



## Geochemische und fazielle Muster in peritidalen Kalk/Dolomit-Zyklen der oberen Bellerophon-Schichten (Oberperm) in den Südalpen

Von WERNER BUGGISCH, SIBYLLE NOÉ &amp; STEFAN KRUMM\*)

Mit 9 Abbildungen, 2 Tabellen und 1 Tafel

Österreich  
Italien  
Südalpen  
Karnische Alpen  
Oberperm  
Bellerophon-Schichten  
Geochemie  
Fazies

### Inhalt

Zusammenfassung .....	69
Abstract .....	70
1. Einleitung .....	70
2. Methoden .....	70
3. Fazies und Mikrofazies .....	70
3.1. Gefüge .....	70
3.2. Organismen .....	74
3.3. Diagenetische Merkmale .....	74
3.4. Interpretation der Fazies .....	74
3.5. Beschreibung der Einzelzyklen .....	75
3.6. Steuerungsfaktoren der Zyklen .....	78
4. Geochemie .....	78
4.1. Rückstand .....	78
4.2. Karbonatphasen .....	79
4.3. Neben- und Spurenelemente .....	79
4.3.1. Eisen und Mangan .....	79
4.3.2. Strontium .....	79
4.3.3. Natrium .....	79
4.3.4. Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopie .....	79
4.4. Deutung der geochemischen Daten .....	82
4.4.1. Salinität .....	82
4.4.2. Dedolomite .....	82
4.4.3. Diagenese .....	83
5. Schlußfolgerung .....	83
Dank .....	83
Literatur .....	86

### Zusammenfassung

Die peritidalen Kalk-Dolomit-Folgen der Bellerophon-Schichten werden von shallowing-upward Zyklen 4. und 5. Ordnung aufgebaut. Die einzelnen Zyklen zeichnen sich durch eine rasche Transgression über inter- bis supratidale Sedimente aus. Die zunehmende Verflachung innerhalb der Zyklen äußert sich in einer Abnahme der Diversität der Organismen und in der Verdrängung von Mizzien und Globivalvulinen durch *Atractyliopsis* und Hemigordien. Gymnocodiaceen und sessile Milioliden erweisen sich als tolerant gegenüber restriktiven Bedingungen. Geochemisch spiegeln sich Änderungen in der Salinität durch eine Abnahme von Sr und einer Zunahme des Na-, Fe-, Mn- und Dolomitgehaltes wider. Sehr niedrige  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte gehen auf eine späte Diagenese zurück, die in einigen Bereichen unter Süßwassereinfluß Sulfatlösung und Dedolomitierung bewirkte.

\*) Anschriften der Verfasser: WERNER BUGGISCH, STEFAN KRUMM, Universität Erlangen-Nürnberg, Institut für Geologie, Schloßgarten 5, D-91054 Erlangen; SIBYLLE NOÉ, Universität Bremen, Fachbereich Geowissenschaften, Klagenfurter Straße, D-28359 Bremen

# Geochemical and Facial Patterns in Peritidal Calcite/Dolomite Cycles of the Upper Bellerophon Beds (Upper Permian) in the Southern Alps

## Abstract

Peritidal limestone-dolomite cycles of the Upper Bellerophon Fm. represent shallowing-upward cycles of 4. and 5. order. Each cycle is characterized by a rapid transgression across the underlying inter- or supratidal facies. Decreasing water depth within the cycles is accompanied by decreasing biotic diversity and a replacement of *Mizzia* and *Globivalvulina* by *Atractyliopsis* and *Hemigordius*. *Gymnocodium* and attached miliolides are not sensitive to restrictive conditions. Changes in salinity are also reflected by decreasing Sr and increasing Na, Fe, Mn, and dolomite contents. Low  $\delta^{18}\text{O}$  values are due to stabilization under elevated temperatures. A late diagenetic event with higher temperatures and freshwater influence caused sulfate dissolution responsible for dedolomitization in some horizons.

## 1. Einleitung

Die randmarinen Bellerophon-Schichten der Südalpen wurden von NOÉ (1987) in vier paläogeographische Einheiten gegliedert, die vom küstennahen lagunären Schelf in den westlichen Dolomiten bis zum landfernen Innenschelf in den Karnischen Alpen und Karawanken reichen. Die Schichtenfolge des restriktiven Innenschelfs kann in Südtirol in mindestens vier Abschnitte untergliedert werden:

- 1) basale Übergangsschichten zu der liegenden Gröden-Formation,
- 2) mächtige Gips-Dolomit-Zyklen,
- 3) teilweise sandige Dolomite, Mergel und Rauhwacken und
- 4) Kalk-Dolomit-Zyklen, die zu den Oolithen des Tesero-Horizonts überleiten, in dem an der Basis der Werfen-Formation die Perm/Trias Grenze enthalten ist (BUGGISCH & NOÉ, 1988).

Die Gips-Dolomit-Folgen der tieferen Bellerophon-Schichten wurden von BOSELLINI & HARDIE (1973) als regressive, vermutlich autozyklische Sabkha Sequenzen gedeutet, die subtidale Dolomite bis supratidal gebildete Gipse umfassen.

Die Kalk-Dolomit-Zyklen der oberen Bellerophon-Schichten bestehen aus einer Wechselfolge von schwarzen fossilreichen Kalken, die in einem relativ offenermarinen Milieu gebildet wurden, und Dolomiten, in denen häufig Pseudomorphosen nach Gips und (meist ausgelöste und nur als Hohlform erhaltene) Gipsknollen gefunden werden.

In der vorliegenden Arbeit werden Kalk-Dolomit-Zyklen der höchsten Bellerophon-Schichten (*Palaeofusulina sinensis*-Zone [Dorashamian]) aus den westlichen Dolomiten (Profile Valles- und Karerpaß; Lageskizze und Übersichtsprofil siehe Abb. 1) detailliert analysiert und beschrieben.

## 2. Methoden

In den Profilen Valles (Probenbezeichnung V) und Karer-Paß wurden die Karbonate (ohne die Mergel) aus je zwei 2 bis 3 m mächtigen Kalk-Dolomit-Zyklen vollständig beprobt. Im Gelände wurden neben der Bankmächtigkeit und der genauen Lage der Proben lediglich makroskopisch auffällige Merkmale wie (ausgelöste) Gipsknollen sowie „Kalk“ und „Dolomit“ nach Augenschein notiert. Alle Proben wurden gesägt und je nach lithologischen Änderungen in mehrere Teilproben untergliedert. Von sämtlichen Proben wurden insgesamt 150 Dünnschliffe (5 × 5 cm) zur Ansprache der Komponenten und Matrix

sowie zur Klassifikation der Karbonate angefertigt, wobei eine Überdeckung der Profile von ca. 80 % erreicht wurde. Die Häufigkeit der Komponenten und sedimentären und diagenetischen Erscheinungen wurde abgeschätzt (x = vorhanden, xx = häufig, xxx = sehr häufig; Tab. 1). Die Teilproben (106 x V und 65 x K) wurden gebrochen und analytisch fein gemahlen.

An texturarmen Präparaten wurden die Größenordnung der Gehalte von Kalzit, Dolomit und Quarz durch Röntgendiffraktometrie bestimmt. Die Peakflächenverhältnisse wurden über Split-Pearson-Fits gewonnen. Eine Korrektur gegen die Massenschwächungs-Koeffizienten erfolgte nicht. Die Daten nähern die tatsächliche Zusammensetzung nur an, spiegeln aber die relativen Änderungen in den Profilen wider. Der Gehalt von Ca und Mg in Kalzit und Dolomit wurde über die auf Quarz korrigierte Lage des Hauptreflexes (101) ermittelt.

Der in 10 %-iger Salzsäure unlösliche Rückstand wurde gravimetrisch ermittelt. Die Bestimmung des Rückstandes in Karbonaten ist immer problematisch, da der Gehalt an Nichtkarbonaten von primärem Eintrag sowie von Diagenese und Drucklösung maßgeblich beeinflusst wird. Außerdem werden durch Lösungsmittel nichtkarbonatische Bestandteile mehr oder weniger angelöst. Eine allzu große Genauigkeit der Analyse ist daher nicht sinnvoll, wenn diese Phänomene nicht im Detail studiert werden. Gasometrische Analysen von  $\text{CO}_2$  mit einer Karbonatbombe sowie komplexometrische Titrationen von Ca und Mg mit EDTA ergänzten die Analyse der Hauptkomponenten.

Die Spurenelemente wurden aus einem salzsauren Auszug (1n HCl, 24 h bei Zimmertemperatur) mit der ICP bestimmt. Alle verwerteten Elemente lagen deutlich über der Nachweisgrenze. Nach Mehrfachbestimmungen ist bei günstigen Konzentrationen mit einem Fehler bis 2 rel. %, bei hohen Konzentrationen bis 5 rel. % zu rechnen. Die Bestimmung von  $\delta^{18}\text{O}$  und  $\delta^{13}\text{C}$  erfolgte mit einem Finnigan MAT 252 Massenspektrometer mit automatischer Karbonataufbereitung (Lösung des Karbonats mit 100 %-iger  $\text{H}_3\text{PO}_4$  bei 75°C und anschließender Korrektur, Angabe als ‰ gegen PDB, Fehler für  $\delta^{13}\text{C}$  und  $\delta^{18}\text{O}$  unter 0,1 ‰).

## 3. Fazies und Mikrofazies

### 3.1. Gefüge

Die Kalk/Dolomit-Zyklen werden aus cm- bis dm-gebankten, meist fossilreichen Karbonaten mit mm- bis cm-mächtigen Mergelzwischenlagen aufgebaut. Der Grad der Auswaschung ist meist sehr gering; reine matrixfreie Kalksande (Grainstones) fehlen. Folgende Gefügetypen können unterschieden werden:

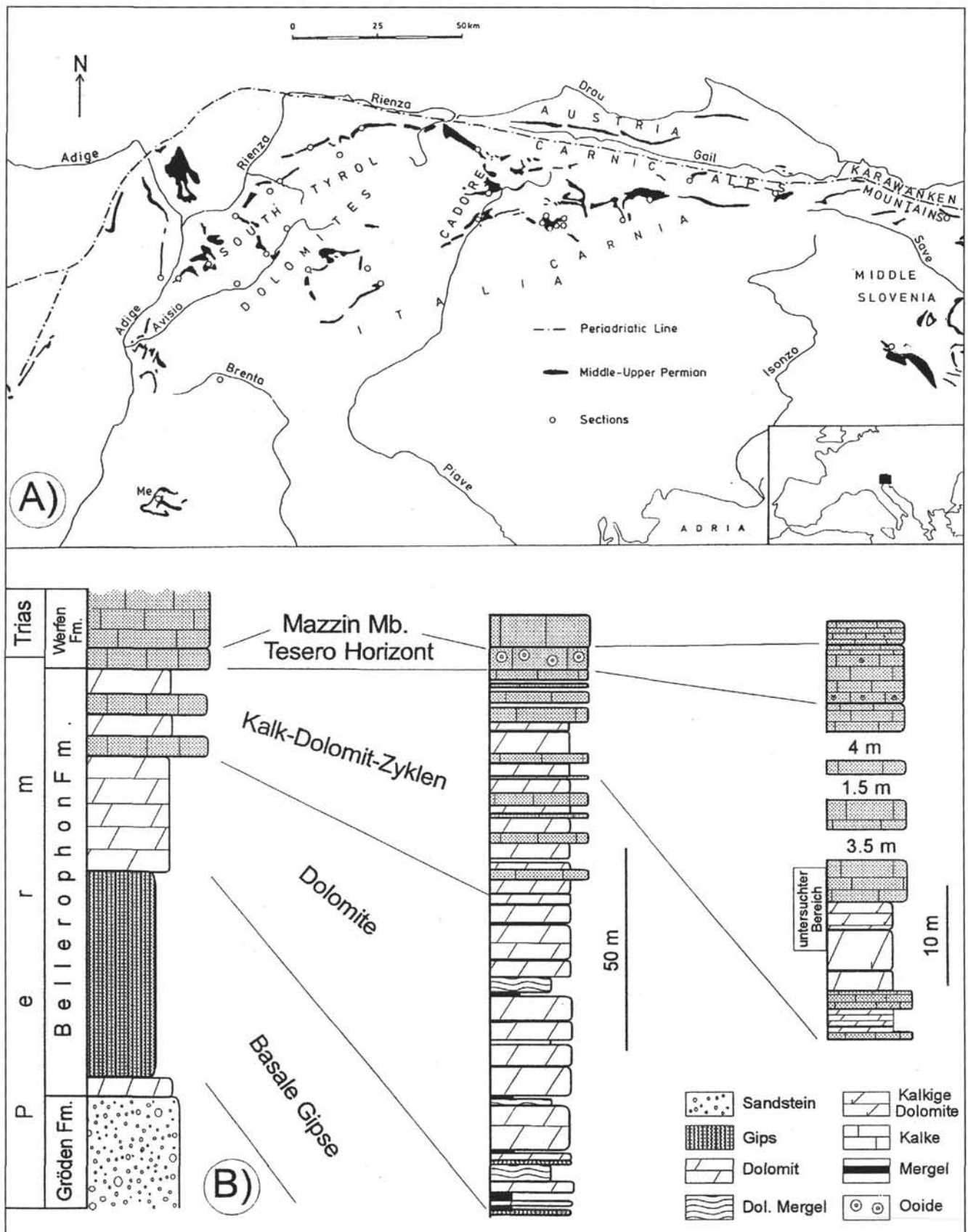


Abb. 1.  
 Lage der bearbeiteten Profile:  
 A = Vallespaß [V], Karerpaß [K] innerhalb des ausstreichenden Perms der Südalpen (schwarz) und stratigraphische Position (B) der Kalk-Dolomit-Zyklen am Vallespaß.





Mudstones treten äußerst selten auf.

Wackestones sind ebenfalls nur selten vertreten.

Packstones nehmen den größten Teil des Profilabschnitts ein. Sie lassen sich nach zunehmender Wasserbewegung in folgende Typen aufgliedern:

- 1) Organismen dicht gepackt, Mikritmatrix nicht ausgewaschen; sie kann bereichsweise zu sehr feinkörnigem äquigranular-euhedralem Mikrosparit umkristallisiert sein.
- 2) Mikritmatrix schwach ausgewaschen, inhomogenes Gefüge mit typischer pseudopeloidischer Struktur.
- 3) Schwach ausgewaschener Sparit: Mikrit stellenweise ausgewaschen, aber in kleineren Arealen noch erhalten.
- 4) Schwach ausgewaschener Sparit ohne deutlich erkennbare Mikritareale, Komponenten stets sehr dicht gepackt, wenig Grundmasse.

Vollständig ausgewaschene Gesteine mit typischem Grainstone-Gefüge wurden in keiner Probe beobachtet, die Wasserbewegung war demnach nur gering bis mäßig, stärkere Strömungen fehlten.

Die Verteilung der Sedimentgefüge folgt im Profil Valles einem zyklischen Muster (Tab. 1; Abb. 1). Die Sedimentation setzt mit stellenweise ausgewaschenen Packstones ein (Taf. 1: Fig. 1), geht bei abnehmender Wasserbewegung in wenig ausgewaschene Packstones über und endet schließlich in Wackestones (und sehr selten Mudstones), bevor erneut abrupt stärker ausgewaschene Packstones abgelagert werden.

Während die etwas ausgewaschenen Kalke im cm-Bereich gebankt sind und durch mm bis 3 cm mächtige Kalkmergel-Intervalle getrennt werden, treten Mergellagen in den Wackestones zurück.

Unter den Komponenten überwiegen die Algen mit einer Vormacht von Gymnocodiaceen (Taf. 1: Fig. 2). Die Erhaltung der Kalkalgen ist mit der Lithologie der Karbonate verknüpft. In den sehr schwach ausgewaschenen Packstones sind die Thalli am besten erhalten, wohingegen in den Wackestones nur zerbrochene und abgerollte Fragmente vorkommen. Neben den Gymnocodiaceen können miliolide Foraminiferen gesteinsbildend auftreten (Taf. 1: Fig 3).

Als weitere Karbonat-Komponenten sind Pellets, Pelloide, Lumps und Intraklasten zu finden. Onkoidische Umkrustungen und Rindenkörner (Anbohrungen) sind fast ausschließlich auf die schwach ausgewaschenen Packstones begrenzt. Detritischer Quarz ist in fast allen Schliffen in Spuren zu beobachten.

### 3.2. Organismen

Das Organismenspektrum der Karbonate ist durch geringe Diversität gekennzeichnet (Tab. 1) und weist eine Algenvormacht mit Formen auf, die nach FLÜGEL (1985) und TOOMEY (1985) dem sehr flachmarinen Bereich zugerechnet werden können. Foraminiferen, vor allem Milioliden und Globivalvulinen treten nur selten gesteinsbildend auf. Die ständige Begleitfauna setzt sich aus Bivalven, Ostracoden und Crinoiden zusammen. Untergeordnet können Gastropoden, Brachiopoden, Serpuliden und Bryozoen hinzutreten. Alle parautochthone Foraminiferen sind euryhalin (NOÉ, 1988), stenohaline Formen wie Fusuliniden und Paraglobivalvulinen fehlen völlig. Im Gegensatz zu anderen Profilen in den Dolomiten ist die Diversität in den Kalk-Dolomit-Zyklen des Valles-Paß-Profiles gering, was

auf eingeschränkte Wasserzirkulation und erhöhte Salinität hindeutet. Dies wird durch das von Milioliden und – seltener – Globivalvulinen (Taf. 1: Fig. 4) dominierte Foraminiferenspektrum untermauert. Milioliden, die rezente ihre Hauptverbreitung in hypersalinen Bereichen aufweisen (MURRAY, 1973), sind in fast allen Proben mit dickwandigen, planspiral-involuten und streptospiral aufgerollten Morphotypen vertreten. Nodosarien kommen dagegen selten vor und sind vorwiegend an die Wackestones und Mergellagen gebunden, die unter Stillwasserbedingungen abgelagert wurden. Die stärker salinitätsabhängigen Crinoiden und Bryozoen sind stets fragmentiert.

In den Mergellagen spiegelt sich starke Drucklösung in stylolithischen Tonsäumen wider (non-sutured seam solution nach WANLESS [1979]). Crinoiden, Globivalvulinen, Nodosarien und Milioliden blieben von der Drucklösung weitgehend verschont. Daneben kommen planktonische Organismen – Radiolarien – in den Mergeln vor, während Kalkalgen fehlen.

### 3.3. Diagenetische Merkmale

Marine Zemente fehlen bis auf die durch synsedimentäre Anbohrungen entstandenen Mikritrinden völlig. Die diagenetische Stabilisierung, d.h. die Umwandlung der ursprünglichen Karbonatphasen in Niedrig-Mg-Kalzit bzw. in Dolomit, erfolgte meist strukturerhaltend. Die Diagenese manifestiert sich in einer Sammelkristallisation der Mikrite und in granularen Kalzitcementen in den sekundären Hohlräumen (vuggy, moldic und fracture porosity). Stärkere Umkristallisation mit Bildung von Mikrosparit wird im wesentlichen in den Mudstones, Wackestones und nicht ausgewaschenen Packstones beobachtet.

Die Dolomitierung erfolgte schichtgebunden bevorzugt in den Mudstones und Wackestones. Sie ist auf die Matrix beschränkt, Fossilshalen liegen heute überwiegend als Kalzit oder als Partikel-Lösungsporen vor (Taf. 1: Fig. 7, 8).

Ehemalige Sulfatausscheidungen werden selten als Kristall-Pseudomorphosen oder als Durchsetzung von Dolomit mit Anhydrit/Gips beobachtet; dagegen sind mm- bis cm-große (ausgelöste) Gipsknollen insbesondere in den Mudstones und Wackestones (bis in die Fazies der nicht ausgewaschenen Packstones) häufig. Einzelne Hohlräume sind mit Kalzit mehr oder weniger vollständig geschlossen, andere bis heute offen geblieben.

### 3.4. Interpretation der Fazies

Am Valles- und Karerpaß kann eine zyklische Sedimentation bereits im Gelände erkannt werden: Schwarze cm-gebankte Kalke mit Mergelzwischenlagen werden sukzessive von grauen bis graubraunen dm-gebankten Dolomiten abgelöst, die ihrerseits mit scharfer Grenze wiederum von Mergeln und schwarzen Kalken überlagert werden. Während die Zyklen am Vallespaß relativ klar aufgebaut sind, macht sich am Karerpaß der Landeinfluß bemerkbar, der die allozyklische Sedimentation mehr oder weniger überprägt. Deshalb wird im folgenden vorwiegend auf die Daten der Proben vom Vallespaß zurückgegriffen. Dünnschliffbeobachtungen ergaben, daß sich die zwei Zyklen, die am Vallespaß entsprechend dem Geländebefund aufgenommen worden waren, jeweils in zwei Teilzyklen untergliedern lassen.

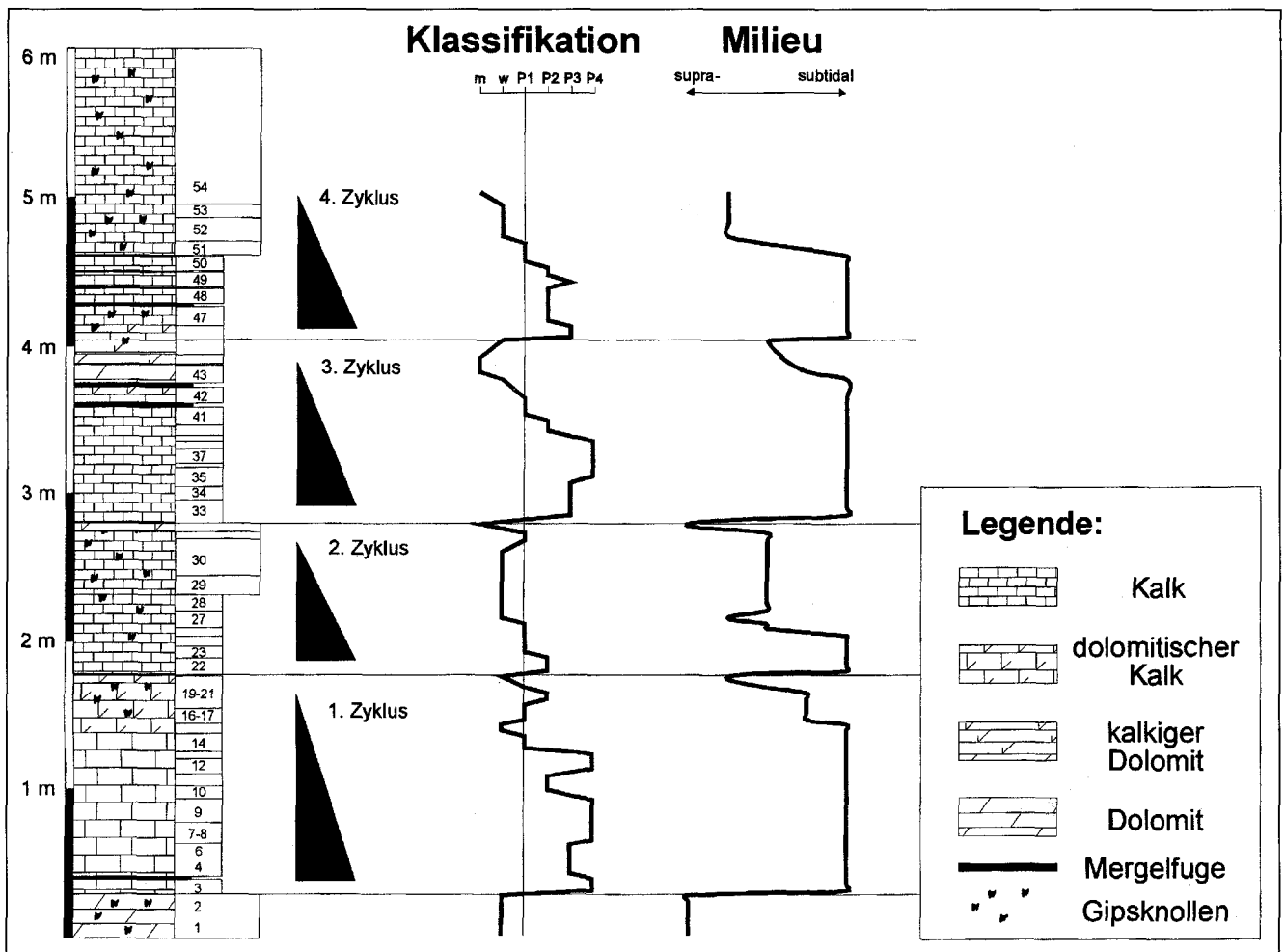


Abb. 2.  
Lithologie und Klassifikation der Zyklen am Vallespaß.  
m = Mudstone, w = Wackestone; P1 – P4 entsprechen der Beschreibung der Packstones in 3.1.

Das Faziespektrum der Proben reicht vom flachen Subtidal bis in das Supratidal. Insgesamt liegen kleinmaßstäbliche regressive Zyklen vor (shallowing upward cycles). Die einzelnen Faziesbereiche sind wie folgt charakterisiert:

Der subtidale Bereich ist mit Ausnahme der Mergellagen durch Packstones repräsentiert (Abb. 2). Abgerollte Algenhalli, onkoidische Krusten und Rindenkörner belegen schwache Strömungen, die jedoch nie zur völligen Auswaschung des Karbonatschlammes und zur Bildung von Grainstones ausreichen. Die Wassertiefe lag maximal im Bereich weniger Meter. Gipsausscheidungen fehlen in der Regel; sie finden sich manchmal im flachsten Subtidal und wurden während der nachfolgenden Auftauchphase gebildet.

In der Organismenverteilung zeigt das Subtidal bei insgesamt geringer Diversität die relativ größte Faunen- und Florenvielfalt. Algengattungen, die nach FLÜGEL (1977) für den offenmarinen Bereich typisch sind, fehlen jedoch.

Der tiefe Intertidal-Bereich ist durch parautochthone Organismen gekennzeichnet. Das Kalkalgenspektrum ist monospezifisch (*Gymnocodium bellerophontis* ROTHPLETZ); in einigen Proben sind vagile Milioliden damit vergesellschaftet. Gymnocodien haben nach RIDING & GUO (1991) ihre Hauptverbreitung auf der Plattform und dem äußeren Schelf, erweisen sich in den Bellerophon-Schichten aber als fazielle Durchläufer. Gipsknollen können in den im Intertidal abgelagerten Schichten auftreten oder fehlen.

Im hohen Intertidal wurden Wackestones und nicht ausgewaschene Packstones abgelagert. Die Matrix ist strukturlos und oft zu Mikrosparit umkristallisiert. Laminationen oder Aufarbeitungserscheinungen fehlen. Abrollung, Fragmentierung und dunkler Kalkschlamm als Internfüllung der Algenhalli weisen darauf hin, daß diese auf das Karbonatschlickwatt transportiert wurden. Kalkalgen, Bivalven und Milioliden können nesterartig zusammengespielt sein. Gipsknollen sind meist vorhanden.

Der supratidale Bereich ist durch fossilarme, zu Mikrospariten umkristallisierte Mudstones bis Wackestones und durch Evaporite charakterisiert. Die seltenen Fossilien (Kalkalgenhalli) sind nicht nur abgerollt sondern regelrecht zerbrochen. Evaporite bilden entweder Gipsknollen oder durchsetzen das Gestein völlig. Laminite und Schlammgerölle (flat pebbles) fehlen ebenso wie ein Erosionsrelief.

### 3.5. Beschreibung der Einzelzyklen

Nach der Faziesinterpretation liegen im untersuchten Abschnitt am Vallespaß 4 Zyklen vor.

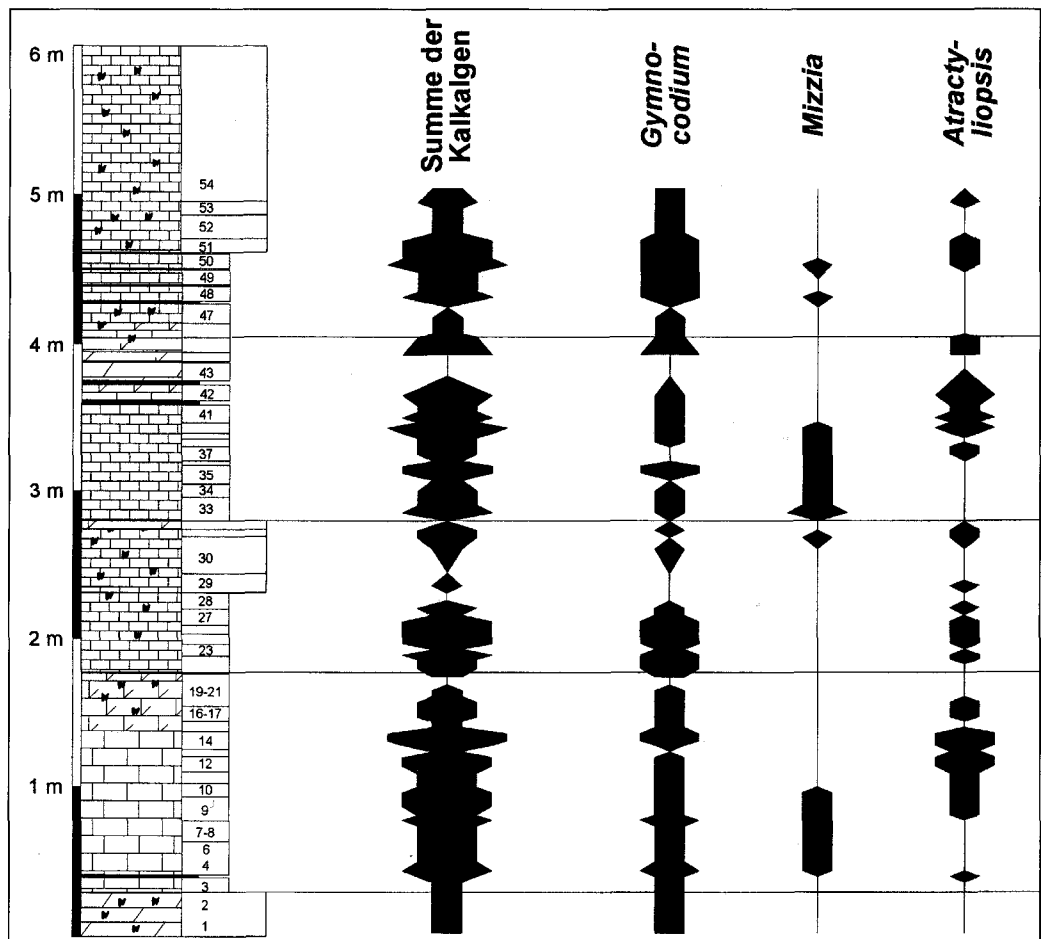
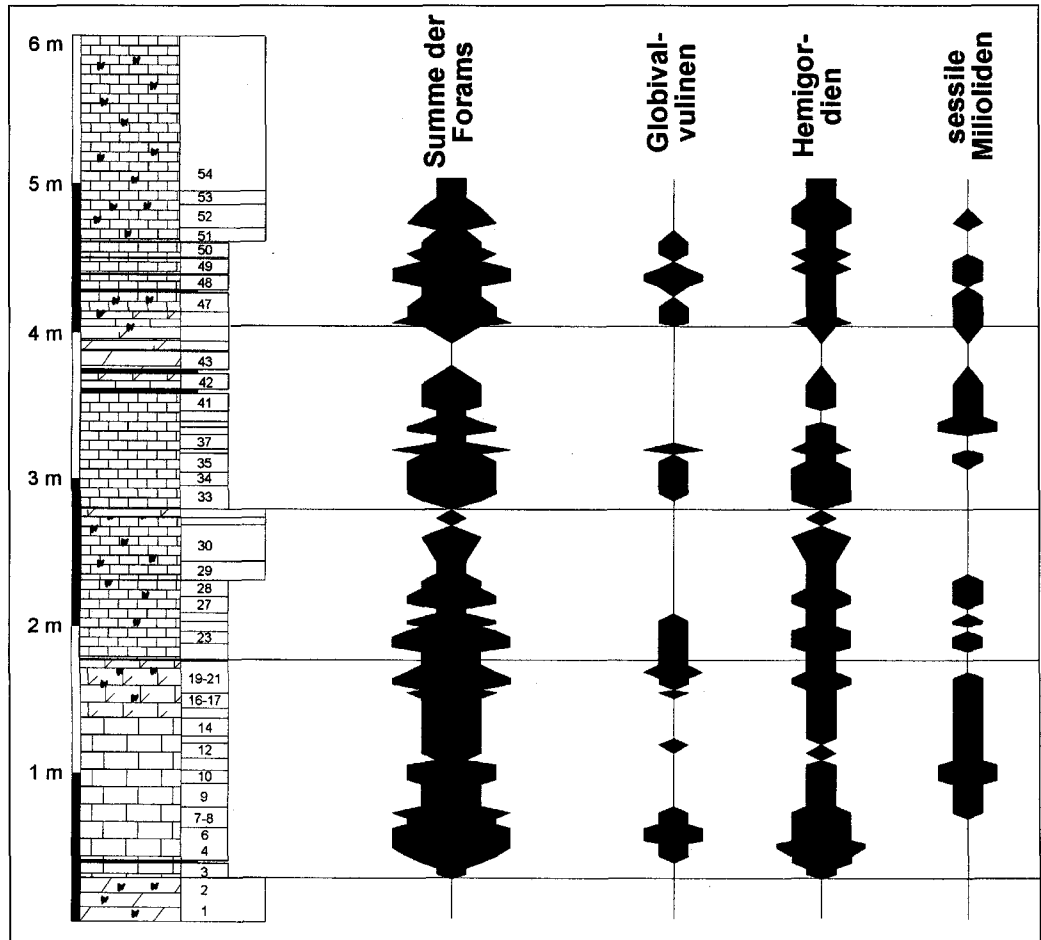
Der erste Zyklus (Proben V3–21) setzt über den Gipsknollen-führenden supratidalen Dolomikrospariten (Taf. 1: Fig. 7 und 8) des unterlagernden Zyklus (V1–2a) abrupt mit einer Mergellage ein. Die unteren zwei Drittel (V3b–V15) liegen in subtidaler Fazies vor. Es handelt sich dabei vorwiegend um schwach ausgewaschene Biosparite mit teil-

Abb. 3.  
Häufigkeit bestimmter Foraminiferengattungen.  
Die Summe der Foraminiferen zeichnet die Einzelzyklen nach. Globivalvulinen treten gehäuft an der Zyklusbasis auf, Hemigordien erweisen sich als Durchläuferformen.

weise erhaltenen Mikritarealen. In der Verteilung von Fauna und Flora zeichnet sich neben den Durchläufern wie Hemigordien und Gymnocodien ein Wechsel von stärker salinitätsabhängigen Globivalvulinen und Mizzien (TOOMEY, 1985) zu mehr euryhalinen Millioliden und *Atractyliopsis* sp. ab (Abb. 3, 4; Taf. 1: Fig. 1–5).

Hierin spiegelt sich bereits eine zunehmende Salinität wider, in deren Zuge im flachsten Subtidal (V16–18) mikritische Packstones abgelagert wurden. Diese sind von Gipsknollen durchsetzt, die möglicherweise während einer relativ kurzen Auftauchphase gebildet wurden. Das Organismenspektrum ist durch Schalenbruch und abgerollte parautochthone Kalkalgen charakterisiert (Taf. 1: Fig. 6). Eine deutliche Verflachung zum hohen Intertidal ist in V20–21 an im vadosen Bereich ausgefallten Gipsknollen, an umkristallisierter Mikritmatrix und fragmentierten Algenhalli zu erkennen (Abb. 5, 6).

Abb. 4.  
Häufigkeit einzelner Kalkalgen.  
Gymnocodien zeigen die geringste fazielle Abhängigkeit, Mizzien finden sich bevorzugt in den eindeutig subtidalen Sedimenten und werden nach oben hin von *Atractyliopsis*-Formen abgelöst.





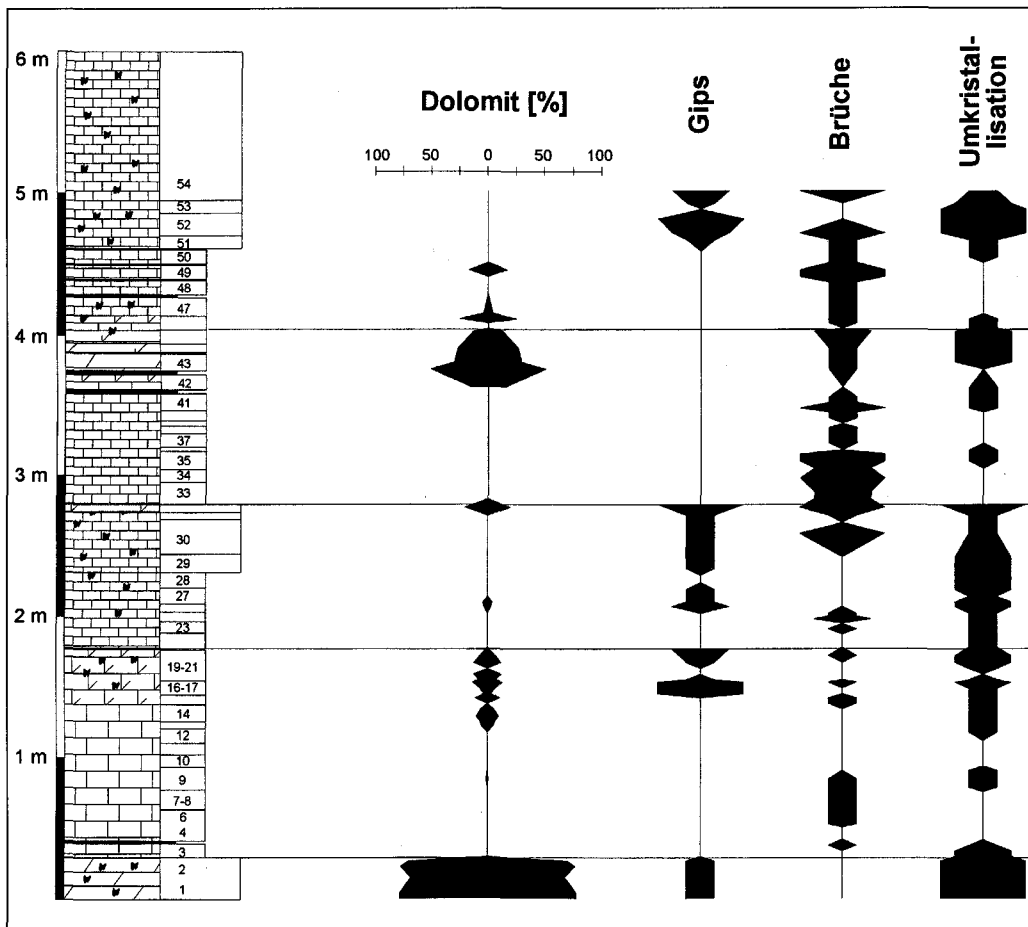


Abb. 5. Verbreitung diagenetischer Phänomene im Profil.

Die Basis des 2. Zyklus (V22–32) ist durch eine abrupte Eintiefung gekennzeichnet. V22–24 repräsentieren das subtidale Stadium mit cm-gebankten schwach ausgewaschenen Mikriten. Darüber setzt eine graduelle Verflachung zum supratidalen Stadium ein:

In V25–26 weisen gut erhaltene parautochthone Gymnocodiaceen-Thalli und Gipsknollen auf zunehmende Verflachung ins tiefe Intertidal hin.

Weitere Verflachung in den hohen Intertidal-Bereich ist in V27–31 an einer Verfrachtung der Gymnocodiaceen und vagilen Milioliden zu erkennen. Ein Großteil der Algenthalli ist stark fragmentiert. Besser erhaltene Thalli zeigen ein Internsediment aus dunklem Karbonatschlamm des angrenzenden Subtidals. Gipsknollen sind in fast allen Schliften vorhanden, V30 ist von zahlreichen Gipsverfüllten Klüften durchzogen.

In V32 ist das Karbonat fast völlig von im vadosen Bereich des Supratidals ausgefalltem Gips verdrängt.

Analog zu den vorhergehenden ist die Basis des 3. Zyklus durch eine rasche Überflutung gekennzeichnet. Wiederum

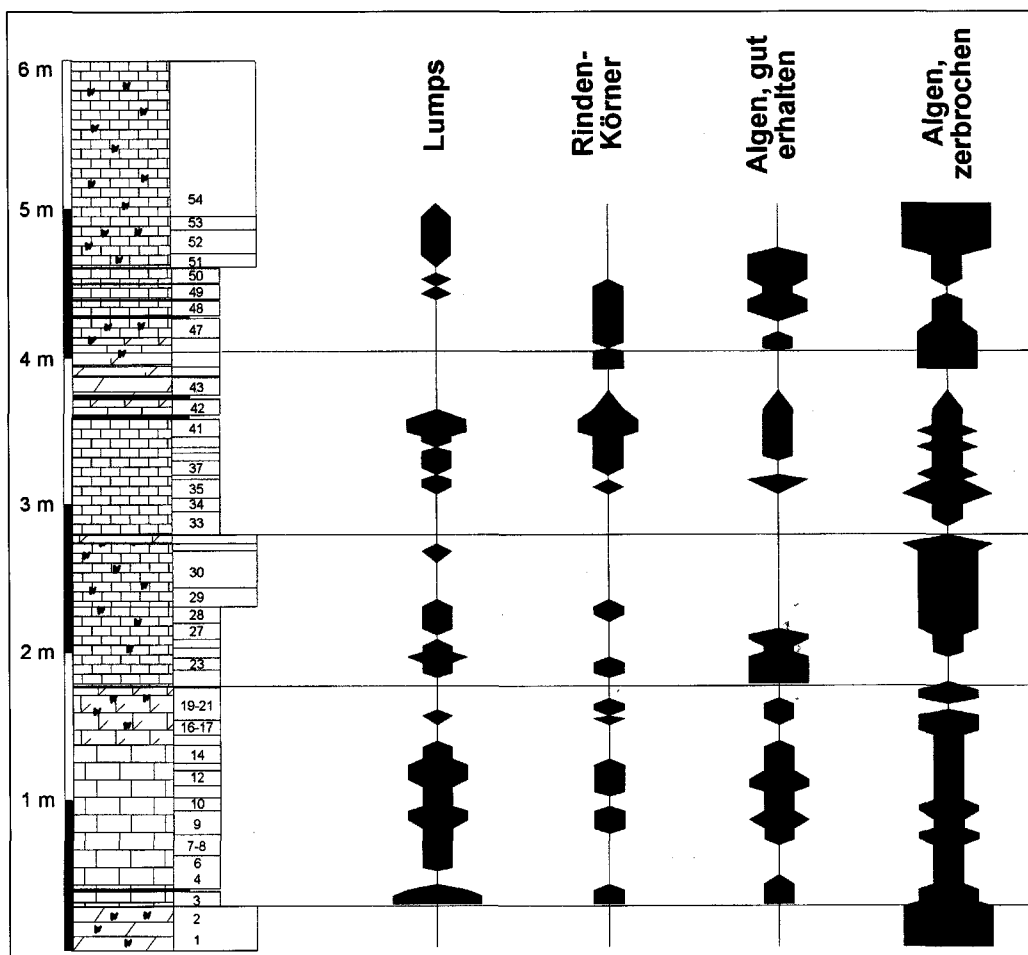


Abb. 6. Verbreitung weiterer Komponenten und Erhaltungszustand der Kalkalgen. Die Mud- und Wackestones am Top der Einzelzyklen enthalten vorwiegend zerbrochene Thalli.

sind Globivalvulinen und Mizzien im unteren Teil häufig und werden nach oben durch mehr euryhaline Milioliden und *Atractyliopsis* sp. abgelöst. Das subtidale Stadium reicht bis V43. Die Abfolge – schwach ausgewaschene Sparite, schwach ausgewaschene Mikrite und mikritische Packstones – spiegelt eine Verringerung der Wasserzirkulation nach oben wider. Das Intertidal ist durch V44–45 repräsentiert. Transportierte, mit Kalkschlamm gefüllte Gymnocodiaceen-Thalli und Gipsknollen weisen auf eine Verflachung bis ins hohe Intertidal hin.

Auch der 4. Zyklus beginnt mit einer raschen Vertiefung, so daß die folgenden schwach ausgewaschenen Mikrite und Sparite im Subtidal bei geringer Wasserbewegung abgelagert wurden (V46–50). Zerbrochene und mit Internesediment verfüllte Gymnocodiaceen zeigen die Verflachung vom flachen Subtidal in das hohe Intertidal an (V51). Schalenbruch und Gipsknollen treten hinzu und zeigen, daß der höchste beprobte Profilabschnitt im hohen Intertidalbereich verblieb, V54 könnte bereits ins Supratidal gehören.

Insgesamt bilden die Organismen das zyklische Muster ab. Bei generell geringer Diversität wird die größte Vielfalt an der Basis der Zyklen erreicht. Änderungen in der Zusammensetzung führen schließlich zu stark verarmten Spektren mit extrem anpassungsfähigen Faunen und Floren. Insbesondere an den schon im Gelände erkennbaren Zyklusgrenzen sind deutliche Einschnitte in der Population zu erkennen.

### 3.6. Steuerungsfaktoren der Zyklen

Modelle für die Zyklizität in Gezeitenflächen-Sedimenten werden ausführlich in HARDIE (1986) diskutiert. Für die Kalk-Dolomit-Zyklen der Bellerophonschichten kommen folgende Vorstellungen in Frage:

- 1) eustatische Änderungen des Meeresspiegels,
- 2) autozyklische Entstehung im Sinne von GINSBURG (1971),
- 3) laterale Verlagerung von Untiefen (PRATT & JAMES, 1986).

Im letzteren Falle müßten im Gelände Rinnen zwischen sich verlagernden Inseln aus Kalksand und Schrägschichtungsstrukturen in den Packstones zu finden sein, die nicht beobachtet wurden. Gegen ein rein autozyklisches Modell steht die supratidale Überprägung mancher subtidal abgelagerter Abschnitte, die nur durch einen tatsächlichen Abfall des Meeresspiegels erklärt werden kann. Ferner deutet die Existenz verschiedener Ordnungen von Zyklen auf eine eustatische Steuerung hin. Auch die sehr deutliche Asymmetrie der Zyklen spricht für eine allozyklische Entstehung. Sie geht auf eine graduelle Verflachung vom subtidalen ins supratidale Milieu zurück, der eine rasche Transgression über die exponierte Wattenebene folgt. Im Profil ist dies durch die Überlagerung von Evaporithorizonten durch subtidale Fazies mit Mergeln und Packstones belegt. Die abrupte Vertiefung am Top eines Zyklus spricht für „punctuated aggradational cycles“ nach der Definition von GOODWIN & ANDERSON (1985).

## 4. Geochemie

Hauptbestandteile in den untersuchten Profilabschnitten sind Kalzit, Dolomit, Gips und nichtlöslicher Rückstand. Gips ist heute überwiegend weggelöst und nur selten als Kristallpseudomorphosen oder häufig in Form mehr oder weniger mit Kalzit zementierter sowie offener Hohlräume überliefert. Daher kann zur Frage Anhydrit/Gips und zur chemischen Charakteristik der Sulfate keine Aussage getroffen werden.

### 4.1. Rückstand

Der bei dem gewählten Analysenverfahren bestimmte „unlösliche Rückstand“ (IR) besteht im wesentlichen aus Quarz in Siltfraktion, Phyllosilikaten und – insbesondere in den schwarzen Kalken – aus Pyrit und organischer Substanz. Die Gehalte sind mit durchschnittlich 1–5 Gew.-%

Tabelle 2.  
Korrelationskoeffizienten ausgewählter geochemischer Parameter.

$^{13}\text{C}/^{18}\text{O}$	0.88	Dolomit/Fe	0.52	Kalzit/Sr	0.35
Dolomit/Na	0.82	Kalzit/Fe	-0.50	Rückstand/Sr	0.28
Dolomit/ $^{18}\text{O}$	0.71	$^{13}\text{C}/\text{Dolomit}$	0.47	Kalzit/Mn	-0.25
Fe/Mn	0.71	$^{13}\text{C}/\text{Fe}$	0.47	$^{13}\text{C}/\text{Sr}$	0.23
Kalzit/Na	-0.68	Fe/Rückstand	0.46	Kalzit/Rückstand	-0.21
Dolomit/Sr	-0.63	Dolomit/Rückstand	0.41	Rückstand/ $^{18}\text{O}$	-0.21
Fe/Sr	-0.61	Dolomit/Mn	0.40	Rückstand/Mn	0.20
Na/ $^{18}\text{O}$	0.59	$^{13}\text{C}/\text{Na}$	0.38	Rückstand/Na	0.16
Rückstand/Quarz	0.59	$^{13}\text{C}/\text{Kalzit}$	-0.37	Fe/Na	0.14
Kalzit/ $^{18}\text{O}$	-0.57	$^{13}\text{C}/\text{Rückstand}$	-0.37	Na/Sr	-0.04
Mn/Sr	-0.56	$^{13}\text{C}/\text{Mn}$	-0.35	Mn/Na	-0.01

in den Karbonaten gering. Innerhalb der Bänke ist der IR in den Randzonen angereichert, was auf eine zunehmende Drucklösung zurückgeht, die auch zur Bildung der Mergelagen zwischen den Kalkbänken geführt hat. Wenn auch primäre Schwankungen im Verhältnis Karbonat/IR für die unterschiedliche Drucklösung verantwortlich sind, so ergibt die Bestimmung des IR doch ein völlig falsches Bild. Da bei der Betrachtung der Korrelationskoeffizienten (Tab. 2) außer banalen Zusammenhängen (wie IR/Quarz) keine deutlichen Zuordnungen erkannt werden konnten, wird auf eine weitere Diskussion verzichtet.

## 4.2. Karbonatphasen

Aussagen über die primäre Zusammensetzung der Karbonatphase (Aragonit, Kalzit, Mg-Kalzit und „Protodolomit“) sind nicht mehr möglich. Alle Karbonate sind umkristallisiert und liegen heute als Niedrig-Mg-Kalzite (bis 1 % Mg evtl. auch Fe) bzw. als nicht ganz stöchiometrische Dolomite mit einem leichten Ca-Überschuß von etwa 2 % vor.

Die Umkristallisation bzw. die schichtgebundene Dolomitierung vollzog sich zumeist – abgesehen von den Dedolomiten (s.u.) – strukturerhaltend, lediglich die (aragonitische?) Mikritmatrix ging während der Diagenese oft verloren.

Im Gelände wurde nach Augenschein zwischen „schwarzen Kalken“ und Dolomiten unterschieden. Während die „schwarzen Kalke“ meist nur aus Kalzit bestehen oder geringe Dolomitgehalte aufweisen, enthalten die „Dolomite“ etwa 20 bis 50 % Kalzit. Überraschenderweise bestanden einige im Gelände als „Dolomit“ angesprochene Horizonte ausschließlich aus Kalzit! Sie werden als Dedolomite interpretiert (siehe Kap. 4.4).

## 4.3. Neben- und Spurenelemente

Von den Neben- und Spurenelementen wurden die Gehalte an Na, Sr, Fe und Mn analysiert (Abb. 7). Bei der gewählten Aufschlußmethode sind die Karbonate ganz und die Oxide und Hydroxide überwiegend gelöst worden. Wieweit Pyrit und die Silikate angelöst wurden, bleibt offen, allerdings zeigt die geringe bis fehlende Korrelation mit dem IR, daß der Rückstand die Analyseergebnisse von Ca, Mg, Fe, Mn, und Sr nicht signifikant beeinflusste.

### 4.3.1. Eisen und Mangan

Fe (50–1500 ppm) ist im Gestein silikatisch, sulfidisch, (hydr)oxidisch und karbonatisch gebunden. Mn liegt vorwiegend in den beiden letzteren Formen vor. Beide Elemente sind gut miteinander positiv korreliert (Abb. 7, 8a). Extremwerte, die aus der Korrelation herausfallen, sind an Schichten gebunden, in denen ehemals pyritisierte Fossilien heute als Brauneisen vorliegen. Eine deutliche Abhängigkeit vom Dolomitgehalt kann beobachtet werden (Abb. 8a): Kalzite sind relativ zu den Dolomiten arm an Fe und Mn, dolomitische Kalke liegen auf der Korrelationsgeraden dazwischen. Dies zeigt, daß Fe und Mn vorwiegend in zweiwertiger Form an das Karbonatgitter gebunden sind, wobei das Dolomitgitter bevorzugt wurde. Eine Ausnahme stellen mit hohen Fe- und besonders erhöhten Mn-Gehalten die als Kreuze eingetragenen Dedolomite (Abb. 8a) dar. Im Vergleich zu Literaturdaten liegen die Fe- und die Mn-Werte sowohl der Kalzite als auch der Dolomi-

te teilweise um eine Größenordnung niedriger (vgl. BUELLER & GUILLEMETTE, 1988; SHUKLA, 1988; JOACHIMSKI, 1991), was auf einen primär geringen Eintrag dieser Elemente in den Sedimentationsraum hindeutet.

Während zwischen IR und Fe Zusammenhänge bestehen, sind diese bei IR und Mn nicht offensichtlich (Tab. 2). Dennoch zeigen die Proben vom Karerpaß-Profil, das näher an der permischen Küste lag und einen höheren Anteil an Mergeln aufweist, deutlich erhöhte Mn-Werte.

### 4.3.2. Strontium

Primär ist Sr mit zunehmender Konzentration an Kalzit, Aragonit und Gips (Ca-Sulfate) gebunden, wobei mit Gehalten von um 1200 ppm Sr in anorganischem Kalzit und ca. 8200 ppm in anorganischem Aragonit gerechnet werden muß. Durch Biofraktionierung reichen die Gehalte bei Kalzit von 1000 bis 5000 ppm, bei Aragonit von 1000 bis 10000 ppm; dagegen liegen die Gehalte fossiler Karbonate im Mittel zwischen 300 und 800 ppm (zusammenfassende Darstellung siehe MORSE & MACKENZIE, 1990). Bei salinärer Sedimentation kann Sr eigene Mineralien ausbilden (USDOWSKI, 1973).

Aragonit, Mg-Kalzit und primäre Sulfatphasen sind nicht mehr erhalten. Ausgehend von 1200 ppm in Kalziten (KINSMAN, 1969) und 500 bis 700 ppm in holozänen Dolomiten (BEIN & LAND, 1983) sind die Gehalte an Sr in den Kalk-Dolomit-Zyklen der Bellerophonschichten mit 150 bis 460 ppm weit niedriger als in modernen Sedimenten. Dagegen zeigt sich eine deutliche Abhängigkeit von der Diagenese: Kalzite weisen im Mittel die höchsten (300 ppm), Dolomite die niedrigsten Sr-Werte (227 ppm) auf, dolomitische Kalke liegen dazwischen (Abb. 8b). Wiederum fallen die Sr-Werte der mit Kreuzen dargestellten Kalzite aus den übrigen Kalken heraus und stimmen eher mit den Dolomiten überein (198 ppm).

### 4.3.3. Natrium

Die Na-Werte reichen von 1200 bis 3500 ppm, wobei Konzentrationen von >2500 ppm auf die Dolomite beschränkt sind. Der Mittelwert für kalzitische Proben liegt bei 2035 ppm. OGOROLEC & ROTHE (1979) konnten einen Zusammenhang zwischen Fazies und Na-Gehalten aufzeigen. Dennoch ist Na als Salinitätsindikator problematisch. Das einwertige Na kann Ca trotz ähnlicher Größe nicht ersetzen (HARDIE, 1987). Es ist daher auf Gitterfehlstellen beschränkt. Schlecht geordnete Dolomite können daher vergleichsweise mehr Na einbauen. Nach BEIN & LAND (1983) liegt Na hauptsächlich als Kristall- und Flüssigkeitseinschluß im Wirtskristall vor. Eine vorwiegende Bindung des Na an den IR (M'RABET, 1981) kann aufgrund der niedrigen Korrelation ausgeschlossen werden. Im untersuchten Profil – sowie in Vergleichsprofilen am Karerpaß und in Lozzo di Cadore – spiegeln die Na-Gehalte offenbar Änderungen in der Salinität der Ablagerungs- bzw. Diagenesebedingungen wider (Abb. 8c).

### 4.3.4. Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopie

Die  $\delta^{13}\text{C}$  Werte entsprechen mit 3–4 ‰ (PDB) den in der Tethys für das Oberperm ermittelten Daten (BAUD et al., 1989). Die Dolomite sind im Mittel isotopisch etwas schwerer, dennoch unterscheiden sich Kalke, dolomitische Kalke und Dolomite kaum (Abb. 9). Auffällig sind wiederum die mit Kreuzen dargestellten Kalzite, die isotopisch besonders leicht sind.

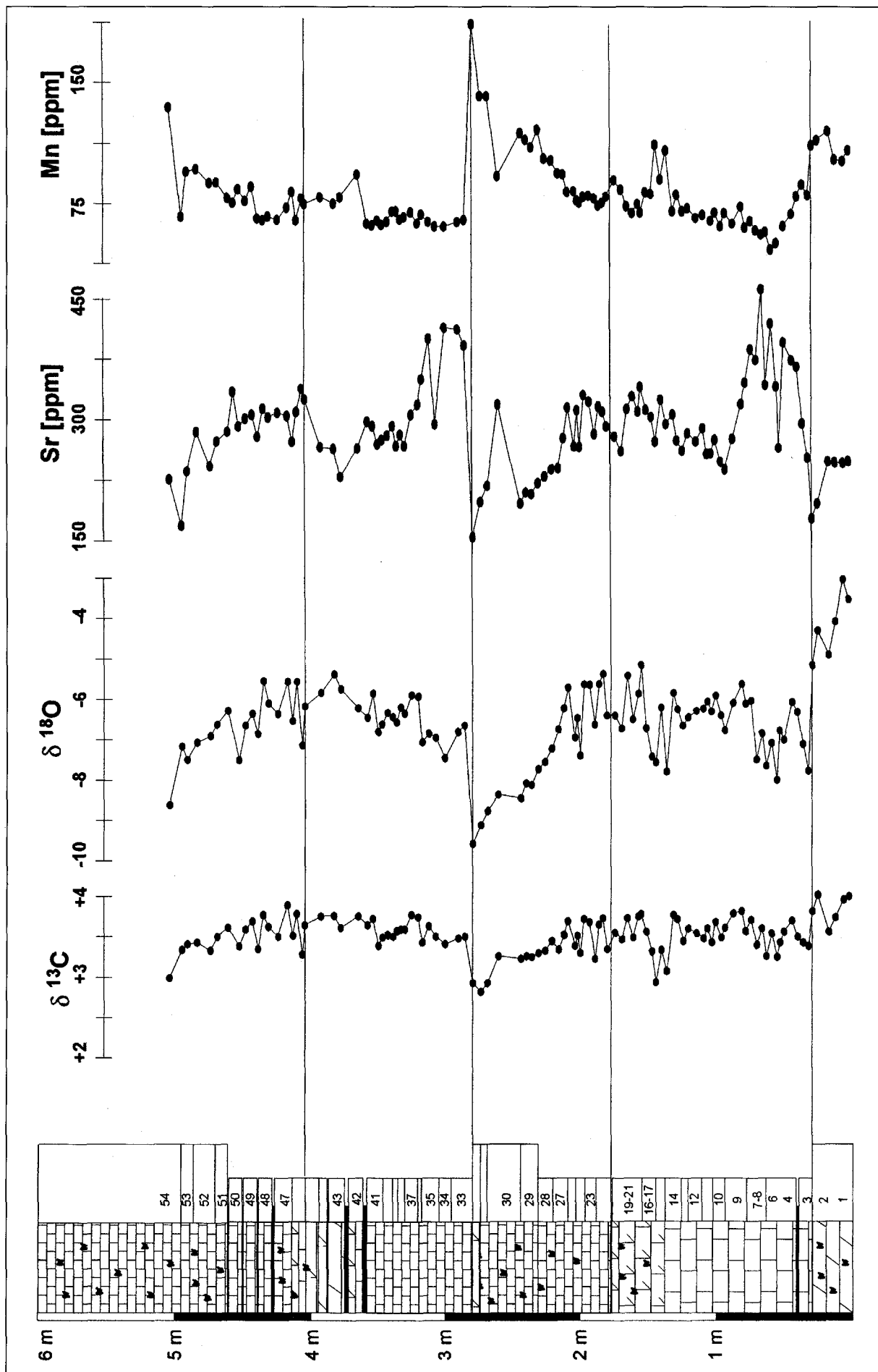
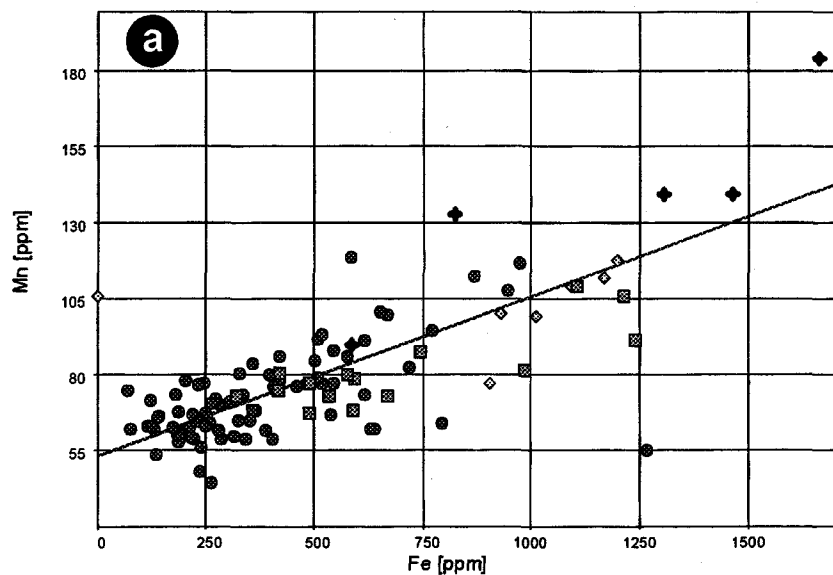
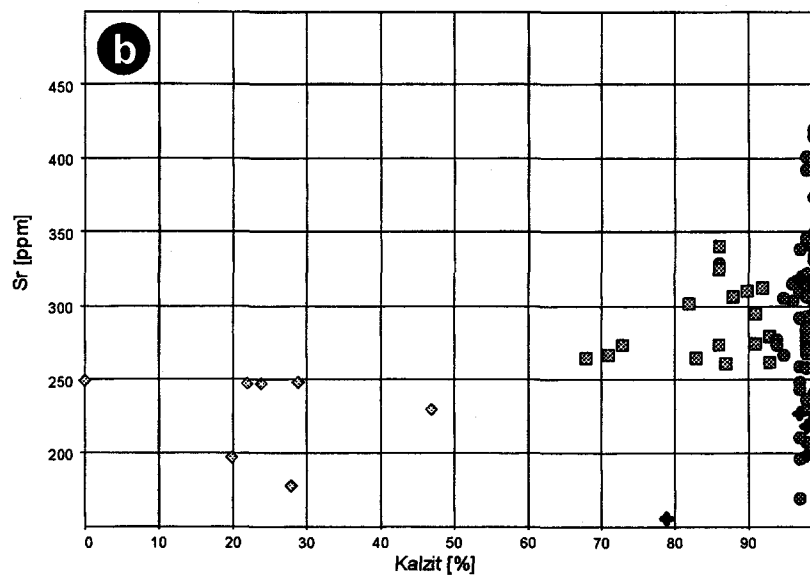


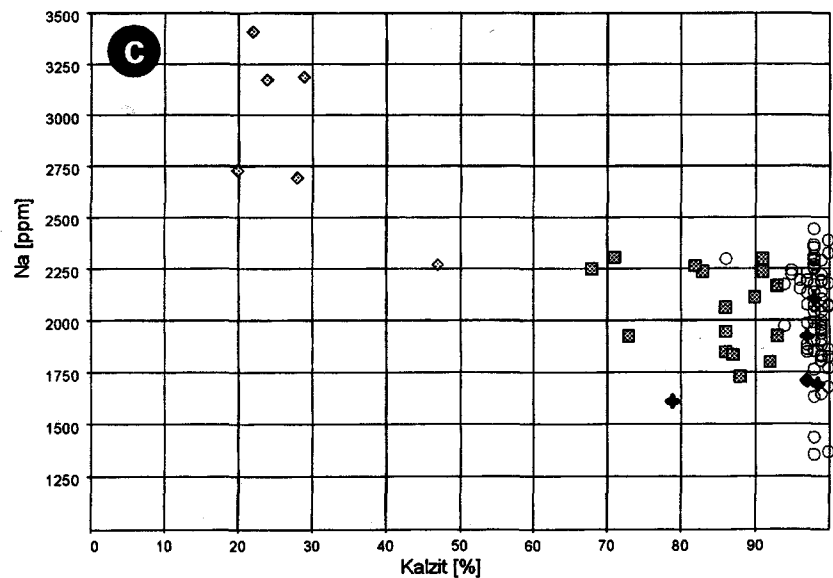
Abb. 7. Die geochemischen Parameter lassen die Zyklen 4. Ordnung deutlicher hervortreten als die der höheren Ordnung.



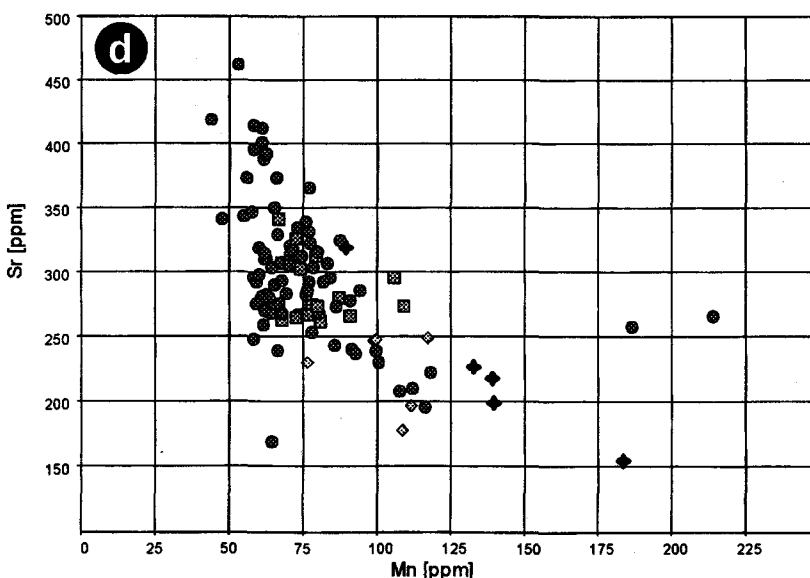
Correlation:  $R = 0.71054$  105 values  $y = 52.938 + 0.052691x$



Correlation:  $R = 0.35188$  102 values  $y = 195.53 + 1.0348x$



Correlation:  $R = -0.68476$  102 values  $y = 3182 + -12.111x$



Correlation:  $R = -0.55436$  106 values  $y = 380.85 + -1.123x$

Abb. 8.  
Korrelations- und Streudiagramme ausgewählter geochemischer Parameter.  
Erläuterung im Text.  
Kreise = kalzitische Proben; Quadrate = kalzige Dolomite; Rauten = Dolomite; Kreuze = Dedolomite.

Abb. 9.  
Korrelationsdiagramm der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope. Die hohe Korrelation spricht für eine diagenetische Umverteilung.

Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sind mit  $-3$  bis  $-10$  ‰ (PDB) leichter, als dies durch Temperatur- oder Salinitätseinflüsse während der Sedimentation zu erwarten wäre (CRAIG, 1965). Sie sind daher durch die Diageneseabläufe zu erklären. Dolomite sind deutlich isotopisch schwerer als Kalzite, was aufgrund der Fraktionierung zu erwarten ist. Die mit Kreuzen dargestellten Kalzite fallen durch niedrige  $\delta^{13}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf.

Die  $\delta^{13}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sind miteinander sehr gut positiv korreliert. Daher dürfte die Verteilung der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope auf eine gemeinsame Ursache zurückzuführen sein.

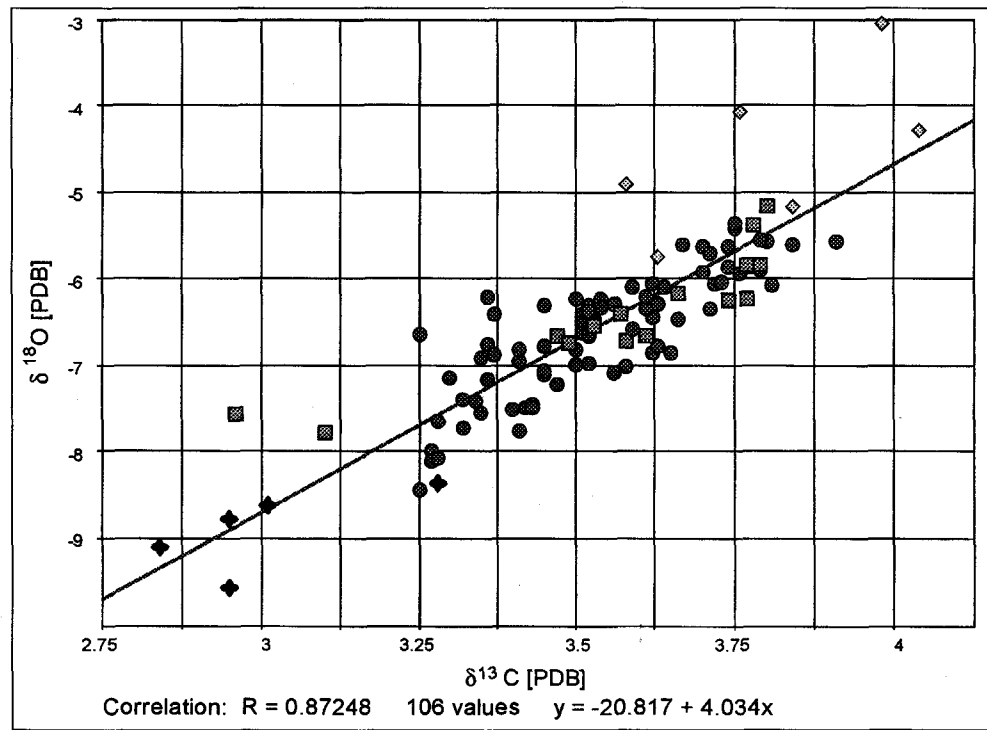
#### 4.4. Deutung der geochemischen Daten

Die geochemischen Daten zeichnen die im Gelände erkannten Zyklen 4. Ordnung nach (Abb. 7). Weniger deutlich bilden sich die durch mikrofazielle Untersuchungen erkannten Zyklen 5. Ordnung ab. Aufgrund sedimentologischer und paläontologischer Argumente nehmen wir an, daß die regressiven Zyklen bei gleichzeitig zunehmender Salinität im Subtidal bis Supratidal abgelagert wurden.

##### 4.4.1. Salinität

Primär erhöhte Salinität wird in erster Linie durch das Auftreten von Ca-Sulfaten angezeigt. Diese sind jedoch weitgehend gelöst und nur als Pseudomorphosen bzw. Hohlräume erhalten. Weitere primäre geochemische Indikatoren sind durch die Diagenese ebenfalls verwischt.

Indirekt wird die zunehmende Salinität durch Dolomit belegt. Rezent ist Dolomitisation in NaCl-gesättigten Sabkha-Ablagerungen beobachtet worden (DE GROOT, 1973). Schichtgebundene mikrokristalline Dolomite werden u.a. von THERIAULT & HUTCHEON (1987) aus fossilen inter- bis supratidalen Sabkha-Karbonaten von Kanada beschrieben. Dolomit tritt vornehmlich in dem Teil des Zyklus auf, der aufgrund zahlreicher Gipsknollen dem Auftauchbereich zugerechnet wird. Erhöhte Na-Gehalte in den schlecht geordneten Dolomiten (bis 2 % Ca-Überschuß) belegen eine frühdiagenetische, strukturenerhaltende Dolomitisation unter erhöhter Salinität (vgl. SASS & BEIN, 1988). Auch die gegenüber Rezentdaten (LAND & HOOPS, 1973) hohen Na-Werte der kalzitischen Proben spiegeln vermutlich den generell salinaren Charakter des Ablagerungs- und Diagenesemilieus wider.



##### 4.4.2. Dedolomite

Die Bildung von Dedolomit geht nach zahlreichen Autoren von der Oberfläche aus. Nach experimentellen Untersuchungen von DE GROOT (1967) sind ein hohes Ca/Mg-Verhältnis (z.B. durch gelösten Gips), ein niedriger  $\text{CO}_2$ -Partialdruck und Temperaturen unter  $50^\circ\text{C}$  zur Dedolomitisation erforderlich. AL-ASHIMI & HEMINGWAY (1973) fordern aus Rezentbeobachtungen eine Oxidation des Eisens in Fe-Dolomiten und eine damit verbundene Kalzitisation in oxidierenden Oberflächenwässern. BLACK et al. (1983) schlagen vor, daß Dedolomit aus Dolomit und Gips bei Lösung im Grundwasser hervorgeht. Dagegen kann nach LAND & PREZBINDOWSKI (1981) eine Dedolomitisation auch während der Versenkung durch hydrothermale Wässer erfolgen, die durch Albitisierung von Feldspäten an Ca angereichert sind. BUDAI et al. (1984) plädieren für eine Dedolomitisation unterkarbonischer Kalke in Wyoming und Utah während der Versenkungsdiagenese. Dafür sprechen niedrige Fe-, Mn- und Sr-Gehalte sowie abgereicherte  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (= hohe Temperatur oder Süßwassereinfluß) und niedrige  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (= Diagenese unter Kohlenwasserstoff-Wanderung und Oxidation).

In den Kalk-Dolomit-Zyklen der Bellerophonsschichten bestehen einige im Gelände als „Dolomite“ angesprochene Karbonate nach röntgenographischen Untersuchungen vorwiegend oder ausschließlich aus Kalzit, obwohl – ebenso wie in den wirklichen Dolomithorizonten am Top der Zyklen – ausgelöste Sulfate häufig zu beobachten sind. Analysenwerte aus diesen Horizonten (Kreuze in Abb. 8 und 9) unterscheiden sich in den Korrelationsdiagrammen oft deutlich von den übrigen Kalken und belegen eigene Felder, die bei manchen Elementen eher Verwandtschaft zum Dolomit erkennen lassen (z.B. niedrige Sr-Werte und hohe Fe- und Mn-Gehalte). Ihre  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte liegen mit ca. 9 ‰ im Bereich der von HOLAIL & LOHMAN (1988) beschriebenen Rekalzite (vgl. auch MATTES & MOUNTJOY, 1980, Abb. 26). Es liegt daher nahe, daß es sich bei diesen meist stark umkristallisierten Kalken um Dedolomite handelt. Da die vermuteten Dedolomite aus Dolomi-

krospariten hervorgegangen sein müssen, kann es keine Reliktstrukturen wie Rhombengeister oder Hämatit/Goethit-Ränder geben. Eine spätdiagenetische Lösung in den  $\text{CaSO}_4$ -führenden Dolomiten der Kalk-Dolomit-Zyklen der Bellerophonschichten erhöhte das Ca/Mg-Verhältnis in der Porenlösung und ermöglichte die Rekalzitisierung.

#### 4.4.3. Diagenese

Die Bindung von Fe und Mn an die (sekundären) Karbonatphasen zeigt, daß die Verteilung dieser Elemente diagenetisch gesteuert ist. Dabei wurden Fe und Mn vermutlich mit der detritischen Komponente in den Sedimentationsraum eingebracht und später diagenetisch umverteilt. Abgesehen von der unterschiedlichen Aufnahme im Kalzit- und Dolomitgitter hängt die Verteilung von Fe und Mn in den Karbonaten von der Verfügbarkeit der Elemente und vom Redoxpotential der Diageneselösungen ab.

Auch Sr, das primär in den höhersalinaren Ablagerungen (Aragonit, Ca-Sulfat) angereichert sein sollte, ist diagenetisch umverteilt (ohne daß eine primäre Anreicherung konserviert wäre, wie es VEIZER & DEMOVIC [1974] in den Karpaten nachweisen konnten). Dies gilt ebenso für die C- und O-Isotope. Dabei ist der Kohlenstoff im wesentlichen auf das Reservoir der primären Karbonate angewiesen und unterliegt nur geringen diagenetischen Veränderungen (bis 1 ‰), während der Sauerstoff der Karbonate bei der diagenetischen Stabilisierung weitgehend ausgetauscht werden kann.

## 5. Schlußfolgerung

Für die Kalk/Dolomit-Zyklen in den oberen Bellerophon-Schichten kann folgendes idealisierte Ablagerungs- und Diagenesemodell abgeleitet werden:

Die Sedimentation beginnt nach einer raschen Transgression über die inter- bis supratidale Fazies des vorhergehenden Zyklus mit subtidalen Ablagerungen. Über einem basalen Mergel folgen dünnbankige schwarze Kalke, die durch Mergelfugen getrennt werden. Lumps, Rindenkörner, onkoidische Krusten, abgerollte Algenhalli und eine geringe, aber immerhin erkennbare Auswaschung der Packstones weisen auf schwach bewegtes Wasser hin. In diesem basalen Abschnitt findet sich bei insgesamt geringer Diversität die relativ größte Organismenvielfalt. Faunen und Floren, die gegen zu hohe Salinität empfindlich sind (Globivalvulinen, Mizzien), sind auf diese relativ offenmarine Fazies beschränkt. Eine Verdrängung der relativ stenohalinen Organismen durch mehr euryhaline (*Milioliden*, *Atractyloipsis* sp.) spiegelt eine zunehmende Salinität im sub- bis intertidalen Ablagerungsraum wider. Im Auftauchbereich finden sich fast ausschließlich Gymnocodien, die beim Transport auf das hohe Inter- bis Supratidal weitgehend zerbrochen sind.

Detritischer Quarz in Siltfraktion dürfte im wesentlichen äolisch eingetragen worden sein. Innerhalb eines Zyklus steigen die generell geringen Gehalte in den Karbonaten von unten nach oben schwach an, was als Abnahme der Karbonat-Sedimentationsrate vom Subtidal bis in das Supratidal gedeutet werden kann. Mergelfugen fehlen mangels zyklischer Steuerung in der Supratidalfazies.

Im Auftauchbereich wurde frühdiagenetisch Ca-Sulfat in Knollen abgeschieden, das die Karbonate der hohen inter- bis supratidalen Fazies weitgehend durchsetzt. Teilweise kann Sulfatprossung bis in Kalke eingreifen, die im

tiefen Intertidal bis Subtidal abgelagert wurden. Die hohe Salinität führte dazu, daß die supratidalen Karbonate einer weitgehenden, schichtgebundenen, frühdiagenetischen Dolomitisierung unterlagen. Spätere Gipslösung erzeugte Hohlräume, die teilweise mit Kalzit verfüllt wurden, z.T. aber noch offen sind. Durch Setzung entstand dabei örtlich ein Kollapsgefüge, das sich in den überlagernden Schichten in Rissen fortsetzt.

Relativ späte Sulfatlösung führte zur Dedolomitisierung. Niedrige Na- und Sr-Werte und hohe Fe- und Mn-Gehalte der Dedolomite belegen eine Süßwasserdiagenese während der Versenkung.

Die Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotope lassen folgenden Diageneseablauf erwarten:

- 1 Dolomit wurde als erstes diagenetisch stabilisiert. Er enthält daher die höchsten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, die keinem weiteren Austausch unterlagen. Im Sauerstoff steht er mit Kalzit im Gleichgewicht.
- 2 Die Stabilisierung von  $\text{CaCO}_3$  gegenüber Sauerstoffaustausch erfolgte nach den  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten bereits bei höheren Temperaturen.
- 3 Die relativ niedrigsten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in den Dedolomiten weisen auf Süßwasserdiagenese bei tieferer Versenkung hin. Durch geringfügige Anteile an oxidiertem  $\text{C}_{\text{org}}$  in der Diageneselösung wurden die Rekalzite im Kohlenstoff etwas leichter.

Die in der sedimentären Fazies, im Organismengehalt und in der Geochemie abgebildeten Zyklen stellen asymmetrische shallowing-upward Zyklen 4. und 5. Ordnung dar (VAIL et al., 1991). Die nach einer graduellen Verflachung innerhalb eines Zyklus rasch einsetzende Vertiefung zu Beginn eines neuen Zyklus spricht für eine eustatische Steuerung der Zyklizität. Die Zyklen 4. Ordnung werden durch die geochemischen Parameter stärker nachgezeichnet als die Zyklen 5. Ordnung. Dies geht vermutlich auf eine stärkere Amplitude der zugrunde liegenden Meeresspiegelschwankungen und längere subaerische Exposition zurück. Fauna und Flora reagieren empfindlicher und lassen die Subzyklen der 5. Ordnung deutlich hervortreten.

## Dank

Diese Arbeit widmen wir unserem Vorbild, Lehrer und Kollegen, Herrn Prof. Dr. Erik FLÜGEL, zum 60. Geburtstag. Herr FLÜGEL hat 1972 – damals in Darmstadt – den Erstautor ermutigt, seinen ersten DFG-Antrag zu stellen und das Perm des Reppwandprofils in den Karnischen Alpen zu bearbeiten. Diese Arbeiten weiteten sich über die Südalpen aus und mündeten in einigen gemeinsamen Publikationen. Die Co-Autoren profitierten von den wissenschaftlichen Qualitäten von Herrn FLÜGEL in doppelter Hinsicht: Einerseits als geistige „Enkelgeneration“ durch den Einfluß, den Herr FLÜGEL auf den Erstautor hatte, andererseits durch intensive direkte Kontakte und Gespräche mit ihm.

Auch diese Arbeit wäre ohne die Unterstützung von Herrn FLÜGEL und seiner Frau nicht zustande gekommen – insbesondere verdanken wir beiden Diskussionen und zahlreiche Literaturhinweise.

Wir danken einem Unbekannten für ein kritisches und hilfreiches Review. Viele Verbesserungsvorschläge und Anregungen haben wir aufgenommen.

Die Spurenelementanalysen wurden von Frau D. RENSING sorgfältig ausgeführt. Herr R. BATZ hat die Dünnschliffe in bewährter Qualität angefertigt. Bei den massenspektrometrischen Bestimmungen und der Interpretation der Daten war uns Herr Dr. M. JOACHIMSKI eine große Hilfe.

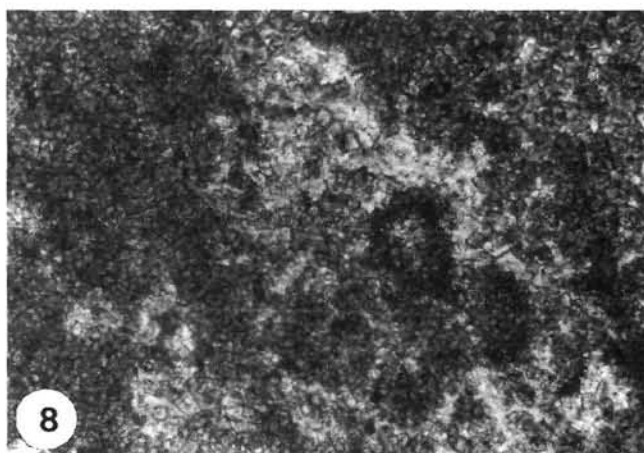
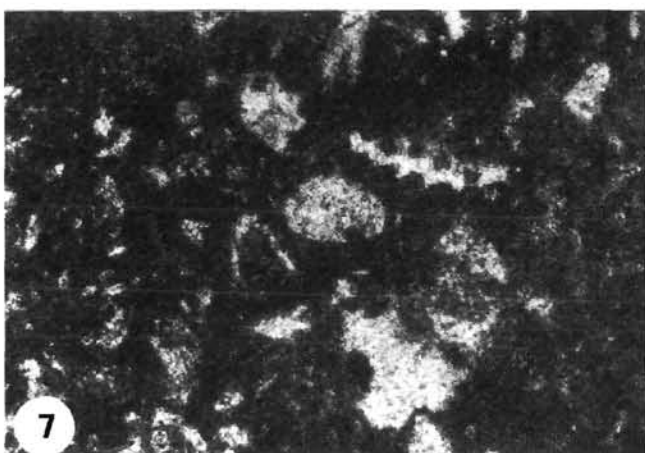
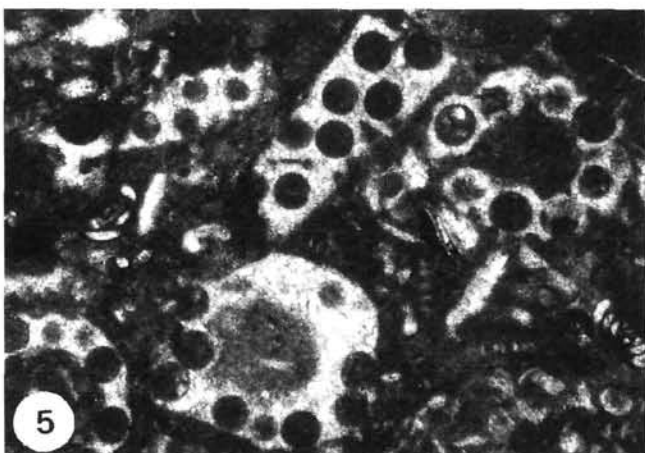
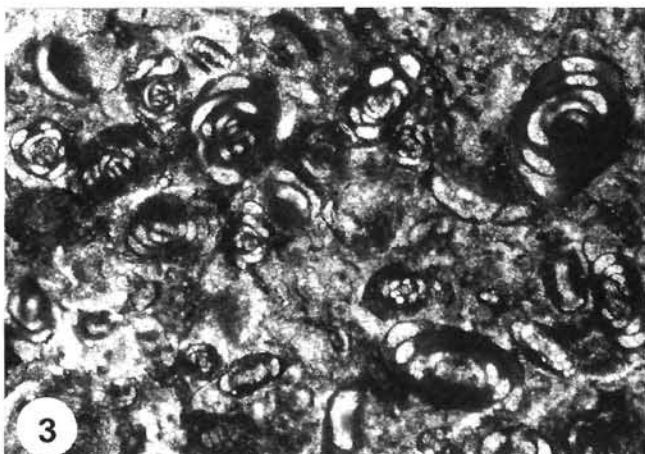
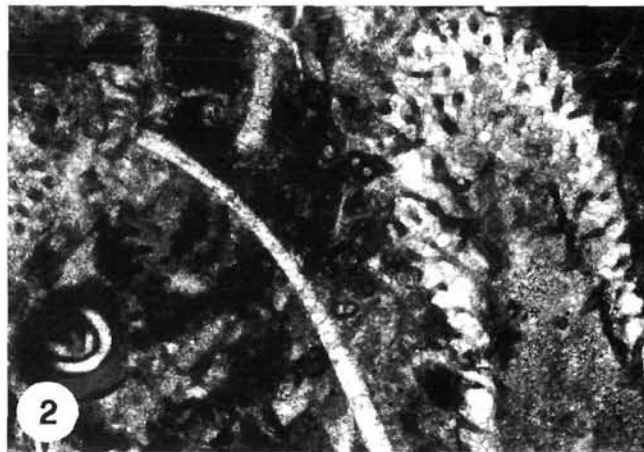
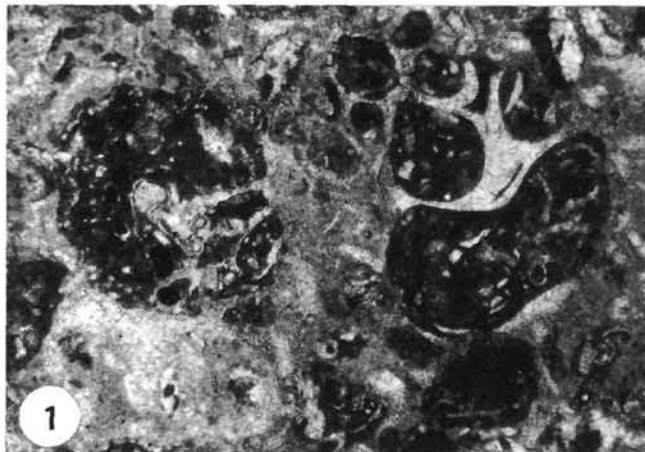
Diese Arbeit ist vielleicht zu unbedeutend, um unseren Dank an Herrn FLÜGEL wirklich auszudrücken. Andererseits wollten wir bei dieser Gelegenheit nicht auf bewährtes Altes zurückgreifen sondern neue Originaldaten bringen.

# Tafel 1

Dünnschliffaufnahmen  
aus den Kalk-Dolomit-Zyklen der Bellerophonschichten am Vallespaß.

- Fig. 1: **Schwach ausgewaschener Packstone mit Aggregatkörnern an der Basis des 1. Zyklus.**  
Schliff V3, ×35.
- Fig. 2: **Gymnocodien-Milioliden Packstone.**  
Im tieferen Subtidal tritt *Gymnocodium bellerophontis* ROTHPLETZ oft monospezifisch neben Milioliden auf. Die wenig dicht gepackten Thalli sind häufig gut erhalten.  
Schliff V8a, ×35.
- Fig. 3: **Milioliden-Gymnocodiaceen Packstone.**  
Das Gestein ist durch dichte Packung der Foraminiferen und Algen gekennzeichnet. Während die Milioliden meist gut erhalten sind, sind die Gymnocodien mehr oder weniger stark umkristallisiert und machen somit auch den größten Teil der „Matrix“ aus.  
Schliff V4, ×35.
- Fig. 4: **Globivalvulinen sind im Regelfall auf den relativ offenmarinen Bereich im unteren Abschnitt eines Zyklus beschränkt, nach oben werden sie seltener.**  
Schliff V6, ×35.
- Fig. 5: ***Atractylopsis* findet sich vorwiegend im flachen Subtidal mit eingeschränktem Milieu (schwach erhöhter Salinität), ist jedoch bis ins höhere Intertidal zu verfolgen.**  
Schliff V14b, ×35.
- Fig. 6: **Im höchsten Inter- bis Supratidal sind die Komponenten (Gymnocodien, Schalen) stets stark zerbrochen.**  
Schliff V17, ×35.
- Fig. 7: **Die Dolomitisierung erfolgte oft strukturerhaltend, so daß zerbrochene Algenhalli und Schalen beobachtet werden können.**  
Schliff V1a, ×30.
- Fig. 8: **Der Dolomikrospatit besteht aus äquigranularen Rhomboedern.**  
Ehemalige Gymnocodien (helle Areale) sind als große, teilweise poikilitische Kalzitkristalle erhalten.  
Schliff V1a, ×100.





## Literatur

- AL-ASHIMI, W.S. & HEMINGWAY, J.E. (1973): Recent dedolomitization and the origin of rusty crusts of Northumberland. – *J. Sed. Petrol.*, **43**: 82–91; Tulsa/Oklahoma.
- BAUD, A., MAGARITZ, M. & HOLSER, W.T. (1989): Permian-Triassic of the Tethys: Carbon isotope studies. – *Geol. Rundschau*, **78**: 649–677; Stuttgart.
- BEIN, A. & LAND, L.S. (1983): Carbonate sedimentation and diagenesis associated with Mg-Ca-chloride brines: The Permian San Andres Formation in the Texas Panhandle. – *J. Sed. Petrol.*, **53/1**: 243–246; Tulsa.
- BLACK, W., HANSHAW, B.B., PLUMMER, L.N., RAHN, P.H., RIGHTMIRE, P.H. & RUBIN, M. (1993): Process and rate of dedolomitization: Mass transfer and <sup>14</sup>C dating in a regional carbonate aquifer. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **94**: 1415–1429; Boulder/Colorado.
- BOSELLINI, A. & HARDIE, A.L. (1973): Depositional theme of a marginal marine evaporite. – *Sedimentology*, **20**: 5–27.
- BUDAI, J.M., LOHMANN, K.C. & OWEN, R.M. (1984): Dedolomite in the Mississippian Madison limestone, Wyoming and Utah thrust belt. – *J. Sed. Petrol.*, **54**: 276–288; Tulsa/Oklahoma.
- BUETLER, D.P. & GUILLEMETTE, R.N. (1988): Geochemistry of epigenetic dolomite associated with lead-zinc mineralization of the Viburnum Trend, Southeast Missouri: A reconnaissance study. – In: SHUKLA, V. & BAKER, P.A. (Hrsg.): *Sedimentology and geochemistry of dolostones*. – Soc. Econom. Paleont. Mineral. Spec. Publ. **43**: 85–93; Tulsa.
- BUGGISCH, W. & NOÉ, S. (1988): Upper Permian and Permian Triassic boundary of the Carnia (Bellerophon Formation, Tesero Horizon, Northern Italy). – *Mem. Soc. Geol. It.*, **34** (1986): 91–106, Roma.
- CRAIG, H. (1965): The measurement of oxygen isotope palaeotemperatures. – In: *Stable isotopes in oceanographic studies and palaeotemperatures*: Consiglio Nazionale della Ricerca Laboratorio di Geologia Nucleare, 161–182; Pisa.
- FLÜGEL, E. (1977): Environmental models for Upper Paleozoic calcareous algal communities. – In: FLÜGEL, E. (Hrsg.): *Fossil algae*: 314–343; (Springer) Berlin.
- FLÜGEL, E. (1985): Diversity and environments of Permian and Triassic dasycladacean algae. – In: TOOMEY, D.F. & NITECKI, M.H. (Hrsg.): *Paleoalgology*: 344–351; (Springer) Berlin.
- GINSBURG, R.N. (1971): Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates. – *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **55**: 340; Tulsa.
- GOODWIN, P.W. & ANDERSON, E.J. (1985): Punctuated aggradational cycles: general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. – *J. Geol.*, **93**: 515–533; Chicago.
- GROOT, K. DE (1967): Experimental dedolomitization. – *J. Sed. Petrol.*, **37**: 1216–1220; Tulsa/Oklahoma.
- GROOT, K. DE (1973): Geochemistry of tidal flat brines at Umm Said, SE Qatar, Persian Gulf. – In: PURSER, B.H. (ed.): *The Persian Gulf*: 377–394; Berlin (Springer).
- HARDIE, L.A. (1986): Stratigraphic models for carbonate tidal-flat deposition. – In: HARDIE, L.A. & SHINN, E.A. (Hrsg.): *Carbonate depositional environments – modern and ancient*. – Colorado School of Mines Quarterly, **81/1**: 59–74.
- HARDIE, L.A. (1987): Dolomitization: A critical view of some current views. – *J. Sed. Petrol.*, **57**: 166–183; Tulsa.
- HOLAIL, H. & LOHMANN, K.C. (1988): Dolomitization and dedolomitization of Upper Cretaceous carbonates: Bahariya Oasis, Egypt. – In: SHUKLA, V. & BAKER, P.A. (Hrsg.): *Sedimentology and geochemistry of dolostones*. – Soc. Econom. Paleont. Mineral. Spec. Publ. **43**: 191–233; Tulsa.
- JOACHIMSKI, M. (1991): Stabile Isotope (C, O) und Geochemie der Purbeck-Mikrite in Abhängigkeit von Fazies und Diagenese (Berriasian / Schweizer und Französischer Jura, Südenland). – *Erlanger geol. Abh.*, **119**: 1–114; Erlangen.
- KINSMAN, D.J.J. (1969): Interpretation of Sr<sup>2+</sup> concentrations in carbonate minerals and rocks. – *J. Sed. Petrol.*, **39/2**: 486–508; Tulsa.
- LAND, L.S. & HOOPS, G.K. (1973): Sodium in carbonate sediments and rocks: A possible index to the salinity of diagenetic solutions. – *J. Sed. Petrol.*, **43/3**: 614–617; Tulsa.
- LAND, L.S. & PREZBINDOWSKI, D.R. (1981): The origin and evolution of saline formation waters, Lower Cretaceous carbonates, south central Texas, U.S.A. – *J. Hydrol.*, **54**: 51–74.
- MATTES, B.W. & MOUNTJOY, E.W. (1980): Burial dolomitization of the Upper Devonian Mitte buildup, Jasper National Park, Alberta. – In: ZENGER, D.H., DUNHAM, J.B. & ETHINGTON, R.L. (Hrsg.): *Concepts and models of dolomitization*. – Soc. Econom. Paleont. Mineral. Spec. Publ. **28**: 259–297; Tulsa.
- MORSE, J.W. & MACKENZIE, F.T. (1990): *Geochemistry of sedimentary carbonates*. – Development in sedimentology, **48**: 707 pps. Amsterdam (Elsevier).
- M'RABET, A. (1981): Differentiation of environments of dolomite formation, Lower Cretaceous of Central Tunisia. – *Sedimentology*, **28**: 351–352; Oxford.
- MURRAY, J.W. (1973): Distribution and ecology of living benthic foraminiferids. – 274 p; London (Heinemann).
- NOÉ, S. (1987): Facies and Paleogeography of the marine Upper Permian and of the Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Bellerophon Formation, Tesero Horizon). – *Facies*, **16**: 89–142, Erlangen.
- NOÉ, S. (1988): Foraminiferal ecology and biostratigraphy of the marine Upper Permian and of the Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Bellerophon Formation, Tesero Horizon). – *Revue de Paléobiologie, Vol. Spec. 2, Benthos*, **86**: 75–88; Genève.
- OGOROLEC, B. & ROTHE, P. (1979): Diagenetische Entwicklung und faziesabhängige Na-Verteilung in Karbonat-Gesteinen Sloweniens. – *Geol. Rundschau*, **68/3**: 965–978, Stuttgart.
- PRATT, B. & JAMES, N.P. (1986): The St. George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat model for carbonate sedimentation in epeiric seas. – *Sedimentology*, **33/3**: 313–343; Amsterdam.
- RIDING, R. & GUO, L. (1991): Permian marine calcareous algae. In: RIDING, R. (Hrsg.): *Calcareous algae and stromatolites*: 452–480; (Springer) Berlin.
- SASS, E. & BEIN, A. (1988): Dolomites and salinity: a comparative study. – In: SHUKLA, V. & BAKER, P.A. (Hrsg.): *Sedimentology and geochemistry of dolostones*. – Soc. Econom. Paleont. Mineral. Spec. Publ. **43**: 223–233; Tulsa.
- SHUKLA, V. (1988): Sedimentology and geochemistry of a regional dolostone: Correlation of trace elements with dolomite fabrics. – In: SHUKLA, V. & BAKER, P.A. (Hrsg.): *Sedimentology and geochemistry of dolostones*. – Soc. Econom. Paleont. Mineral. Spec. Publ. **43**: 145–157; Tulsa/Oklahoma.
- THÉRIAULT, F. & HUTCHEON, I. (1987): Dolomitization and calcitization of the Devonian Grosmont Formation, Northern Alberta. – *J. Sed. Petrol.*, **57**: 955–966; Tulsa/Oklahoma.
- TOOMEY, D.F. (1985): Dasyclad algae within Permian (Leonard) cyclic shelf carbonates ("Abo"), Northern Midland Basin, West Texas. – In: TOOMEY, D.F. & NITECKI, M.H. (Hrsg.): *Paleoalgology*: 315–329; (Springer) Berlin.
- USDOWSKI, E. (1973): Das geochemische Verhalten des Strontiums bei der Genese und Diagenese von Ca-Karbonat- und Ca-Sulfat-Mineralen. – *Contr. Mineral. and Petrol.*, **38**: 177–195; Heidelberg.

VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C. (1991): The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. – In: EINSELE, G., RIKKEN, W. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Cycles and events in stratigraphy: 617–659; Berlin (Springer).

VEIZER, J. & DEMOVIC, R. (1974): Strontium as a tool in facies analysis. – J. Sed. Petrol., **44**: 93–115; Tulsa/Oklahoma.

WANLESS, H.R. (1979): Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. – J. Sed. Petrol., **49**: 437–463; Tulsa.