonatserie und der 3. siliziklastisch-karbonatischen Wechselfolge. Der 1. Schieferthonhorizont und die 1. Karbonatserie sind nur unvollständig aufgeschlossen. Der Übergang zum hangenden Hauptdolomit ist tektonisch gestört. Die Gesamtmächtigkeit der beschriebenen Serien beträgt 90 Meter. Die 3. siliziklastische Serie weist eine Mächtigkeit von 25 Metern auf. Der Hauptteil der 2. Karbonatserie wird von Kalken und dolomitischen Kalken aufgebaut. Die lithologisch eintönigen, mikritischen Kalke sind häufig schwach bituminös. Besonders charakteristisch für die höchsten Schichten der 2. Karbonatserie ist eine onkolithische Lage, die durch ihren Fossilreichtum auffällt. Im Übergangsbereich zum 3. Schieferthonhorizont treten biogenreiche Kalke, Oolithe und Onkolithe auf. Die 3. siliziklastische Serie setzt sich aus Tonsteinen und Mergeln zusammen. Sandsteine sind nicht vertreten. Der Karbonatgehalt nimmt vom Liegenden zum Hangenden deutlich zu. In den Mergeln sind häufig Bauten der Gattung *Diplocraterion* zu finden. Im oberen Bereich des 3. Schieferthonhorizontes sind zwei etwa 20 cm mächtige mergelige Karbo-

natbänke zu erkennen. Die folgende 3. Karbonatserie umfaßt gebankte und teilweise plattige Kalke.

MIKROFAZIELLE ENTWICKLUNG DER KARBONATE

MIKROFAZIESTYPISIERUNG

Zur Charakterisierung und genetischen Deutung der karbonatischen Proben der Raibler Schichten wurden insgesamt 33 Proben aus den Profilen Vellachbrücke und Eisenkappler Hütte mikrofaziell-sedimentologisch untersucht. Dem Profil Eisenkappler Hütte wurden zusätzlich Parallelproben zur Erkennung lateraler Fazieswechsel entnommen. Die Ausgliederung von sechs Mikrofaziestypen ermöglichte sowohl Vergleiche als auch die genauere Erfassung der Sedimentationswechsel.

Mikrofaziestyp 1: Oolithischer Packstone/Grainstone

In den Raibler Schichten treten in allen stratigraphischen Niveaus, vorwiegend im Übergangsbereich der karbonatischen zu den siliziklastischen Serien, oolithische Pack-/Grainstones auf. Im Profil Eisenkappler Hütte sind nur die liegenden Karbonatbänke des 2. Schieferthonhorizontes durch eine verstärkte Ausbildung von Ooiden gekennzeichnet (Abb. 3). Die Proben 1/06, 1/07, 2,12 und 2/31 sind als reine Ooidkalke zu bezeichnen. In den Proben 2/08, 2/09, 2/13, 2/14 und 1/05 sind zusätzlich Bioklasten und untergeordnet Onkoide und Rindenkörner enthalten. Foraminiferen (*Agathammina* sp. (Taf. 3/9, 10), *Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN) (Taf. 3/4, 5)) und Rotalgen (*Solenopora* cf. *simionescui* DRAGASTAN) sind äußerst selten. Dasycladaceen sind in der Ooidfazies angereichert. Neben der Gattung *Acicularia* (Taf. 4/6–9) konnten auch Formen wie *Clypeina besici* PANTIC (Taf. 4/2, 3) und cf. *Poikiloporella* (Taf. 4/4, 5) erkannt werden.

Die Ooide treten meist in einer sparitischen Grundmasse auf, wobei ein dünner Faserzement konzentrisch die Komponenten umgibt, während in den verbleibenden Zwickelporen blockiger Kalzitcement ausgebildet ist. Die Zementation erfolgte deutlich vor der Kompaktion. Nur in den Proben 2/13 und 2/14 ist der Auswaschungsgrad bedeutend geringer. Die Ooide sind meist lagenweise angeordnet und deutlich korngestützt. Auffällig ist die meist gute bis sehr gute Sortierung. In der Regel sind Normalooide (Taf. 1/1, 2) ausgebildet. Ihre Durchmesser variieren von 0,1 bis 0,4 mm. Einfachooide sind nur im Schliff der Probe 2/31 zu erkennen. Die Ooidkerne werden meist von Echinodermen- und Schalenresten, die in der Regel umkristallisiert sind, gebildet. Aber auch Bryozoen und Foraminiferen sind öfter als Kerne vertreten. Alle Ooide zeigen eine deutliche radialstrahlige Struktur, erkennbar an den keilförmig angeordneten, faserigen Kalzitkristallen. Daneben ist immer ein konzentrischer Schalenbau ausgebildet, der als primäres Anlagerungsgefüge interpretiert

Eisenkappler Hütte

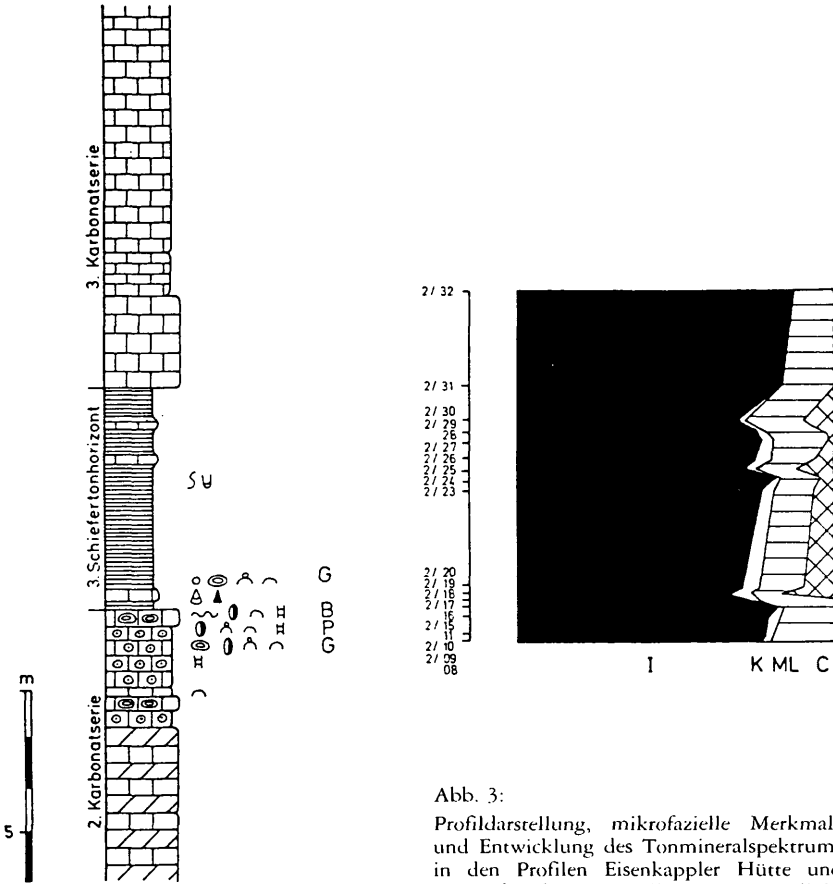


Abb. 3:
 Profildarstellung, mikrofazielle Merkmale und Entwicklung des Tonmineralspektrums in den Profilen Eisenkappler Hütte und Vellachbrücke (I = Illit, K = Kaolinit, ML = (10-14Sm)-Wechselagerungsminerale, C = Chlorit).

wird. Die radialen Strukturen dürften auf sekundäre Effekte (Anbohrung oder diagenetische Umwandlung durch Kompaktion) zurückzuführen sein. Nur in Probe 1/05 sind die Ooide fast vollständig mikritisiert, wobei auch hier das konzentrische Anwachsmuster häufig noch erkennbar ist.

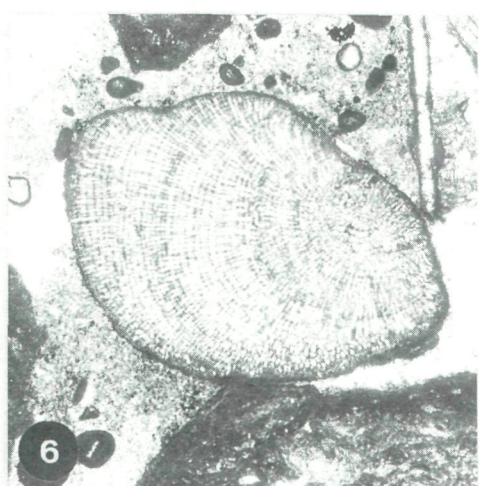
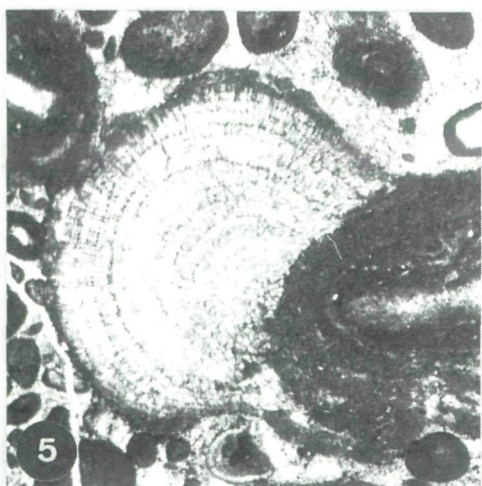
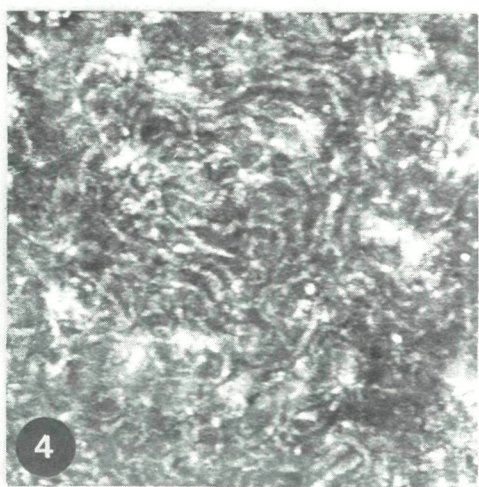
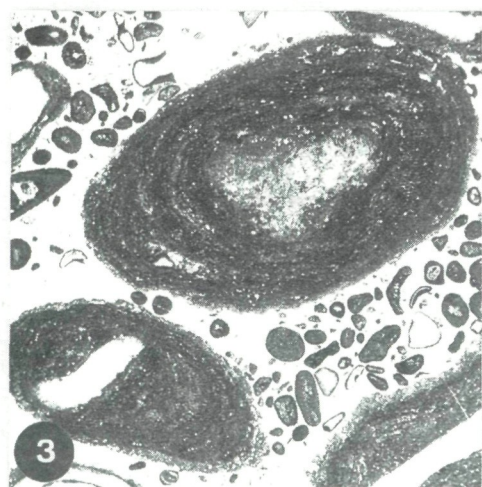
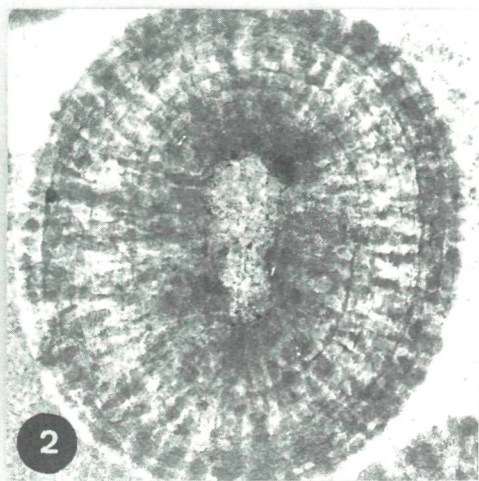
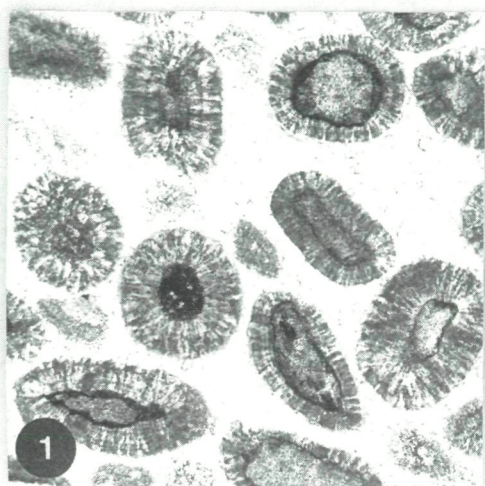
Mikrofaziestyp 2: Onkolithischer Packstone/Grainstone

Onkoidführende Karbonate treten ausschließlich im Übergangsbereich der karbonatischen zu den siliziklastischen Serien auf. Besonders charakteristisch für die Raibler Schichten ist der „Grobkonolith“ im oberen Bereich der 2. Karbonatserie. Im Profil Eisenkappler Hütte sind in diesem Abschnitt mehrere, bis zu zwei Meter mächtige onkolithische Pack-/Grainstone-Lagen aufgeschlossen (Abb. 3). Die Proben 2/10 und 2/11 stammen aus dieser Karbonatbank. Die Proben 1/03 und 1/04 sind einer etwa 0,6 Meter mächtigen, Onkoid-reichen Lage aus dem Liegenden der 2. siliziklastischen Serie des Profils Vellachbrücke entnommen.

Die häufigsten Komponenten dieses Faziestyps sind Onkoide (Taf. 1/3). Bei den Bioklasten sind Echinodermen- und Schalenreste dominierend. Aber auch Foraminiferen (*Agathammina* sp., *Duostomina* sp., *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, *Nodosaria* sp. (Taf. 3/7)), und Rotalgen (*Solenopora* sp. (Taf. 1/5, 6), *Solenopora* cf. *simionescui* DRAGASTAN (Taf. 4/1)), die häufig den Onkoiden aufwachsen, sind hier zu finden. Untergeordnet kommen Bryozoen, Korallen (Taf. 2/5) und Globochaeten (*Globochaete alpina* LOMBARD, Taf. 3/11) vor. Die Onkoidkerne werden nahezu ausschließlich von Echinodermen- und Schalenresten gebildet. Alle Onkoide sind konzentrisch ausgebildet, so daß die Onkoid-Gestalt im wesentlichen von der Gestalt der Kerne bestimmt ist. Die häufig als „Sphaerocodium“ bezeichneten Onkoide (ROTHPLETZ, 1890) werden überwiegend von Cyanophyceen der Gattung *Girvanella* (Taf. 1/4) auf-

Tafel 1: Mikrofaziestypen der Raibler Schichten (Nordkarawanken/Kärnten)

- Fig. 1: Normalooide. Oolithischer Grainstone (Eisenkappler Hütte, Probe 2/12; x 50).
- Fig. 2: Detail eines Normalooids mit deutlich radialstrahliger Struktur. Onkolithischer Grainstone (Eisenkappler Hütte, Probe 2/12; x 98).
- Fig. 3: Onkoide vom Typ SS-C. Onkolithischer Grainstone (Vellachbrücke, Probe 1/04; x 8).
- Fig. 4: Cyanophyceen der Gattung *Girvanella*. Onkolithischer Grainstone (Vellachbrücke, Probe 1/04; x 94).
- Fig. 5: Rotalgen (*Solenopora* sp.), die häufig den Onkoiden aufwachsen. Onkolithischer Grainstone (Vellachbrücke, Probe 1/04; x 16).
- Fig. 6: *Solenopora* sp. Onkolithischer Grainstone (Vellachbrücke, Probe 1/04; x 12).



gebaut. Im Schliffbild weisen diese Onkoide unterschiedliche Umriß- und Erscheinungsformen auf. So gibt es zum einen Onkoide, die vollständig mikritisiert sind. Sie sind häufig zerbrochen und/oder abradert und zeigen typische Bohrgefüge. Die Mikritisierung der Komponenten dürfte auf die bohrende Tätigkeit von pflanzlichen Organismen zurückzuführen sein. Zum anderen kommen Onkoide vor, die nur im Kernbereich mikritisiert sind und in den äußeren Lagen eine Lamination erkennen lassen. Diese Formen zeigen eine zwischenzeitliche Unterbrechung der Onkoidbildung an. Häufig sind auch Onkoide zu erkennen, die eine deutliche Kornvergrößerung bzw. Sammelkristallisation erfahren haben. Auch hier ist das ursprüngliche Gefüge nicht mehr zu erkennen. Die Grundmasse zwischen den Komponenten ist rein sparitisch. Der Auswaschungsgrad zwischen den Onkoiden ist meist bedeutend geringer als im Mikrofaziestyp 1. Sowohl die konzentrische Ausbildung der Onkoide als auch der hohe Mikritanteil der Grundmasse deuten auf äußerst niedrigerenergetische Ablagerungsbedingungen der Onkoide hin.

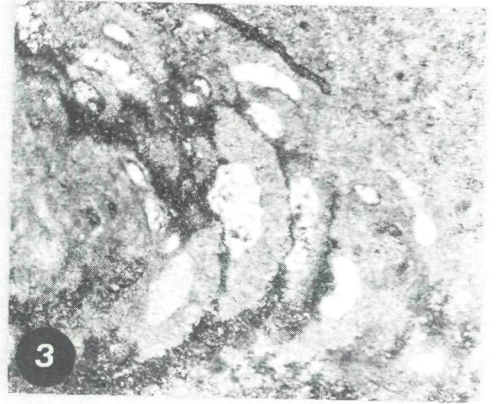
Mikrofaziestyp 3: Peloidischer Wackestone

Peloid-Wackestones sind auf die karbonatischen Serien beschränkt. In den untersuchten Profilen kann lediglich die Probe 1/02 diesem Mikrofaziestyp zugeordnet werden. Sie entstammt dem Profil Vellachbrücke (Abb. 3). Im Liegenden sind mergelige Kalke entwickelt; im Hangenden treten massive Karbonate auf, die einzelne Algenmatten erkennen lassen.

Die mikritische bis mikrosparitische Grundmasse ist äußerst homogen entwickelt. Peloide bilden den Hauptkomponentenanteil, gefolgt von Bioklasten und Onkoiden. Die Peloiden sind meist dunkel gefärbt, von unregelmäßiger Form und zeigen eine ähnliche Struktur wie die Onkoide des Mikrofaziestyps 2. Die Größe der einzelnen Peloiden variiert beträchtlich und liegt durchschnittlich bei 0,1 mm. Nach der Gestalt, der Struktur

Tafel 2: Mikrofaziestypen der Raibler Schichten (Nordkarawanken/Kärnten)

- Fig. 1: Stromatolithe vom Typ SH-C, in Anlehnung an WENDT (1969) als typische „Foraminiferen-Riffe“ zu bezeichnen. Algen-Foraminiferen-Bindstone (Eisenkappler Hütte, Probe 2/15; x 28).
- Fig. 2: *Tolypammia gregaria* WENDT. Bioklastischer Grainstone (Eisenkappler Hütte, Probe 2/20; x 45).
- Fig. 3: *Nubecularia* sp. Algen-Foraminiferen-Bindstone (Eisenkappler Hütte, Probe 2/15; x 120).
- Fig. 4: Onkoide vom Typ SH-R. Algen-Foraminiferen-Bindstone (Vellachbrücke, Probe 1/14; x 28).
- Fig. 5: Korallen mit inkrustierenden Foraminiferen. Onkolithischer Packstone (Eisenkappler Hütte, Probe 2/11; x 26).



und der Sortierung dürfte es sich um Algenpeloiden handeln. Die bis zu 2 cm großen Onkoiden sind häufig pyritisiert und zeigen deutliche Bohrgefüge. Die biochemisch induzierte Karbonatfällung dürfte ausschließlich auf Cyanophyceen zurückzuführen sein. Foraminiferen (*Agathammina* sp., *Duostomina* sp. (Taf. 3/8)) kommen nur in geringen Mengen vor, gefolgt von Bryozoen, Echinodermen- und Schalenresten. Alle Bioklasten sind häufig umkristallisiert. Die homogene, mikrosparitische Grundmasse und der hohe organische Anteil in den Peloiden zeigen eine verlangsamte Sedimentation an. Das Auftreten von einzelnen aufgearbeiteten Onkoiden läßt fazielle Beziehungen zum Mikrofaziestyp 2 annehmen.

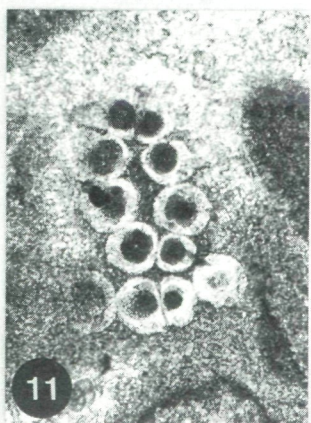
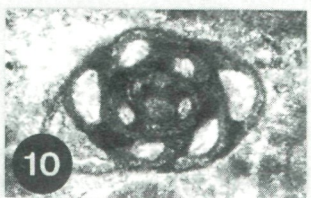
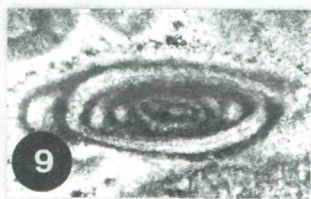
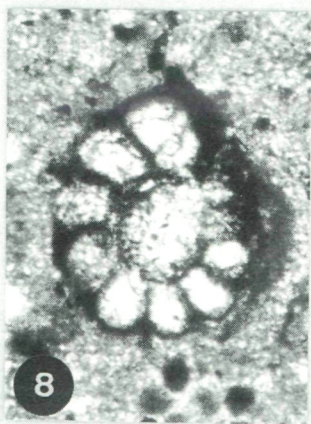
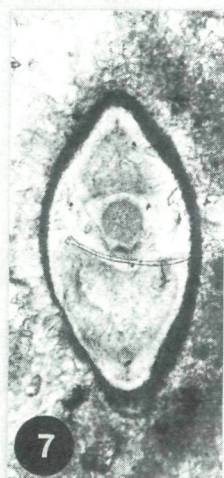
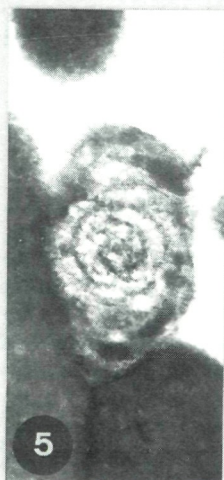
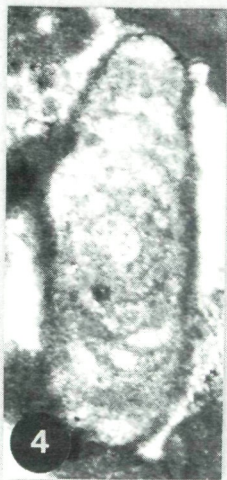
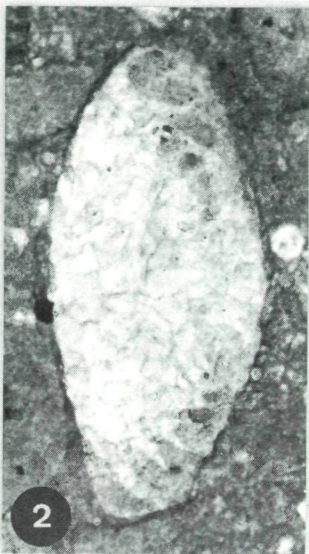
Mikrofaziestyp 4: Algen-Foraminiferen-Bindstone

Die Vorkommen von Algen-Foraminiferen-Bindstones sind überwiegend auf die siliziklastischen Serien beschränkt. Im Profil Vellachbrücke werden im unteren Bereich der 2. Schiefertonserie mehrere Karbonatlagen durch diesen Mikrofaziestyp repräsentiert (Abb. 3). Die Schiffe der Proben 1/10, 1/13, 1/14 und 1/16 sind durch unterschiedliche Algen- bzw. Foraminiferenanteile und den Gehalt an detritischem Quarz differenziert. Die Probe 2/15 ist einer 0,2 Meter mächtigen Karbonatlage des Profils Eisenkappler Hütte entnommen, die sich aus einer onkolithischen Bank entwickelt und von einem etwa 0,1 Meter mächtigen mergeligen, biogenreichen Schieferton überlagert wird.

Der Hauptkomponentenanteil wird von Onkoiden mit Übergängen zu Stromatolithen gebildet. Bei den Bioklasten fallen die hohen Gehalte an Foraminiferen (*Agathammina* sp., *Meandrospira* sp., *Endothyranella* sp.,

Tafel 3: Mikrofossilien aus den Kalken der Raibler Schichten der Nordkarawanken – Foraminiferen und Mikroproblematika

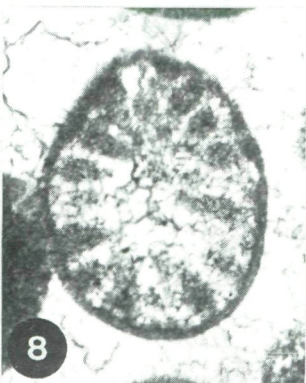
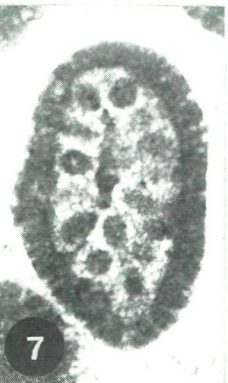
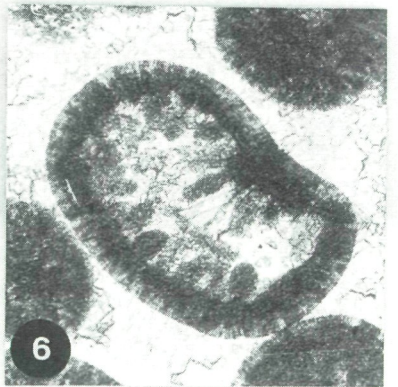
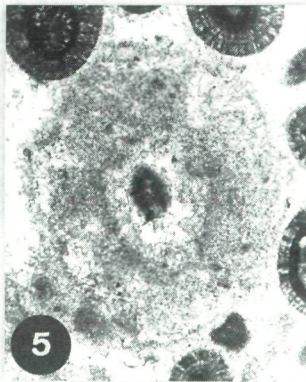
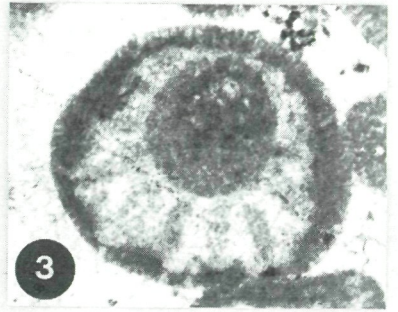
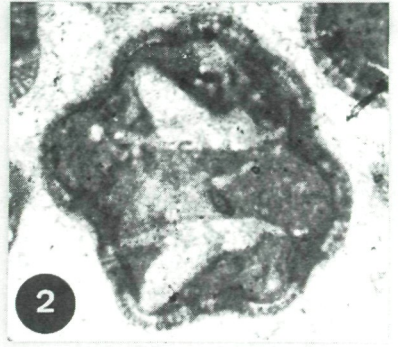
- Fig. 1–3: *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK. Algen-Foraminiferen-Bindstone. Fig. 1. Schrägschnitt (Vellachbrücke, Probe 1/04; x 28). Fig. 2. Schrägschnitt (Vellachbrücke, Probe 1/16; x 98). Fig. 3. Subaxialschnitt (Vellachbrücke, Probe 1/16; x 120).
- Fig. 4, 5: *Aulotortus friedli* KRISTAN-TOLLMAN. Oolithischer Grainstone. Axiale Längsschnitte (Vellachbrücke, Probe 1/15; x 130).
- Fig. 6, 7: *Nodosaria* sp. Fig. 6. Algen-Foraminiferen-Bindstone. Tangentialer Längsschnitt (Vellachbrücke, Probe 1/14; x 140). Fig. 7. Onkolithischer Packstone. Schrägschnitt (Eisenkappler Hütte, Probe 2/10; x 130).
- Fig. 8: *Duostomina* sp. Peloidischer Wackestone. Axialschnitt (Vellachbrücke, Probe 1/02; x 140).
- Fig. 9, 10: *Agathammina* sp. Oolithischer Packstone. Fig. 9. Längsschnitt (Eisenkappler Hütte, Probe 2/14; x 115). Fig. 10. Zentraler Querschnitt (Eisenkappler Hütte, Probe 2/14; x 150).
- Fig. 11: *Globochaete alpina* LOMBARD. Onkolithischer Grainstone (Eisenkappler Hütte, Probe 2/11; x 115).



Aulotortus sinuosus WEYNSCHENK (Taf. 3/1–3), *Trocholina* sp., *Nodosaria* sp. (Taf. 3/6)) auf. Nur untergeordnet sind Echinodermen- und Schalenreste vertreten. Die Grundmasse ist in der Regel durch erhöhte Quarz- und Tonmineralgehalte gekennzeichnet. Eine Ausnahme bilden die Proben 1/14 und 1/16, die einen hohen Peloidanteil aufweisen. Es wird angenommen, daß die Peloiden hierbei aufgearbeitete Algenmatten darstellen und kurzzeitig erhöhte Energiebedingungen (?Sturmfluten) widerspiegeln. Nach der Klassifikation von LOGAN et al. (1964) sind meist Onkoide mit Wuchsformen vom Typ SS-R zu erkennen (Taf. 2/4). In der Probe 2/15 treten auch stromatolithische Lagen vom Typ SH-C auf (Taf. 2/1), die in Anlehnung an WENDT (1969) als „Foraminiferen-Riffe“ zu bezeichnen sind. Auffällig ist der relativ hohe Anteil an inkrustierenden Foraminiferen der Gattungen *Tolypamma*, *Nubecularia* (Taf. 2/3) und untergeordnet *Planinivoluta*. Auch bei diesen Onkoiden dürften Cyanophyceen der Gattung *Girvanella* am Aufbau mitbeteiligt gewesen sein. Im Schliff der Probe 1/10 sind Onkoide zu erkennen, die im Kernbereich vollständig mikritisiert sind und im Außenbereich ein deutliches Anlagerungsgefüge dokumentieren. Diese zweiphasige Entwicklung wird auf eine Sedimentationsunterbrechung mit syndementärer Aufarbeitung und Mikritisierung der Onkoide durch bohrende Organismen zurückgeführt. Die anschließende erneute Umkrustung ist wesentlich grobkörniger und deutlich asymmetrisch aufgebaut; sie erfolgte vermutlich in einem unterschiedlichen Ablagerungsbereich. Im Profil Vellachbrücke folgen Kalke mit zunehmenden Ooidgehalten (Probe 1/13), die eine deutliche Zunahme der Wellenenergie anzeigen. Der relativ hohe Quarz- und Tonmineralgehalt, die beginnende Ooidbildung, die häufigen Wachstumsunterbrechungen und die gelegentliche Aufarbeitung der Onkoide bzw.

Tafel 4: Mikrofossilien aus den Kalken der Raibler Schichten der Nordkarawanken – Kalkalgen

- Fig. 1: *Solenopora* cf. *simionescui* DRAGASTAN. Onkolithischer Grainstone. Schrägschnitt eines rekristallisierten Thallus (Vellachbrücke, Probe 1/03; x 35).
- Fig. 2, 3: *Clypeina besici* PANTIC. Oolithischer Grainstone. Fig. 2. Längsschnitt mit charakteristischer Verzweigung (Eisenkappler Hütte, Probe 2/31; x 45). Fig. 3. Schräger Querschnitt (Vellachbrücke, Probe 1/06; x 54).
- Fig. 4, 5: cf. *Poikiloporella*. Oolithischer Grainstone. Fig. 4. Schräger Querschnitt eines erodierten Fragmentes (Eisenkappler Hütte, Probe 2/31; x 28). Fig. 5. Thallus-Querschnitt (Eisenkappler Hütte, Probe 2/31; x 20).
- Fig. 6–9: *Acicularia* sp. Oolithischer Grainstone. Verschiedene Schrägschnitte. Fig. 6. (Vellachbrücke, Probe 1/07; x 120). Fig. 7. (Vellachbrücke, Probe 1/07; x 105). Fig. 8. (Vellachbrücke, Probe 1/07; x 140). Fig. 9. (Vellachbrücke, Probe 1/07; x 115).



Stromatolithe deuten auf einen küstennahen Ablagerungsraum hin, der periodisch sowohl durch niedrigenergetische als auch durch hochenergetische Sedimentationsbedingungen gekennzeichnet war.

Mikrofaziestyp 5: Bioklastischer Wackestone/Packstone/Grainstone

Sowohl in den reinen Karbonatserien als auch im Übergangsbereich der karbonatischen zu den siliziklastischen Serien treten bioklastische Wackestones/Packstones/Grainstones auf. Im Profil Eisenkappler Hütte stellen sie den unmittelbaren Übergang zum 2. Schieferthonhorizont dar (Abb. 3). Die Schriffe der Proben 2/17, 2/18, 2/19 und 2/20 sind charakteristische Vertreter dieses Mikrofaziestyps. Sie sind einer etwa 2 Meter mächtigen Karbonatlage innerhalb der Schiefertonserie entnommen.

Neben Echinodermen- und Lamellibranchiatenschill treten auch Brachiopodenschalen, Gastropoden und Foraminiferen (*Agathammina* sp., *Nodosaria* sp.) auf. Untergeordnet kommen Ostrakoden und Korallen vor. In der Probe 2/17 sind auch Onkoide angereichert worden, wobei die am Aufbau der Onkoide beteiligten Organismen denen des Mikrofaziestyps 4 entsprechen. Beginnende onkolithische Umkrustungen der Biogene sind in allen Schliffen zu beobachten. Neben Cyanophyceen der Gattung *Girvanella* sind Foraminiferen der Gattungen *Tolypammina* (Taf. 2/2) und *Nubecularia* am Aufbau der onkolithischen Umkrustungen beteiligt. Die meist rein sparitische Grundmasse deutet auf eine vollständige Auswaschung der Sedimentkörner hin. Ähnlich wie bei Mikrofaziestyp 1 können zwei Zementgenerationen unterschieden werden. Der Faserzement wurde deutlich vor der Kompaktion des Sedimentes gebildet. Die Verfüllung der Zwickelporen mit Blockzement erfolgte während oder unmittelbar nach der Kompaktion. Im höchsten Abschnitt der karbonatischen Bank nimmt der Mikritanteil der Grundmasse deutlich zu. Erhöhte Peloidgehalte und viele unzerbrochene, doppelklappige Brachiopodenschalen kennzeichnen den Schliff der Probe 2/19. Die Karbonate des MF-Typs 5 sind häufig durch Dolomitisierung gekennzeichnet, wobei die Dolomitkristalle durch hohe Eisengehalte und damit verbunden durch eine Braunfärbung zu erkennen sind. Die Dolomitisierung dürfte spätdiagenetisch sein. Darauf weisen sowohl die großen Kristalldurchmesser als auch die Anordnung der Dolomitkristalle im Bereich von Styolithen hin. Es wird angenommen, daß die Mobilisierung der Mg- und Fe-Ionen zur Bildung der Dolomitkristalle durch Drucklösung erfolgte. Nicht nur die Schalenreste, sondern auch ein Teil der Grundmasse ist im Rahmen dieser Beanspruchung des Gesteins und den damit verbundenen erhöhten Druck- und Temperaturbedingungen umkristallisiert.

Alle Proben des MF-Typs 5 weisen eine unterschiedliche terrigene Beeinflussung auf. Sowohl der Quarz- als auch der Tonmineralgehalt sind deutlich erhöht. Die monotypischen Anreicherungen bestimmter Organismengruppen, wie zum Beispiel Echinodermen- oder Zweiklapperschalen, die meist sparitische Grundmasse und das Komponentengefüge

deuten auf kurzzeitige, hochenergetische Sedimentationsereignisse hin, wobei je nach der Art des Abtragungsgebietes Onkoide oder Peloide mitangereichert wurden.

Mikrofaziestyp 6: Mudstone

Mudstones treten häufig im direkten Übergang von den karbonatischen zu den siliziklastischen Serien auf. Im Profil Eisenkappler Hütte liegen sie unmittelbar innerhalb der mergeligen, sandigen Schiefertone (Abb. 3). Die Proben 2/25 und 2/29 wurden einer solchen etwa 0,5 Meter mächtigen Karbonatbank entnommen.

Die mikritische Grundmasse ist völlig homogen, eine Laminierung ist nur andeutungsweise zu erkennen. Als Bioklasten sind vereinzelt Foraminiferen (*Agathammina* sp.) von Bedeutung; untergeordnet kommen Schalenreste vor. In allen Schliffen fällt der hohe Anteil an feinkörnigem, detritischem Quarz und Tonmineralen auf, die lagenweise angereichert sind. Die Ablagerungen dieses Mikrofaziestyps wurden unter sehr ruhigen Energiebedingungen gebildet. Aufgrund des Fehlens offen-mariner Organismen wird eine eingeschränkte Wasserzirkulation angenommen.

STANDARD-MIKROFAZIESTYPEN UND STANDARD-FAZIESZONEN

Die in der vorliegenden Arbeit beschriebenen Mikrofaziestypen können zu definierten Grundtypen (Standard-Mikrofaziestypen) zusammengefaßt werden. Nach dem von WILSON (1975) entwickelten Faziesschema ist jeder Standard-Mikrofaziestyp durch typische Ablagerungs- und Lebensbedingungen charakterisiert. Es ist jedoch möglich, daß in verschiedenen Fazieszonen ähnliche Sedimentationsverhältnisse auftreten. Daher kann nur unter Kenntnis der vertikalen bzw. der lateralen Faziesabfolge ein bestimmter Standard-Mikrofaziestyp eindeutig einer Standard-Fazieszone zugeordnet werden.

Das erstmals am Beispiel der obertriadischen Riffkarbonate des alpin-mediterranen Raumes entwickelte Mikrofazies-Konzept ist nach FLÜGEL (1978) aber nicht als Bestimmungsschlüssel für Faziesinterpretationen mißzuverstehen. Es soll lediglich Hinweise auf den Ablagerungsraum ermöglichen. Danach können die karbonatischen Serien der Raibler Schichten als typische Flachwasserkalke angesprochen werden. Oolithische, onkolithische und bioklastische Pack-/Grainstones sowie peloidische Wackestones sind für den offenen Plattformbereich, Mudstones und Algen-Foraminiferen-Bindstones für den geschlossenen Plattformbereich charakteristisch. Im einzelnen können die sechs Mikrofaziestypen vier Fazieszonen zugeordnet werden (Abb. 4). Diese weiterreichende Untergliederung ist im Faziesschema nach WILSON (1975) zwar möglich, jedoch für die Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Raibler Schichten

					1, 2, 5	3	4	6	MF-Typ
					12, 13, 15	16	20	23	SMF-Typ
1 Becken	2 Offen- mariner Schelf	3 Tiefer Schelfrand oder Bek- kenrand	4 Plattform- hang	5 Riff oder Plattform- rand	6 Plattform- rand-	7 Offene Plattform- Bereiche	8 Geschl. Plattform- Bereiche	9 Plattform- Evaporite	WILSON- Fazies- zonen

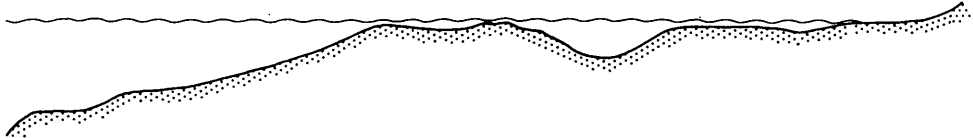


Abb. 4: Zuordnung der beschriebenen Mikrofaziestypen (MF-Typen) zu Standard-Mikrofaziestypen (SMF-Typen) im Vergleich mit den Standard-Fazieszonen von WILSON (1975).

nicht sinnvoll: Als Beispiel dafür sind die Kalke des MF-Typs 4 (Algen-Foraminiferen-Bindstones) anzuführen, die innerhalb der Deepening-Upward-Phasen des 2. Schieferthonhorizontes mehrfach vorkommen (Abb. 3).

FOSSILIEN

Die Organismenzusammensetzung obertriassischer Karbonate ist in zahlreichen Veröffentlichungen belegt worden; aus den Raibler Schichten liegen jedoch nur wenige paläontologische Bearbeitungen vor. Insbesondere die am Aufbau der Onkoide und Stromatolithe beteiligten Kalkalgen und Foraminiferen sollen schwerpunktmäßig beschrieben werden. Die Typisierung anderer Fossilien (Korallen, Mikroproblematika) umfaßte nur wenige, in den bearbeiteten Schriffen besonders auffällige Formen, weshalb auf eine Auflistung verzichtet wird.

Kalkalgen

Protostomata

Girvanella ETHERIDGE, 1880

Girvanella sp. – (Taf. 1/4)

Sehr kleine, kurze gebogene, ungegabelte, meist in Massen auftretende Röhrchen, die weder tabuliert noch perforiert sind. Die Durchmesser der Filamente (einschl. Wand) betragen 8–11 µm. Diese am Aufbau der Onkoide und Stromatolithe beteiligten Cyanobakterien sind als Sedimentbinder (Bindstones) von besonderer Bedeutung.

Dasycladaceae

Clypeina besici PANTIC – (Taf. 4/2, 3)

Nur in einzelnen Stielgliedern angetroffen. In Längsschnitten sind infolge einer Umkristallisation nur der große zentrale Hohlraum und die charakteristische Anordnung der Zweige erkennbar, die zunächst Thallus-parallel steil verlaufen und dann nach außen abflachen. In Querschnitten werden bis zu 16 Zweige pro Stammsegment angetroffen.

cf. *Poikiloporella* – (Taf. 4/4, 5)

Eine genaue systematische Zuordnung dieser seltenen Alge ist, durch den schlechten Erhaltungszustand bedingt, schwierig. Der äußere Thallusdurchmesser liegt bei 1,3 mm; die Stammzellendurchmesser schwanken zwischen 0,5 mm und 0,8 mm. Die Anzahl der Zweige/Sporangien variiert zwischen 14 und 22. Neben den Abmessungen, der äußeren Morphologie und der großen Poren scheint die Zuordnung zur Gattung *Poikiloporella* am wahrscheinlichsten; Vertreter dieser Gattung sind in zeitäquivalenten Riffablagerungen häufiger anzutreffen (HENRICH, 1983).

Acicularia sp. – (Taf. 4/6–9)

Es überwiegen kreisförmige Querschnitte mit Durchmessern von 0,1 bis 0,3 mm, die 6 bis 14 bläschenförmige Poren aufweisen.

Rhodophyta

Solenopora cf. *simionescui* DRAGASTAN – (Taf. 4/1)

Die stark rekristallisierten, knolligen Thalli mit nach außen leicht gebogenen Zellfäden lassen nur undeutliche Querböden erkennen. Die Filamente sind 30–40 μm dick.

Solenopora sp. – (Taf. 1/5, 6)

Die knollenförmigen Thalli weisen radial angeordnete, parallel verlaufende Zellfäden mit Durchmessern von 30–40 μm und rundlich/polygonale Querschnitte auf. Horizontale Querelemente sind in Abständen von 70 μm bis 0,1 mm anzutreffen.

Die Verteilung der Kalkalgen in den einzelnen Mikrofaziestypen ist aus Abb. 5 ersichtlich. Die Kalkalgen sind auf die sub- bis intertidalen Faziesbereiche beschränkt. *Clypeina besici* PANTIC, cf. *Poikiloporella* und *Acicularia* sp. sind in den oolithischen Pack- und Grainstones angereichert anzutreffen, während *Solenopora* sp. in den onkolithischen Pack- und Grainstones, meist den Onkoiden aufwachsend, massenhaft vorkommt. Formen von *Solenopora* cf. *simionescui* DRAGASTAN sind äußerst selten und konnten sowohl in den oolithischen als auch onkolithischen Pack- und Grainstones bestimmt werden.

Foraminiferen

Neben den Kalkalgen sind auch die Foraminiferen als Karbonatbildner von Interesse. Zur Typisierung der Foraminiferen waren die Arbeiten von

Mikrofaziestypen							
	Oolithischer Pack-/ Grainstone	Onkolithischer Pack-/ Grainstone	Peloidischer Wackestone	Algen- Foram.- Bindstone	Bioklastischer Wackestone/ Pack-/ Grainstone	Mudstone	
Foraminiferen							
Kalkalgen							
<i>Tolypammina gregaria</i> WENDT		●		●	●	●	
<i>Agathammina</i> sp.	●	●					●
<i>Meandrospira</i> sp.				●			
<i>Nubecularia</i> sp.				●	●		
? <i>Planiinvoluta</i> sp.				●			
<i>Endothyranella</i> sp.				●			
<i>Duostomina</i> sp.		●	●				
<i>Aulotortus sinuosus</i> WEYNSCHENK		●		●			
<i>Aulotortus friedli</i> (KRISTAN-TOLLMANN)	●						
<i>Trocholina</i> sp.				●			
<i>Nodosaria</i> sp.		●		●		●	
<i>Clypeina besici</i> PANTIC	●						
cf. <i>Poikiloporella</i>	●						
<i>Acicularia</i> sp.	●						
<i>Solenopora</i> cf. <i>simionescui</i> DRAGASTAN	●	●					
<i>Solenopora</i> sp.		●					

Abb. 5: Verteilung der Foraminiferen und Kalkalgen innerhalb der einzelnen Mikrofaziestypen.

LOEBLICH & TAPPAN (1964) und ZANINETTI (1976) sehr hilfreich. Trotz der starken Umkristallisation der Foraminiferen wurden zahlreiche Gattungen, teilweise auch Arten, bestimmt. Im einzelnen konnten folgende Formen identifiziert werden:

Textulariina DELAGE & HEROUARD, 1976

Ammodiscidae REUSS, 1862

Tolypammina gregaria WENDT, 1969 – (Taf. 2/2)

Gehäusewand feinagglutiniert. Sessile Form, die entweder biogenen Komponenten aufwächst oder kettenartig bzw. fadenförmig Substrat und Sediment inkrustiert.

Fischerinidae MILLET, 1898

Agathammina sp. – (Taf. 3/9, 10)

Kleines, länglich-elliptisches Gehäuse (Taf. 3/9). Im Querschnitt quinqueloculine Kammeranordnung (Taf. 3/10).

Meandrospira sp.

Miliolina DELAGE & HEROUARD, 1896

Miliolidae EHRENBERG, 1839

?*Planiinvoluta* sp.

Gehäusewand ?kalkig. Planispirales Gehäuse, evolute Einrollung. Auffällig dicke Gehäusewand. Sessile Form, die biogenen Komponenten aufwächst.

Nubecularia sp. – (Taf. 2/3)

Gehäusewand kalkig-imperforat. Typische „halbmondförmige“ Kammerquerschnitte. Sessile Form, die Substrat und Sediment inkrustiert.

Fusulinina WEDEKIND, 1939

Endothyridae BRADY, 1884

Endothyranella sp.

Strepto- bis planispirale Anfangswindungen. Die letzten Kammern sind uniserial angeordnet.

Variostomidae KRISTAN-TOLLMANN, 1963

Duostomina sp. – (Taf. 3/8)

Gehäusewand körnig-kalkig. Plani- bis flachtrochospirale Kammeranordnung.

Rotaliina DELAGE & HEROUARD, 1896

Involutinidae BÜTSCHLI, 1880

Aulotortus sinuosus WEYNSCHENK – (Taf. 3/1–3)

Die abgeflacht kugelig-dickscheibenförmigen Gehäuse haben im Bereich der Aufrollungsachse ihre größte Dicke. Die faziesabhängige Größe der Gehäuse (PILLER, 1978) weist Durchmesser von 0,6 mm auf. Lamellation ist teilweise noch erkennbar. Es wurden 7 bis 10 Windungen gezählt.

Aulotortus friedli (KRISTAN-TOLLMANN) – (Taf. 3/4, 5)

Die streptospiralen Anfangswindungen gehen in den letzten 2 bis 3 Umgängen in eine planispirale Aufrollung über. Die Größe der Gehäusedurchmesser schwankt zwischen 0,3 mm und 0,5 mm. Dicke Umbikalassen (typisch für die meisten Vertreter der Involutinen) fehlen.

Trocholina sp.

Vereinzelte halbkonische Gehäuse mit abgerundeten Apikalbereichen. Trochospirale Kammeranordnung.

Nodosariidae EHRENBERG, 1838

Nodosaria sp. – (Taf. 3/6, 7)

Gehäusewand kalkig-perforat. Uniserials Gehäuse. Deutliche Kammerung.

Die Verteilung der Foraminiferen in den einzelnen Mikrofaziestypen ist aus Abb. 5 ersichtlich. Die Foraminiferenassoziation der sub- bis intertidalen Faziesbereiche ist auf wenige, extremen Bedingungen (Hypersalinität) angepasste Formen beschränkt. In den äußerst foraminiferenarmen, oolithischen Pack- und Grainstones konnten nur wenige Individuen von *Agathammina* sp. und *Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN) identifiziert werden. *Agathammina* sp. findet sich hingegen massenhaft in den onkolithischen Pack- und Grainstones wieder, wobei neben *Nodosaria* sp. auch *Duostomina* sp. und *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK auftreten. In den peloidischen Wackestones konnten Foraminiferen der Gattungen *Agathammina* und *Duostomina* nachgewiesen werden. Die tieferen, subtidalen Faziesbereiche sind durch eine deutliche Zunahme der Artenvielfalt gekennzeichnet. In den besonders foraminiferenreichen Algen-Foraminiferen-Bindstones fällt die Dominanz von inkrustierenden Formen wie *Tolypammina gregaria* WENDT, *?Planiinvoluta* sp. und *Nubecularia* sp. auf. Neben Foraminiferen der Gattungen *Meandrospira*, *Endothyranella* und *Trocholina* konnten auch Formen wie *Agathammina* sp., *Nodosaria* sp. und *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK erkannt werden. Eine ähnliche Foraminiferenassoziation spiegelt sich auch in den bioklastischen Pack-, Grain- und Wackestones wider. Hier dominieren ebenfalls Foraminiferen der Gattungen *Tolypammina* und *Nubecularia*. Die in den Profilen folgenden Mudstones des sub- bis intertidalen Faziesbereiches sind wiederum äußerst artenarm. Auch hier treten nur Individuen von *Agathammina* sp. auf, die jedoch auffallend kleinwüchsig sind.

TONMINERALANALYSE

Labor- und Auswertungsverfahren

Die Tonmineralanalyse erfolgte an orientierten Tonpastenpräparaten der Fraktion kleiner 2 μm . Die Herstellung der Präparate wurde in Anlehnung an DUNOYER de SEGONZAC (1969) durchgeführt. Jede Probe wurde im luftgetrockneten Zustand, nach einer mindestens 48-stündigen Bedampfung mit Äthylenglykol und nach einem 4-stündigen Erhitzen bei 550°C röntgendiffraktometrisch untersucht. Die qualitative und halbquantitative Auswertung des Tonmineralspektrums erfolgte nach THOREZ (1975, 1976). Zur Typisierung der Illite wurde ihr Kristallinitätsgrad nach DUNOYER de SEGONZAC (1969) und das Verhältnis der Höhen der I(002)- zu I(001)-Reflexe bestimmt und in einem Diagramm dargestellt (ESQUEVIN, 1969).

Durchschnittliche Zusammensetzung

Die durchschnittliche Tonmineralzusammensetzung der Raibler Schichten in den untersuchten Profilen ist in Tab. 1 dargestellt. Generell sind die bearbeiteten Proben durch hohe Illitgehalte (74%) gekennzeichnet. Un-

Tonmineral Serie / Profil	n	Kaolinit	Illit	Chlorit	(10-14 Sm)
Raibler Schichten (gesamt)	63	5	74	5	16
Karbonatische Abfolgen	25	4	75	1	20
Siliziklastische Abfolgen	38	5	73	8	14
Profil Eisenkappler Hütte	31	3	76	3	18
Profil Vellachbrücke	32	5	71	9	15

Tab. 1: Durchschnittliche Tonmineralzusammensetzung (in %) in den untersuchten Proben der Raibler Schichten (n = Anzahl der Proben).

regelmäßige Wechsellagerungen zwischen Illit und Smektit sind ebenfalls quantitativ bedeutsam (16%). Die Tonminerale Kaolinit (5%) und Chlorit (5%) sind nur untergeordnet vertreten. Die Sedimente der karbonatischen und siliziklastischen Serien zeigen in etwa die gleichen durchschnittlichen Gehalte an Kaolinit und Illit. Auffällig ist der relativ höhere Chloritanteil (8%) in den Schiefer-tonserien. Eine Aufgliederung des Tonmineralspektrums innerhalb der siliziklastischen bzw. karbonatischen Serien läßt insgesamt keine charakteristische Tonmineralvergesellschaftung für eine einzelne Abfolge erkennen. Auch ein Vergleich der Durchschnittswerte der einzelnen Tonminerale in den untersuchten Profilen ergibt unter Berücksichtigung der dominierenden Fazies keine nennenswerten Unterschiede.

Typisierung der Illite

Die Illitkristallinität ermöglicht Aussagen über die Verwitterung und/oder den Grad einer metamorphen Überprägung der Illite. Das Verhältnis von I(002)/I(001) gibt Auskunft über die $Al_2O_3/FeO + MgO$ -Verteilung in den Oktaederschichten der Illite. Dieser Wert kann definierten Mineralien zugeordnet werden. In den Raibler Schichten dominieren Illite mit einem Muskovitchemismus (Abb. 6 oben). Nur eine Probe ist durch einen phengitischen Chemismus gekennzeichnet. Fe- und Mg-reiche Illite mit einem I(002)/I(001)-Verhältnis kleiner als 0,30 sind nicht vertreten. Die Mehrzahl der untersuchten Illite besetzen das Feld der Diagenese. Illite aus dem Bereich der metamorphen Anchizone kommen weniger häufig vor.

Im Vergleich zu den siliziklastischen Serien weisen die untersuchten Illite der karbonatischen Serien insgesamt höhere Kristallinitäten auf. Die chemische Zusammensetzung dieser Illite ist stärkeren Schwankungen unterlegen und insgesamt Al-betonter als die der Schiefer-tonhorizonte. Unter Berücksichtigung der dominierenden Fazies ergeben sich zwischen den

Profilen Eisenkappler Hütte und Vellachbrücke keine nennenswerten Unterschiede.

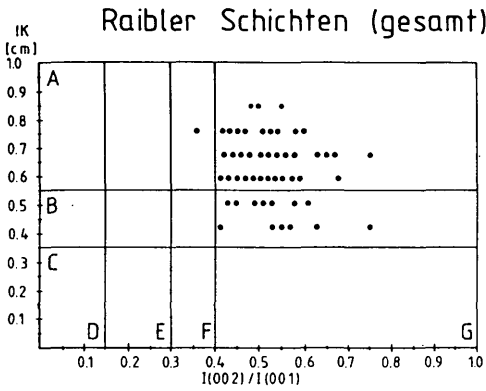
Innerhalb des Profils Eisenkappler Hütte sind die faziesabhängigen Unterschiede im Kristallinitätsgrad und Chemismus der Illite deutlich zu erkennen (Abb. 6 mitte). Die Illite der siliziklastischen Proben zeigen eine Abnahme der Kristallinität bei gleichzeitiger Zunahme des Al-Gehaltes. Die Illite der karbonatischen Proben sind im Diagramm durch zwei Populationen vertreten. Die erste Population erfaßt Fe- und Mg-reiche Illite mit einem I(002)/I(001)-Verhältnis zwischen 0,41 und 0,48. Bei diesen Illiten ist entsprechend den siliziklastischen Proben ein linearer Zusammenhang zwischen der Kristallinität und der chemischen Zusammensetzung zu erkennen. Die zweite Population setzt sich aus Al-reichen Illiten mit einem I(002)/I(001)-Verhältnis zwischen 0,52 und 0,75 zusammen.

Im Profil Vellachbrücke sind die karbonatischen und siliziklastischen Proben durch zwei Punktwolken charakterisiert, die sich nur im durchschnittlichen Al-Gehalt der Illite geringfügig unterscheiden (Abb. 6 unten). Die I(002)/I(001)-Verhältnisse der karbonatischen bzw. siliziklastischen Proben liegen zwischen 0,54 und 0,68 bzw. zwischen 0,36 und 0,58. Eine lineare Abhängigkeit zwischen dem Kristallisationsgrad und Chemismus der Illite ist hier nicht ausgebildet.

Deutung der Tonminerale

Das Tonmineralspektrum der Raibler Schichten ist durch die Tonminerale Kaolinit, Illit, Chlorit und unregelmäßige Wechsellagerungsminerale zwischen Illit und Smektit gekennzeichnet. Auch KRAUS (1969) beschreibt eine ähnliche tonmineralogische Zusammensetzung der Raibler Schichten, geht aber nicht genauer auf die Deutung der einzelnen Tonminerale ein. Die faziesgebundenen Unterschiede in den Anteilen der einzelnen Tonminerale bzw. in der Ausbildung verschiedener Vergesellschaftungstypen und die Veränderungen der Illitkristallinität dürften im wesentlichen auf Vorgänge im Sedimentationsraum zurückzuführen sein. Die in den untersuchten Proben auftretenden Tonminerale sind in den Profilen Eisenkappler Hütte und Vellachbrücke dargestellt (Abb. 3) und können in Verbindung mit den mikrofaziell-sedimentologischen Ergebnissen interpretiert werden.

Kaolinit ist ein Tonmineral festländischen Ursprungs und gelangt durch fluviale Zufuhr in den Sedimentationsraum. Er entsteht in den Festlandsgebieten bevorzugt auf kristallinen Gesteinen im Rahmen pedogenetischer Prozesse. Die Bildung des Kaolinites durch Bodenbildungsprozesse wird in warmen und zumindest zeitweilig humiden Klimaten durch eine verstärkte chemische Verwitterung begünstigt, durch die einerseits der Abtransport von Ca^{2+} -, Mg^{2+} -, Fe^{3+} -, Na^+ - und K^+ -Ionen und andererseits die Zufuhr von H_3O^+ -Ionen gewährleistet ist. Eine Kaolinitbildung aus



- A : Diagenetische Zone
- B : Anchizone
- C : Epizone

- D : Biotit
- E : Biotit+Muskovit
- F : Phengit
- G : Muskovit

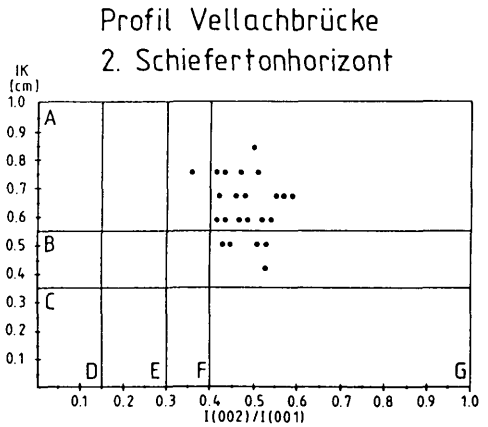
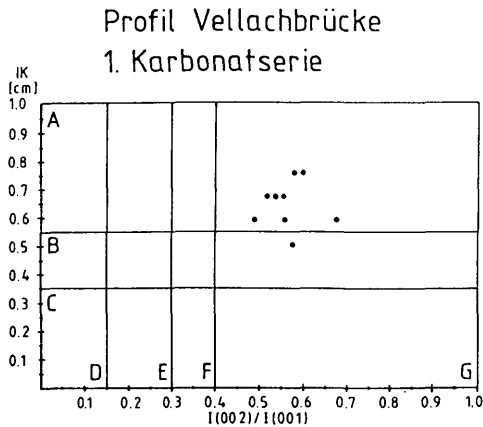
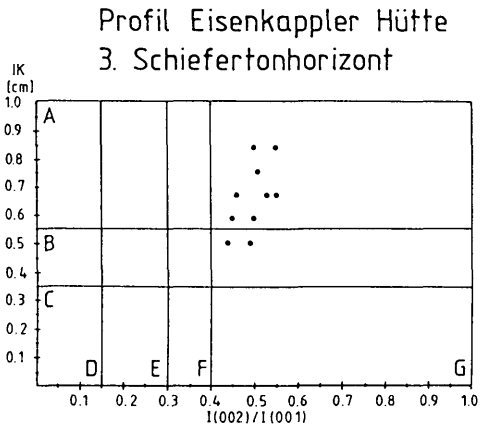
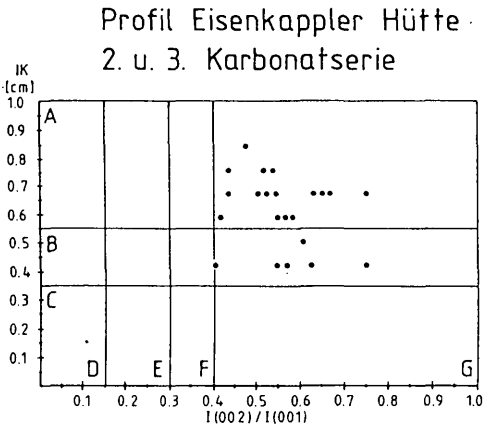


Abb. 6: Darstellung der Illitkristallinität (IK) und des $I(002)/I(001)$ -Verhältnisses der untersuchten Proben der Raibler Schichten. Oben: Raibler Schichten (gesamt); mitte: Profil Eisenkappler Hütte; unten: Profil Vellachbrücke.

gelösten Degradationsprodukten des Chlorits und Illits ist für die Sedimente der Raibler Schichten nicht anzunehmen. Die unter Berücksichtigung der mikrofaziellen Untersuchungen angedeutete Verflachung des Sedimentationsraumes geht im Hangenden der siliziklastischen Serie des Profiles Eisenkappler Hütte bei einer gleichzeitigen Abnahme der detritischen Zufuhr mit einer Abnahme des durchschnittlichen Kaolinitgehaltes einher. Dies läßt eine reduzierte Wasserzirkulation im Meer während der karbonatischen Sedimentation vermuten. Die Zu- bzw. Abnahme des Kaolinites innerhalb der Kornvergrößerungs- bzw. Kornverfeinerungssequenzen der untersuchten Profile dürfte ein reiner Korngrößeneffekt sein.

Illit und die **(10–14Sm)-Wechselagerungsminerale** sind ebenfalls Tonminerale festländischen Ursprungs und gelangten durch fluviatile Zufuhr in den Sedimentationsraum. Sie bilden sich im exogenen Kreislauf durch die Degradation von Muskovit gemäß der Degradationsreihe Muskovit → Illit → (10–14Sm)-Wechselagerungsminerale → Smektit. Bei der Umwandlung des Muskovits zu Illit erfolgt eine Substitution der Si^{4+} - durch Al^{3+} -Ionen, dessen Ausmaß von der zur Verfügung stehenden Wassermenge, der Ionenkonzentration im Wasser und der Temperatur abhängt. Die Schwankungen der Illitgehalte in den Profilen stimmen mit denen der Kaolinitgehalte überein, verhalten sich jedoch aufgrund der geringeren Korngröße des Illits gegenläufig und weisen daher auf wechselnde Strömungsverhältnisse im Sedimentationsraum hin. Im Profil Eisenkappler Hütte ist innerhalb der 3. siliziklastischen Serie die Zunahme des Strömungsregimes und die damit einhergehende Kornvergrößerung mit dem Auftreten von karbonatreicheren Lagen und einer Abnahme des Illitgehaltes verbunden. Auch im Profil Vellachbrücke zeigen die oolithischen und onkolithischen Kalke einen verminderten Illitgehalt. Die erhöhten Gehalte an (10–14Sm)-Wechselagerungsmineralen im oberen Bereich der 2. Karbonatserie zeigen verstärkte festländische Aufarbeitungsprozesse im Vorfeld der siliziklastischen Sedimentation an.

Nach SCHRAMM et al. (1982) zeichnet sich für die postvariszische Transgressionsserie des Krappfeldes ein Ausklingen der ohnehin sehr schwachen frühalpidischen Metamorphose im Liegenden der Raibler Schichten ab. Auch in den bearbeiteten Proben der Raibler Schichten der Nordkarawanken ist keine Kristallinitätsveränderung der Illite durch endogene Prozesse zu erkennen. Das Auftreten von hochkristallinen Illiten kann daher nur mit einer Ererbung der strukturellen und chemischen Eigenschaften verbunden sein. Die Illite der Raibler Schichten sind demnach Produkte einer kontinentalen Verwitterung und haben somit einen detritischen Ursprung. Der hohe Illitanteil, die zum Teil hohe Illitkristallinität, der erhöhte Gehalt an illitreichen (10–14Sm)-Wechselagerungen, das Fehlen von smektitreichen (10–14Sm)-Wechselagerungen und reinem Smektit macht für die Festlandsgebiete vorwiegend trockene Klimabedingungen wahrscheinlich. Im Profil Eisenkappler Hütte deutet die im Vergleich zu den karbonatischen Serien geringere Illitkristallinität der siliziklastischen

Gesteine bei gleichzeitiger Zunahme des Al-Gehaltes auf eine intensivere Verwitterung hin. Von dieser Kristallinitätserniedrigung sind sowohl die Tonschiefer als auch die Ooidbänke der siliziklastischen Serie betroffen. Innerhalb der Raibler Schichten stellen die Schieferthonhorizonte bedeutende Bewegungsbahnen dar. Diese ermöglichten eine erhöhte Wasserzirkulation. Daher dürften die Illite dieser Gesteine verstärkt Verwitterungsprozessen ausgesetzt gewesen sein, die letztlich zu einer Kristallinitätserniedrigung führten.

Chlorit bildet sich entweder im exogenen Kreislauf durch die Verwitterung von Biotit gemäß der Degradationsreihe Biotit → Chlorit → (14C–14V)-Wechsellagerungsminerale → Vermikulit oder kann aus metamorph überprägten Gesteinsserien ererbt sein. Eine derartige Entstehung ist für die Chlorite der Raibler Schichten unwahrscheinlich, da unter den klimatischen Bedingungen, die eine Alteration von Illit zu (10–14Sm)-Wechsellagerungsmineralen ermöglichen, der verhältnismäßig instabile Chlorit bereits in (14C–14V)-Wechsellagerungsminerale bzw. in Vermikulit umgewandelt sein müßte. Eine lagunär-marine Neubildung des Chlorits unter erhöhter Magnesiumionenkonzentration ist ebenfalls auszuschließen. Primäre Mg- und Mn-reiche Dolomite, die Bedingungen anzeigen, wie sie für eine derartige Chloritneubildung erforderlich wären, treten nur in den karbonatischen Serien auf. Auch die mikrofaziell-sedimentologischen Ergebnisse sprechen gegen lagunäre Verhältnisse zur Zeit der siliziklastischen Sedimentation. Die Chlorite der Raibler Schichten könnten darüber hinaus im Rahmen diagenetischer Prozesse oder durch rezente bzw. subrezente Verwitterungsprozesse entstanden sein. Da sie ausschließlich auf die siliziklastischen Serien beschränkt sind, dürfte eine Chloritbildung durch eine diagenetische Aggradation der smektitreichen Komponenten in den ererbten (10–14Sm)-Wechsellagerungsmineralen wahrscheinlich sein. Bei diesem Vorgang wandeln sich die Smektitsschichten der Wechsellagerungen zuerst in Vermikulit und dann in Chlorit um. Da der Chlorit im Vergleich zum Illit sehr empfindlich auf die chemische Verwitterung reagiert, sind in den besser permeablen Schieferthonen durch junge Degradationsprozesse geringere Chloritanteile als in den karbonatischen Zwischenlagen innerhalb der Schieferthonhorizonte vorhanden. Im Profil Eisenkappler Hütte dürften daher die erhöhten Chloritgehalte in den karbonatischen Zwischenlagen innerhalb der 3. siliziklastischen Serie dem ursprünglichen Grad der Chloritbildung entsprechen.

DISKUSSION

Der mehrfache Sedimentationswechsel ist in Anlehnung an die Modellvorstellungen von SCHWEIZER et al. (1988) auch in den Raibler Schichten der Nordkarawanken durch zyklische Schwankungen des Meeresspiegels verursacht. Bei steigendem Meeresspiegel werden Delta- und Küstensand-

ablagerungen aufgearbeitet und durch Stürme und küstenparallele Strömungen auf die Karbonatplattform verfrachtet. Bei sinkendem Meeresspiegel nimmt der Eintrag der Siliziklastika wieder kontinuierlich ab und es bildet sich erneut eine Karbonatplattform heraus. Während einer Transgressionsperiode werden so die nebeneinanderliegenden Faziesbereiche nur küstenwärts verlagert und während der folgenden Regression wieder seewärts verschoben. Für das Karn wurden bereits von HAQ et al. (1986) zwei eustatische Transgressions- und Regressionszyklen für das Karn nachgewiesen, die mit dem ersten und zweiten Schieferthonhorizont korrelierbar sind. Die von KESSLER (1985) postulierten Änderungen der Evaporationsrate bzw. Ionenkonzentration des Wassers scheiden nach den vorliegenden Untersuchungen als Hauptverursacher aus, da sich das Klima während des Karns nur unwesentlich verändert haben dürfte.

LITERATUR

- BECHSTÄDT, T. (1978): Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – *Jb. Geol. B.-A.*, 121/1, 1–121, Wien.
- DUNOYER de SEGONZAC, G. (1969): Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. – *Mém. Serv. Carte. géol. Als. Lorr.*, 29, 320 S., Strasbourg.
- ESQUEVIN, J. (1969): Influence de la composition chimique des illites sur la cristallinité. – *Bull. Centre Rech., S.N.P.A.*, 3/1, 147–154, Pau.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S., Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- HAGEMEISTER, A. (1988): Zyklische Sedimentation auf einer stabilen Karbonatplattform: Die Raibler Schichten (Karn) des Drauzuges/Kärnten (Österreich). – *Facies*, 18, 83–122, Erlangen.
- HAQ, B. U., J. HARDENBOL & P. R. VAIL (1986): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – *Science*, 235, 1156–1167, Washington.
- HENNRICH, R. (1983): Der Wettersteinkalk am Nordwestrand des tirolischen Bogens in den nördlichen Kalkalpen: der jüngste Vorstoß einer Flachwasserplattform am Beginn der Obertrias. – *Geologica et Palaeontologica*, 17, 137–177, Marburg.
- HOLLER, H. (1951): Die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gailtaler Alpen. – *Berg- u. Hüttenmänn. Mh.*, 96, 69–75, Wien.
- HOLZER, H. L., F. BUCHROITHNER, J. NIEVOLL, W. POLTNIK & L. RATSCHBACHER (1979): Bericht zu den Geländearbeiten im Bereich Windisch-Bleiberg und Ostkarawanken in den „Bleiberger Schichten“ 1979. – In: CERNY, I. (1979): Untersuchung des geochemischen Pb-Zn-Verteilungsmodells in stillliegenden Blei-Zink-Revieren der Karawanken. Unveröff. Endbericht an die Geol. B.-A. Wien: Forschungsprojekt Karawanken 1979, Wien.
- KESSLER, F. (1985): Fazieszyklen und Subsidenz auf einem evaporitischen Schelf. Die Raibler Schichten Westtirols und Südbayerns (Alpine Trias, Karn, Nördliche Kalkalpen). – *Diss. Univ. Freiburg*, 140 S., Freiburg.
- KRAINER, K. (1985): Beitrag zur Mikrofazies, Geochemie und Paläogeographie der Raibler Schichten der östlichen Gailtaler Alpen (Raum Bleiberg–Rubland) und des Karwendel (Raum Lafatsch–Tirol). – *Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A.*, 6, 129–142, Wien.
- KRAUS, O. (1969): Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen. – *Jb. Geol. B.-A.*, 112, 81–152, Wien.

- LOEBLICH, A. R. & H. TAPPAN (1964) Protista 2, 1/2. – Treatise on Invertebrate Palaeontology, Part C, Kansas (Lawrence).
- LOGAN, B. W., R. REZAK, R. N. GINSBURG (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites. – Jb. Geol., 72/1, 68–83, Chicago.
- PILLER, W. (1978): Involutinacea (Foraminifera) der Trias und des Lias. – Beitr. Paläont. Österreich, 5, 1–164, Wien.
- ROTHPLETZ, A. (1980): Über *Sphaerocodium bornemanni*, eine neue fossile Kalkalge aus den Raibler Schichten der Ostalpen. – Bot. Zbl., 52, 9, Kassel.
- SCHRAMM, J. M., W. von GOSEN, M. SEEGER & F. TIEDIG (1982): Zur Metamorphose variszischer und postvariszischer Feinklastika in Mittel- und Ostkärnten (Österreich). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 53, 169–179, Hamburg.
- SCHWEIZER, T., A. HAGEMASTER & T. BECHSTÄDT (1988): Zyklische Sedimentation von Klastika auf eine Karbonatplattform: Die Raibler Gruppe (Karn) im westlichen Oberostalpin. – Bochumer geol. u. geotechn. Arb., 29, 184/185, Bochum.
- THOREZ, J. (1975): Phyllosilicates and clay minerals. A laboratory handbook for their X-ray diffraction analysis. – 579 S., Dison (Lelotte).
- THOREZ, J. (1976): Practical identification of clay minerals. – 90 S., Dison (Lelotte).
- WENDT, J. (1969): Foraminiferen-„Riffe“ im karnischen Hallstätter Kalk des Feuerkogels (Steiermark, Österreich). – Paläont. Z., 43, 177–193, Stuttgart.
- WILSON, J. L. (1975): Carbonate facies in geologic history. – 471 S., Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- ZANINETTI, L. (1976): Les Foraminifères du Trias. – Riv. Ital. Paleont., 82/1, 1–257, Milano.

Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geol. C. KISTEN, Priv.-Doz. Dr. J. KUSS und Priv.-Doz. Dr. F. HENDRIKS, Institut für Geologie und Paläontologie, Technische Universität Berlin, Ernst-Reuter-Platz 1, D-1000 Berlin 10.