

UDK 552.54(497.12)=30

Mikrofazies, Diagenese und Geochemie des Dachsteinkalkes und Hauptdolomits in Süd-West-Slowenien

Mikrofazies, diageneza in geokemija dachsteinskega apnenca ter glavnega dolomita v jugozahodni Sloveniji

Bojan Ogorelec

Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko – Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana, Slowenien

Peter Rothe

Geographisches Institut der Universität, Abteilung für Geologie, Schloss, 6800 Mannheim, BR Deutschland

Kurzfassung

Eine bis zu 1000 m mächtige Schichtenfolge von karbonatischen Gesteinen des norischen und rätischen Alters ist in dem südwestlichen Teil Sloweniens als Hauptdolomit, nur in den Gebieten von Trnovski gozd und Banjška planota sind die oberen 200 m überwiegend als Dachsteinkalk entwickelt.

Der Hauptdolomit zeigt Merkmale der loferitischen Entwicklung. Bis zum Meter mächtige Schichten von biomikritischem und körnigem Dolomit wechseln sich mit dünneren Stromatolith- und Laminit-Schichten rhythmisch ab. Das Ablagerungsmilieu von Hauptdolomit war ein sehr flacher abgeschlossener Schelf, häufig der intertidale Bereich innerhalb der Dinarischen Karbonat-Plattform. Der Dolomit ist in der frühen Diagenese (Stromatolith-Schichten) sowie während der spätdiagenetischen Prozesse (körniger Dolomit) entstanden.

Der Dachsteinkalk stellt eine laterale Fazies des Hauptdolomits vor. Das Gestein wurde in einem offenen Flachschild abgelagert. Für ein intertidales Milieu kennzeichnende Sedimenttexturen sind selten. Die Korrosionshöhlräume und intraformationelle Brekzien in dem Kalkstein zeigen auf kurzfristige lokale Verlandungen während seiner Entstehung.

Auf die geochemische Zusammensetzung von Spurenelementen der Kalke und Dolomite hatten die diagenetischen Prozesse, vor allem die Dolomitisierung, weniger aber das Sedimentationsmilieu den grössten Einfluss. Die Kalksteine enthalten in Vergleich zum Dolomit allgemein zweimal mehr Sr, die Dolomite aber mehr Fe, Mn und Na. Der frühdia-genetische Dolomit ist mit den schweren Isotopen δO^{18} und δC^{13} angereichert, wogegen der spätdiagenetische Dolomit mehr des leichten δO^{18} enthält. Der Kalkstein wurde bei Temperaturen um 24°C abgelagert.

Die Veröffentlichung ist eine etwas gekürzte Dissertation, vorgelegt von B. Ogorelec (1988) aus Ljubljana und genehmigt bei der Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät der Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg.

Kratka vsebina

Do tisoč metrov debela skladovnica karbonatnih kamnin norijske in retijske starosti je v jugozahodnem delu Slovenije razvita kot glavni dolomit, le na Trnovskem gozdu in na Banjski planoti je v vrhnjih dvesto metrih zaporedja pretežno dachsteinski apnenec.

Glavni dolomit kaže značilnosti loferskega razvoja. Ritmično se menjavajo do meter debele plasti biomikritnega in zrnatega dolomita ter tanjše stromatolitne in laminitne plasti. Sedimentacijsko okolje glavnega dolomita je bilo zelo plitev zaprt šelf, pogosto medplimski pas znotraj Dinarske karbonatne platforme. Dolomit je nastal v zgodnji diagenezi (stromatolitne plasti) in med kasnodiaogenetskimi procesi (zrnati dolomit).

Dachsteinski apnenec predstavlja lateralni facies glavnega dolomita. Odlagal se je na odprtem plitvem šelfu. Sedimentne teksture, značilne za medplimsko okolje, so zelo redke. Korozijske votline in intraformacijske breče v apnencu kažejo na občasne lokalne okopnitve med njegovim nastajanjem.

Na geokemično sestavo slednih prvin v apnencih in dolomitih so najbolj vplivali diagenetski procesi, predvsem dolomitizacija, manj pa okolje nastanka karbonatnih sedimentov. Apnenci vsebujejo v primerjavi z dolomiti v splošnem dvakrat več Sr, medtem ko imajo dolomitni vzorci več Fe, Mn in Na. Zgodnjediagenetski dolomit je obogaten s težkimi izotopi δO^{18} in δC^{13} , medtem ko vsebujejo kasnodiaogenetski dolomiti več lahkega δO^{18} . Apnenec se je odlagal pri temperaturah okrog 24°C.

Inhaltsverzeichnis

EINLEITUNG	83
<i>Bisherige Untersuchungen</i>	86
SEDIMENTPETROGRAPHIE UND FAZIELLE MERKMALE	87
Lithofaziestypen des Hauptdolomits	87
<i>Einleitung</i>	87
<i>Stromatolith-Horizonte</i>	95
<i>Supratidale Konglomerate und Laminite</i>	100
<i>Loferit</i>	101
<i>Mikritischer Dolomit</i>	102
<i>Körniger Dolomit</i>	102
<i>Onkoid-Horizonte</i>	103
<i>Intraformationelle Brekzien</i>	105
<i>Ablagerungsmilieu</i>	105
<i>Sedimentationsraten</i>	106
Kalkstein-Entwicklung – Dachsteinkalk	107
<i>Einleitung</i>	107
<i>Subtidale Bildungen innerhalb der Dachsteinkalk-Folge</i>	108
<i>Inter- bis supratidaler Bereich</i>	111
<i>Intraformationelle Brekzie</i>	113
<i>Hohlraumgefüge</i>	114
<i>Dolomite innerhalb der Dachsteinkalk-Folge</i>	115
<i>Ablagerungsmilieu</i>	115
DIAGENESE	116
Einleitung	116
Zementation	117
<i>Diagenese-Bereiche karbonatischer Sedimente</i>	117
<i>Poren- und Zement-Typen im Hauptdolomit und Dachsteinkalk</i>	
<i>SW-Sloweniens</i>	120

Dolomitisierung	121
<i>Einleitung und theoretische Grundlagen</i>	121
<i>Dolomitisierungsmodelle</i>	124
<i>Dolomitisierung des Hauptdolomits und Dachsteinkalks in SW-Slowenien</i>	127
<i>Ordnungsgrad und Kristallchemie von Dolomit</i>	128
GEOCHEMIE	130
<i>Einleitung</i>	130
<i>Analysentechnik</i>	132
Calcium und Magnesium	132
Strontium	133
<i>Literaturübersicht</i>	133
<i>Strontium-Gehalte der untersuchten Gesteine</i>	133
Kalksteine	133
Dolomitische Kalksteine	136
Reine Dolomite	136
<i>Diskussion der Ergebnisse</i>	138
Eisen und Mangan	140
<i>Literaturübersicht</i>	140
<i>Gehalte von Eisen und Mangan in den untersuchten Gesteinen</i>	143
Eisen	143
Mangan	144
<i>Diskussion der Resultate</i>	144
Natrium	147
<i>Literaturübersicht</i>	147
<i>Na-Gehalte in den untersuchten Gesteinen</i>	149
<i>Diskussion der Ergebnisse</i>	149
Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope	151
<i>Einleitung</i>	151
<i>Die Isotopenzusammensetzung der untersuchten Gesteine</i>	152
<i>Diskussion der Resultate</i>	155
Zusammenfassende Diskussion der geochemischen Untersuchungen	156
ZUSAMMENFASSUNG	157
Mikrofazies, diagenesa in geokemija dachsteinskega apnenca ter glavnega dolomita v jugozahodni Sloveniji	161
<i>Danksagung</i>	164
Literatur	165

EINLEITUNG

Die vorliegende Arbeit, die ein Teil des Projekts »Mesozoikum Sloweniens« darstellt, befaßt sich mit Karbonatgesteinen der Obertrias in SW-Slowenien. Dieses Gebiet ist in der geologischen Literatur besonders durch seine Karst-Phänomene und durch die Quecksilberlagerstätte von Idrija bekannt.

Das Ziel der durchgeführten Untersuchungen ist es, die Paläogeographie und vor allem die Bildungsräume der obertriassischen Karbonatgesteine zu rekonstruieren.

Hierzu wurden mikrofazielle, geochemische und diagenetische Untersuchungen an sechs ausgewählten Profilen mit insgesamt 310 Proben, die repräsentativ für die bearbeiteten Schichtfolgen sind, durchgeführt (Abb. 1 und 2). Fragen zur Fazies

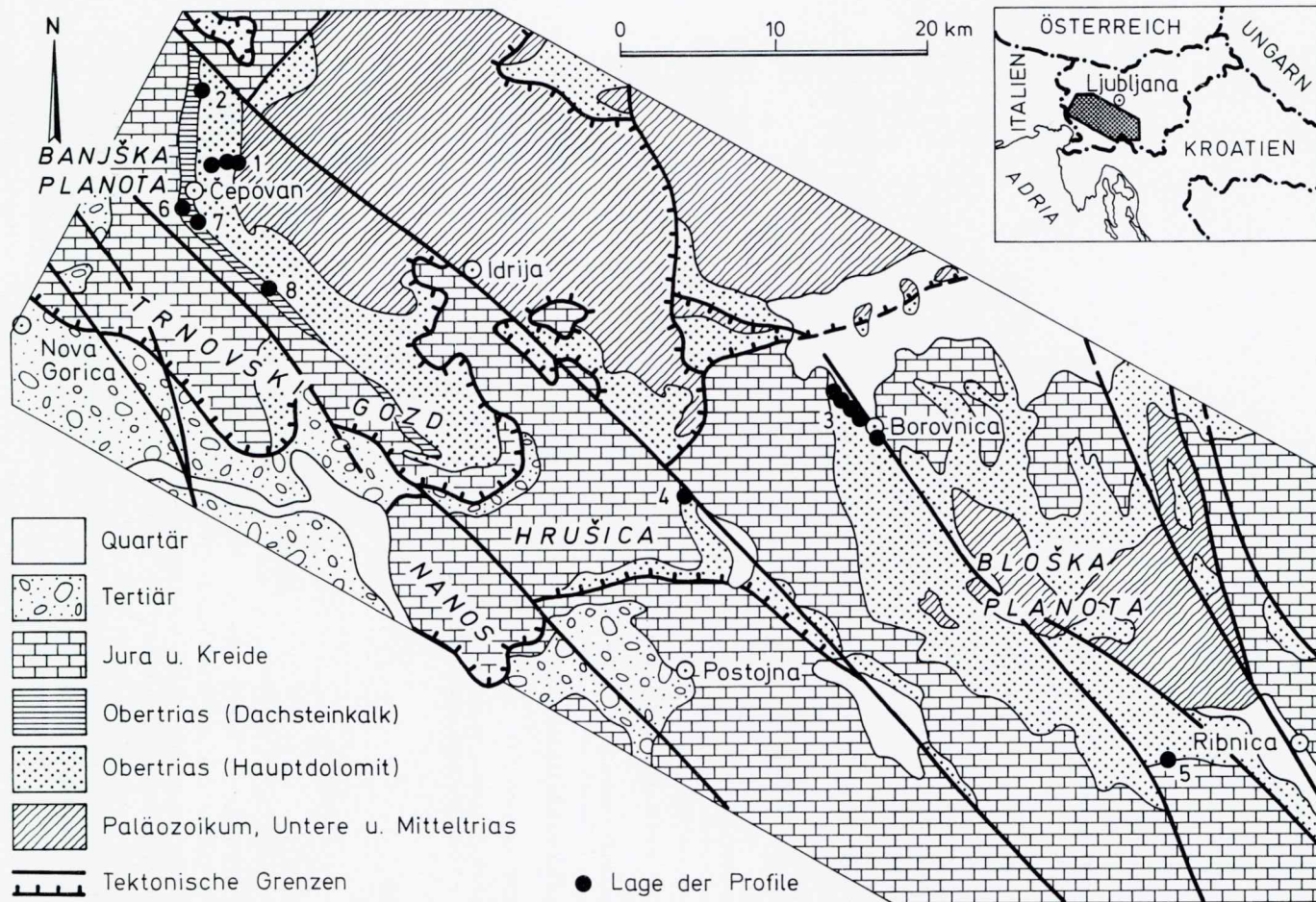


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte und Lage der untersuchten Profile (Karte modifiziert nach Buser, 1968a, 1968b; Buser et al., 1967)

1 Dolenja Trebuša–Čepovan; 2 Grudnica; 3 Borovnica; 4 Grčarevec; 5 Sodražica; 6 Čepovan–Lokovec; 7 Čepovan–Lokve; 8 Smrekova draga

Sl. 1. Pregledna geološka karta in položaj raziskanih profilov. Karta je prirejena po Buserju 1968a, 1968b in Buserju et al., 1967

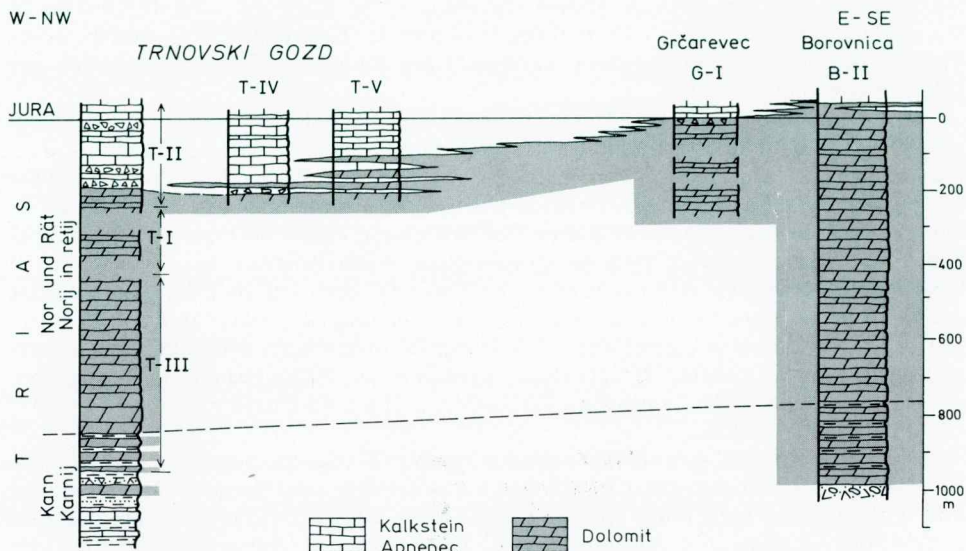


Abb. 2. Schematischer Querschnitt der untersuchten Profile und Verhältniss der kalkigen und dolomitischen Fazies (Dachsteinkalk und Hauptdolomit) in der Obertrias

Sl. 2. Shematski presek raziskanih zgornjetriasnih profilov (dachsteinski apnenec in glavni dolomit) ter odnos med apnenčevim in dolomitnim razvojem

(Ablagerungsmilieu und Diagenese), Dolomitisierung sowie Geochemie und Isotopengeochemie der Karbonate bilden Schwerpunkte der Untersuchungen.

Es sollte geklärt werden, wie sich primäre fazielle Unterschiede in der heute vorhandenen Verteilung der Spurenelemente durchpausen und in welchem Maß die primären geochemischen Charakteristika durch diagenetische Vorgänge, insbesondere die Dolomitisierung, verändert werden.

Das in dieser Arbeit untersuchte Gebiet SW-Sloweniens gehört tektonisch zu dem äußersten Teil der Dinariden, die den südlichen Zweig des alpidischen Orogens darstellen und den Raum zwischen dem Adriatischen Meer und dem Sava-Fluß (Sikošek & Medwenitsch, 1965) umfassen.

In der Bildungszeit des Hauptdolomits und des Dachsteinkalkes gehörten die slowenischen Dinariden zu einer ausgedehnten und weitgehend stabilen Karbonatplattform (Dinarische Plattform, Buser 1987). Sie ist nach der Zerfall der stabilen »Slowenische Plattform« (Buser, 1987) während des Cordevols entstanden. Aus der Plattform wurden relativ homogene Karbonatsedimente von bis zu mehreren tausend Metern Mächtigkeit abgelagert. Sie umfassen im allgemeinen Karbonate, die für Flachscheifbedingungen charakteristisch sind. Die Bildung der Karbonatplattform endete in der Oberkreide, teils auch erst im Paleozän mit der Entstehung von Flyschbecken.

Die Dinarische Karbonatplattform von über 600 km Länge und bis zu 250 km Breite blieb von dem Obertrias bis zum Eozän relativ stabil. Sie erstreckte sich von den Venezianer Alpen über SW-Slowenien und Istrien weiter nach Dalmatien bis zum Montenegro. Für diese Plattform ist eine relativ monotone Karbonatserie cha-

rakteristisch, die nur geringe Fazies-Differenzierung aufweist. Lokale Gräben in Teilen der Plattform traten während des Jura und der Kreide auf. Während kürzerer Verlandungsphasen kam es öfters, besonders am Ende des Mesozoikums auch zur Bildung von Bauxiten.

Weit aushaltende, longitudinale Brüche mit NW-SE Streichen und NE-SW gerichtete Überschiebungen sind die Hauptmerkmale der dinarischen Tektonik. Das Plateau Banjška planota und Trnovski gozd (Ternowaner Wald) (Abb. 1) sind auf die tektonischen Einheiten Nanos, Hrušica und Logaška planota überschoben. Placer (1981) stellt fest, daß die Weite dieser Überschiebung 30 km beträgt. Daher muß bei der Rekonstruktion von paläogeographischen Verhältnissen in SW-Slowenien berücksichtigt werden, daß die Profile von Trnovski gozd zur Zeit der Oberen Trias und des Jura im Bezug zu den Gebieten von Hrušica und Logaška planota etwa 30 km weiter im Nordosten gelegen haben. Die Hauptfaltung, die zu dem Überschiebungsbau der Dinariden führte, erfolgte in der pyrenäischen tektonischen Phase, wogegen die Überschiebungen der südlichen Kalkalpen im Miozän entstanden sind (Buser, 1976; Premru, 1980).

Geomorphologisch zeigt das Bearbeitungsgebiet Merkmale des typischen Karstes. Das Gebiet von Trnovski gozd, mit Höhen bis zu 1.400 m, und Banjška planota stellen mit Wäldern bedeckte hohe Karst-Plateaus dar, die durch das Trockental Čepovanski dol voneinander getrennt sind. Der südliche Überschiebungsrand des Trnovski gozd erhebt sich hoch über den Flyschgesteinen des Tales von Vipava sowie des Triest-Komen-Gebietes und liegt etwa 30 km von der adriatischen Küste entfernt.

Bisherige Untersuchungen

Der Hauptdolomit und der Dachsteinkalk des Alpenraums waren Gegenstand zahlreicher, sowohl regionalgeologischer als auch sedimentologischer Untersuchungen. Die Arbeiten von Stur (1858) aus der Gebiet von Postojna und von Lipold (1858), die in der Gegend von Cerknica (Abb. 1) durchgeführt wurde, stellten mit die früheste geologische Bearbeitungen dar.

In den sehr wichtigen Arbeiten von Kossmat (1898, 1905, 1906 und 1920) wurde der größte Teil von Westslowenien geologisch untersucht. Kossmat (1905) hatte den Hauptdolomit und den Dachsteinkalk von den älteren und jüngeren Karbonatgesteinen lithologisch klar abgegrenzt. Von der Lokalität Smrekova draga in Trnovski gozd wurden verschiedene Megalodonten-Muschelarten beschrieben. Die tektonische Interpretation des Raumes von Karst bis zu den Julischen Alpen hat Kossmat (1906) dargestellt.

Sander (1936) untersuchte bereits die Texturen und zyklische Bildungen der Gesteinskomplexe mit dem Schwerpunkt im Dachsteinkalk der Nördlichen Kalkalpen. Die rhythmischen Fazieswechsel, die dort beobachtet wurden, führte er auf zyklische Änderungen der Wassertiefe zur Zeit der Sedimentation zurück. Nach den Loferer Steinbergen, in denen diese Fazieswechsel charakteristisch entwickelt sind, benannte er sie als »Lofer-Fazies«. Die Untersuchungen von Sander wurden später von Schwarzaicher (1948, 1954) ergänzt. Die paläogeographische Rekonstruktion und die neuen sedimentologischen Erkenntnisse im Hauptdolomit, im Dachsteinkalk und deren lateralen Äquivalenten (Hallstätter Kalk, Zlambacher und Kössener Schichten) in den Nördlichen Kalkalpen sind eingehend und umfassend von Fischer (1964), Flügel (1963, 1972, 1981), Zankl (1967, 1971) und Müller

& Jungbluth (1968), in Ungarn von Fülöp (1976) dargestellt. Gesteine aus diesen Gebieten wurden von Fruth & Scherreiks (1975) geochemisch und von Gök-dag (1974) auf ihre Isotopenzusammensetzung ($\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$) untersucht.

In den Sudlichen Kalkalpen weist der Hauptdolomit (»dolomia principale«) im Gebirgszug der »Dolomiten« die größte Verbreitung auf. Die regionale Entwicklung des Hauptdolomits hat Leonardi (1967) dargestellt. Eingehende petrographische und mikrofazielle Analysen des Hauptdolomits in verschiedenen Gebieten wurden von Purtscheller (1962), Bosellini (1965, 1967) und Bosellini & Rossi (1974) durchgeführt. Ähnliche Kalksteine und Dolomite, wie sie in den Nord- und Südalpen und in den Dinariden sowie auf Sizilien auftreten (Catalano et al., 1974; Matavelli et al. 1969), weisen auf die relativ homogenen Sedimentationsbedingungen hin, die auf stabilen Karbonatplattformen in Tethysraum herrschten.

Im slowenischen Raum der Dinariden wurden die obertriassischen Karbonatgesteine von Buser (1966), Ramovš (1973), Herak et al. (1967) und Babić (1968) überwiegend mit biostratigraphischen Fragestellungen untersucht.

Neuere Untersuchungen stellen die geologischen Studien im Rahmen der Ausarbeitung der Geologischen Grundkarte Jugoslawiens dar, die vom Geološki zavod Ljubljana durchgeführt wurden und in den Erläuterungen zu den einzelnen Blättern der Karte M 1:100.000 enthalten sind. Das Arbeitsgebiet ist in folgenden Kartenblättern erfaßt: Gorica (Buser, 1968 a, 1973), Postojna (Buser et al., 1967; Pleničar et al., 1970), Ribnica (Buser 1968 b, 1974 a) und Tolmin (Buser, 1971, 1974 b, 1986 a, 1986 b). Ferner wurden umfassendere geologische Bearbeitungen in Südwest-Slowenien in mesozoischen Karbonatgesteinen durchgeführt im Bereich des Trnovski gozd (Buser, 1965 b), in der Umgebung von Idrija (Mlakar, 1969), in Borovnica (Ramovš, 1953; Buser, 1965 a) und in der Umgebung von Sodražica (Šlebinger, 1955). Unter sedimentologischem Aspekt ist besonders die Arbeit von Šlebinger (1955) interessant, da er erstmals in Slowenien innerhalb des Hauptdolomit-Komplexes zwei Typen des laminierten Dolomits, welche er als »pasavec« (Bänderdolomit) und »progovec« (laminiertter Dolomit) benennt, beschreibt und klar unterscheidet.

Sedimentologische und mikrofazielle Untersuchungen der Karbonate der Nor- und Rät-Stufe aus Slowenien sind bisher kaum durchgeführt worden. Einige Manuskriptberichte für die regionalgeologische Neukartierung (Silvester, 1974) sowie Phasenberichte im Rahmen des Projekts »Mesozoikum Sloweniens« (Ogorelec, 1975, 1976) könnten als solche gewertet werden.

Ogorelec untersuchte die Obertrias-Kalke und Dolomite aus dem Raum zwischen Tolmin und Ljubljana. Die Riffentwicklung des Dachsteinkalkes der Karawanken wurde von Flügel & Ramovš (1961) dargestellt.

SEDIMENTPETROGRAPHIE UND FAZIELLE MERKMALE

Lithofaziestypen des Hauptdolomits

Einleitung

Ein umfangreicher Komplex von hellen, gebänderten Dolomiten, der sich in weiten Bereichen der slowenischen Dinariden erstreckt, gehört in die norisch-rätische Stufe. Wegen der lithologischen Ähnlichkeit mit Karbonatgesteinen dessel-

ben Alters in den nördlichen und südlichen Kalkalpen (Tirol, Dolomiten) hat sich der gleiche Name »glavni dolomit« (»Hauptdolomit«, »Dolomia principale«) für diese lithostratigraphische Einheit auch in Slowenien eingebürgert. Örtlich, besonders im westlichen Trnovski gozd und dem Plateau Banjška planota, ist der obere Teil des Hauptdolomits als Kalkstein entwickelt (»Dachsteinkalk«) (Abb. 1 und 2). Im Gebiet von Notranjska (zwischen Postojna, Borovnica und Ribnica) werden allmähliche Übergänge von Hauptdolomit in die hangenden Kalksteine und Dolomite des Lias beobachtet.

Die Übergänge des karnischen Dolomits in den hangenden Hauptdolomit sind im ganzen Untersuchungsgebiet unscharf. Aufgrund von Daten aus Kartierungen (Ramovš, 1953; Buser, 1965a; Mlakar, 1969; Pleničar et al., 1970) wurde diese Grenze lithologisch in einem Niveau festgelegt, in dem die charakteristischen Zwischenschichten und Bänke des schieferigen dolomitischen Mergels aufhören und das Gestein vollständig dolomitisch wird.

Der Dolomit des Karn ist ungleichmäßig geschichtet, dunkel- bis mittelgrau, etwas zerbrochen, aber sonst relativ homogen. Die einzelnen Bänke sind 0,1 bis 1,5 m, die mergeligen Zwischenlagen aber von einigen mm bis 20 cm mächtig.

Es überwiegen Mikrite und Biopelmikrite, in denen vereinzelt Plastiklasten vorkommen (Taf. 1, Abb. 1–3). An Bioklasten können dünnchalige Muscheln, Algen, charakteristische Foraminiferen und Ostracoden beobachtet werden. In einigen Schichten sind gesteinsbildende Algen so häufig, daß der Dolomit nach der Struktur als Biolithit bezeichnet werden kann. Die Biozönose ist monoton, vertreten durch *Poikiloporella duplicata* Pia, eine Dasycladacee, die für das Karn leitend ist. Nach Ott (1972, in Bechstädt, 1975) ist diese Alge ein Indikator der Lagunen-Fazies bzw. eines Riff-fernen Bereiches. Andere bestimmbar Fossilien wurden nicht gefunden. In den untersuchten Proben wurden häufig »Schrumpfporen« (birds-eyes, Fenstergefüge) beobachtet. Sie weisen auf marinen Gezeitenbereich hin, der episodisch trockengefallen ist (Shinn, 1968). Ein niedriger bis sehr niedriger Energie-Index kann angenommen werden. Der unlösliche Rückstand der Dolomite (organische Substanz, Illit, Quarz, Pyrit) beträgt 0,8 bis 4,5 %.

Im mikritischen Dolomit kommen öfters bis 30 cm mächtige Bänder von Algen-Stromatolithen vor, die sich durch dunklere Farbtöne hervorheben. Die Algenstruktur ist deutlich sichtbar. In einzelnen Laminae sind sogar noch Algen-Filamente erhalten.

Am Übergang vom karnischen in den norisch-rätischen Dolomit werden vereinzelte, bis 0,5 cm mächtige Hornsteinbänder beobachtet, die schon auf einige dm Distanz auskeilen oder sich flammenförmig untereinander verflechten. Der Quarz, nach der Struktur mikrokristallin bis feinkörnig, umschließt bis 100 µm große Dolomit-Rhomboeder. Die Hornstein-Kontakte mit dem Nebengestein, dem mikritischen Dolomit, sind durch allmähliche Übergänge charakterisiert. In den Hornsteinen sind keine organischen Skelette (Radiolarien, Schwämme) enthalten. Seine Bildung wird als Präzipitation in einer abgeschlossenen Lagune (als Opal-Gel) interpretiert, die in einem späteren Diagenesestadium zu mikrokristallinem Quarz umgewandelt wurde.

Ein rezent Beispiel solcher Hornstein-Bildungen ist aus dem Gebiet der Coorong-Lagoon in Südastralien bekannt (Peterson & Von der Borch, 1965; Bathurst, 1971). Als Herkunft der Kieselsäure wird der detritische Quarz angegeben. Dieser geht beim pH von 9,5 bis 10,2 in Lösung und wird beim niedrigen pH von 7,0–6,5 (periodische Lagunen-Austrocknungen) in Form von Opal-Gel ausgefällt.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde der Hauptdolomit in fünf charakteri-

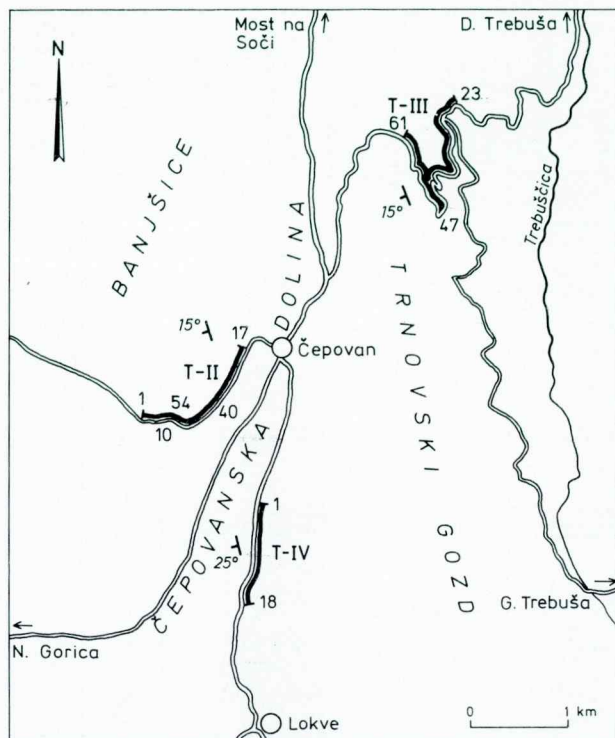


Abb. 3. Lage der Profile: T-III, Dolenja Trebuša–Čepovan (Hauptdolomit); T-II, Čepovan–Lokovec (Dachsteinkalk); T-IV, Čepovan–Lokve (Dachsteinkalk)

Sl. 3. Položaj raziskanih profilov v okolici Čepovana: T-III, Dolenja Trebuša–Čepovan (glavni dolomit); T-II, Čepovan–Lokovec (dachsteinski apnenec); T-IV, Čepovan–Lokve (dachsteinski apnenec)

stischen Aufschlüssen (Abb. 1 und 3 bis 8) untersucht. Die gesamte Mächtigkeit des Hauptdolomits wurde zwischen Dolenja Trebuša und Čepovan sowie bei Borovnica untersucht. Die gesamte Mächtigkeit des Hauptdolomits beträgt bei Borovnica etwa 800 m. Im Westteil des Trnovski gozd weist der Hauptdolomit aber eine Mächtigkeit von nur etwa 600 m auf, weil hier ein Teil des Dolomits lateral durch etwa 200 m mächtige Schichten aus Dachsteinkalk vertreten wird. Nach Buser (1965b, 1971) beträgt die maximale Mächtigkeit des Hauptdolomits in West-Slowenien 1.000 bis 1.300 m, im Raum von Notranjska 750–950 m. Ferner weist Buser darauf hin, daß diese Mächtigkeiten aufgrund tektonisch bedingter Wiederholungen zu groß sein könnten.

Charakteristische Fossilien des Nor und Rät sind selten. Deshalb können in Slowenien beide Stufen aufgrund von Fossilien nicht abgegrenzt werden und müssen als Einheit behandelt werden.

Megalodontiden stellen die wichtigsten Leitfossilien für das Nor/Rät dar. Aus dem mittleren Trnovski gozd erwähnte Kossmat (1905) den Fund von *Triadomega-*

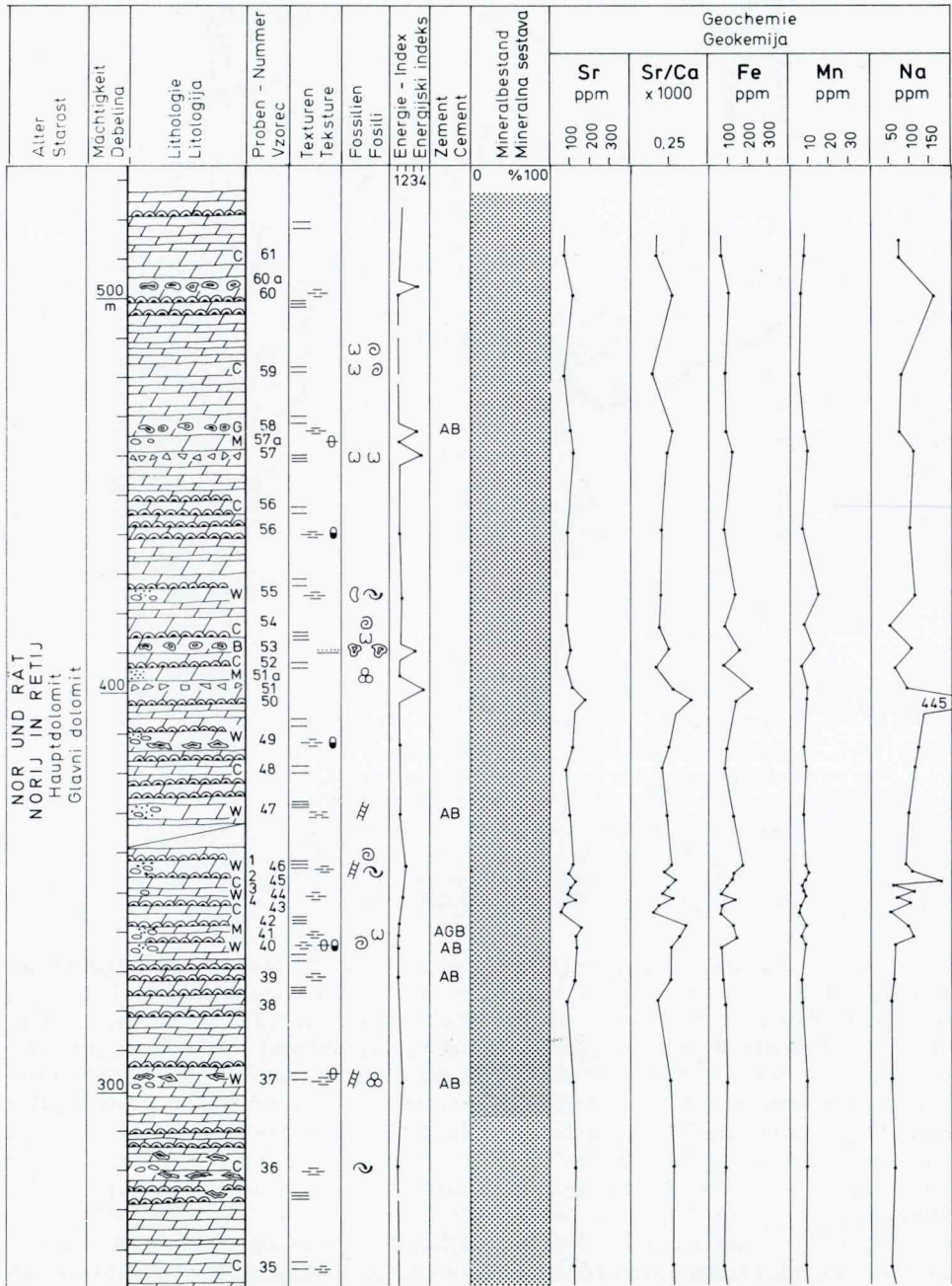
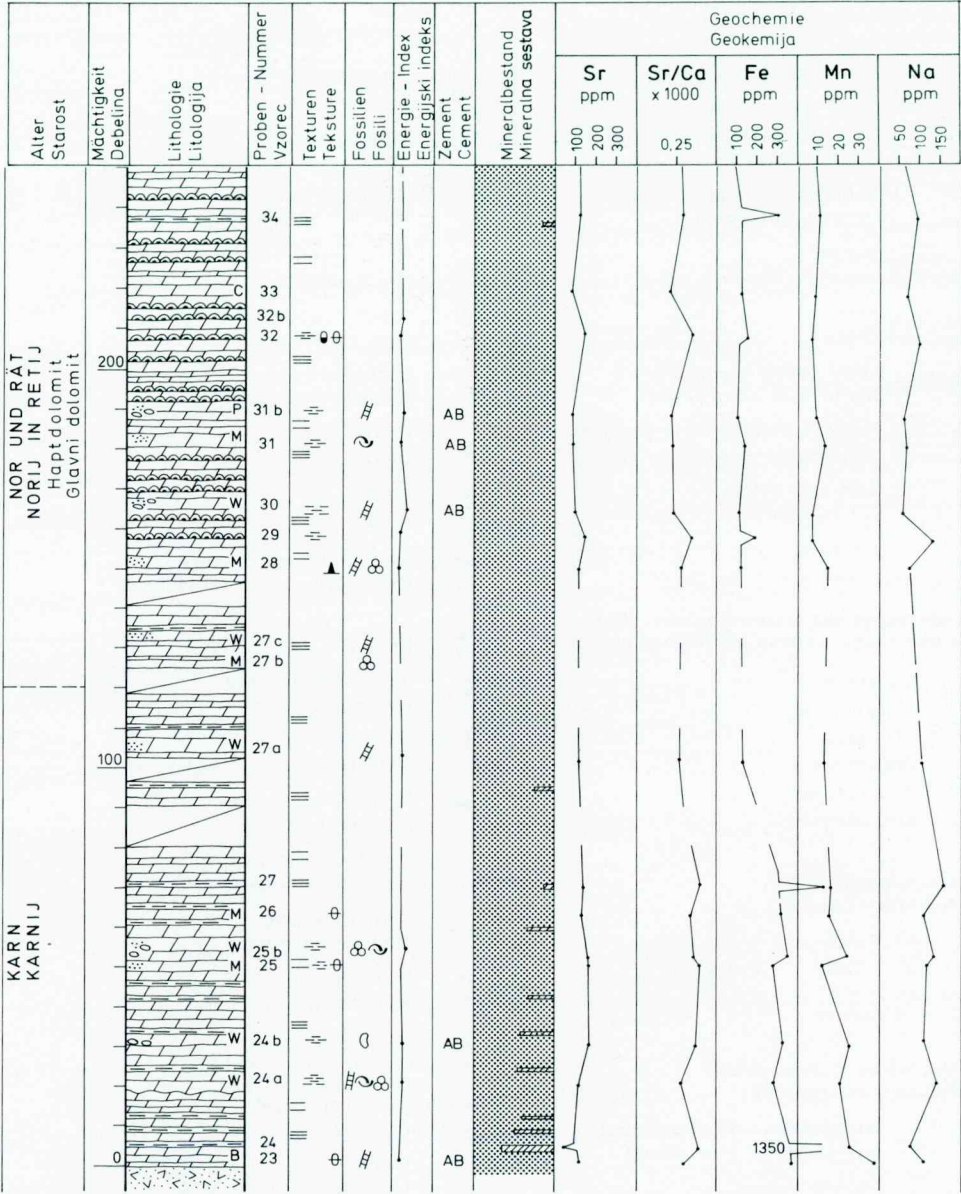


Abb. 4. Säulen-Profil T-III, Dolenja Trebuša-Čepovan; Hauptdolomit



Sl. 4. Litološki stolpec profila T-III, Dolenja Trebuša-Čepovan; glavni dolomit

lodon cf. tofanae (Hoernes). Buser (1965b) fand in dem gleichen Gebiet auch *Neomegalodon triqueter* (Wulfen) und die Schnecke *Worthenia solitaria* Bennecke. Im mittleren Teil des Profils von Dolenja Trebuša und Čepovan können vier Horizonte mit Megalodontiden unterschieden werden. Die Schalen sind ausgelöst und mit

Lithologische Merkmale**Litologija**

Kalk
Apnenec



Dolomit (bankiger)
Dolomit (plastovit)



Dolomit (massiger)
Dolomit (masiven)



Mergel
Lapor



Brekzie
Breča



"Mud pebble conglomerate"
Nadplimski konglomerat



Stomatolithlagen und Laminite
Stomatolitne plasti in laminiti



Tuff und Tuffit
Tuf in tuffit



Sandstein und Konglomerat
Peščenjak in konglomerat

Gesteinsnamen (nach Dunham, 1962)
Klasifikacija kamnin po Dunhamu, 1962

M Mudstone
W Wackestone
P Packstone
G Grainstone
B Boundstone
C Kristallstruktur
Zrnata struktura

Mineralbestand**Mineralna sestava**

Calcit
Kalcit



Dolomit



Tonminerale
und Quarz
Minerali glin
in kremen

Allocheme Komponenten**Alokeme komponente**

Intraklasten und Plastiklasten
Intraklasti in plastiklasti



Pellets
Peleti



Ooide
Ooidi



Onkoide
Onkoidi

Fossilien**Fosili**

Foraminiferen
Foraminifere



Gastropoden
Polži



Mollusken (allgemein)
Moluski (splošno)



Megalodontiden
Megalodontide



Algen (allgemein)
Alge (splošno)



Echinodermen
Ehinodermi



Ostracoden
Ostrakodi



Korallen
Korale

Gefügemerkmale und Texturen
Plastovne značilnosti in teksture



Stylolithen
Stiloliti



Geopetale Füllung
Geopetalne teksture



Fenstergefüge
Izsušitvene pore



Lösungshohlräume
Korozijske votline



Austrocknungspoligonon
Izsušitvene razpoke



Korngradierung
Postopna zrnnavost



Bioturbation
Bioturbacija



Laminierung
Laminacija

Mächtigkeit der Lagen**Debelina plasti**

1-10 dm (mittel bis dickbankig)
1-10 dm (srednje- do debeloplastovit)



1-3 m (dickbankig bis massig)
1-3 m (debeloplastovit do masiven)

Legende zu den Profilzeichnungen – Abb 4, 6, 8, 17, 18 und 19
Legenda k slikam 4, 6, 8, 17, 18 in 19

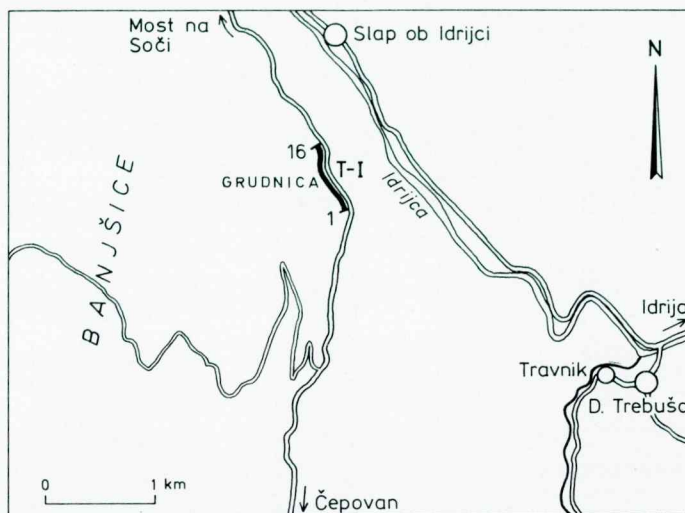


Abb. 5. Lage des Profils T-I, Grudnica bei Čepovan; Hauptdolomit
 Sl. 5. Položaj raziskanega profila T-I, Grudnica pri Čepovanu;
 vrhnji del glavnega dolomita

Sparit gefüllt (»moldic porosity«) und daher für paläontologische Bestimmungen ungeeignet. Unter den für die norisch-rätische Stufe kennzeichnenden Foraminiferen können *Involutina* sp. aus dem Profil T-I bei Grudnica sowie *Triasina hantkeni* Majzon vom Smrekova draga erwähnt werden.

Der Hauptdolomit weist im gesamten Gebiet Südsloveniens eine monotone und homogene, dolomitische Entwicklung auf. Die Folge ist durch rhythmische Wechsel von Dolomiten mit Stromatolith-Bändern, Laminiten und supratidalen Konglomeraten charakterisiert (Abb. 9). Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten beträgt 10 cm bis 2 m, ausnahmsweise bis 5 m. Die Stromatolith-Einheiten erreichen Mächtigkeiten bis 50 cm. Die Laminite und supratidalen Konglomerate sind bis 20 cm mächtig. Die aufgeführten verschiedenen lithologischen Ausbildungen kommen in Zyklolithemen vor, die 0,5 bis 5 m mächtig sind. Die meisten Zyklolitheme zeigen Faziesmerkmale, wie sie für »sub- bis intertidale« Ablagerungsräume charakteristisch sind (Typ C in Abb. 10).

Einschaltungen von Residualtonen, intraformationelle Brekzien und Paläokarsterscheinungen auf den Schichtgrenzen, die auf Unterbrechungen der Sedimentation hinweisen, sind selten. Aufgrund dieser Kriterien unterscheidet sich das Gebiet von Südslovenien von der klassischen Lofer-Entwicklung (Fischer, 1964; Zankl, 1967, 1971) deutlich. Eine ähnliche Entwicklung der Hauptdolomit-Zyklolitheme wie in SW-Slovenien wird von Bosellini (1965, 1967) im Gebiet der Dolomiten nachgewiesen. Der »Transgressionstyp« von Zyklolithemen tritt im südöstlichen Teil Sloveniens häufiger auf (Premru et al., 1977).

In älteren geologischen Veröffentlichungen von Slovenien wird der Hauptdolomit am häufigsten als gebändert beschrieben. Aufgrund dieses Merkmals wurde der so ausgebildete Dolomit in die norisch/rätische Stufe eingegliedert und von älteren Dolomiten (Anis, Ladin) unterschieden. Die Bänderung wird als Folge unterschiedli-

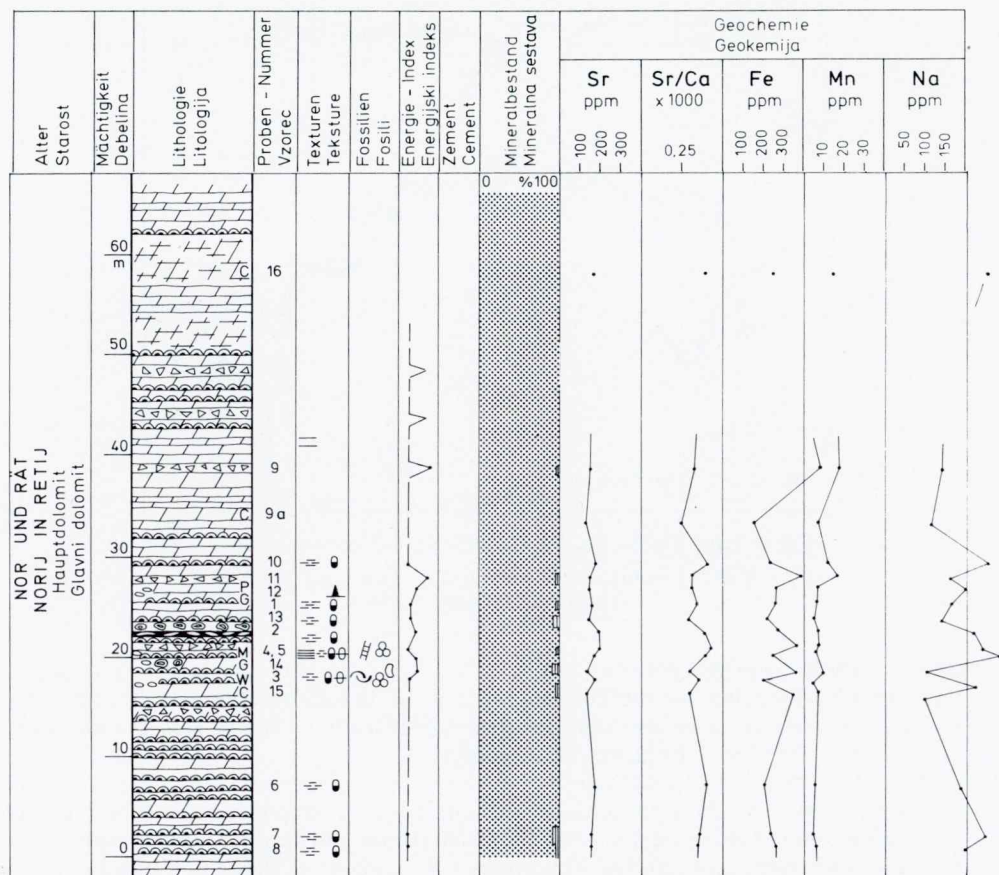


Abb. 6. Säulen-Profil T-I, Grudnica bei Čepovan; Hauptdolomit

Sl. 6. Litološki stolpec profila T-I, Grudnica pri Čepovanu; glavni dolomit

cher Korngrößen der Komponenten im Gestein erklärt (Buser, 1965 a, b; Pleničar et al., 1970). Šlebing (1955) hat bei Untersuchungen des Gebietes von Sodražica im unteren Teil des Hauptdolomits einen »Bänder-Dolomit« (»pasavec«) und im oberen Teil dieser Abfolge einen »laminierten Dolomit« unterschieden. Im »Bänder-Dolomit« beobachtete Šlebing eingeschaltete, örtlich lateral auskeilende, dunkle und helle Bänder von 1–2 mm Breite. Im »laminierten Dolomit« fand er neben den Laminierungen konglomeratische Bereiche, die auf die Bildung supratidaler Konglomerate schließen lassen. Er vermutete, daß die Entstehung des »Bänder« Dolomits mit gesteinsbildenden Organismen verbunden ist, welche den Stromatoporen ähnlich sind. Die richtige Bezeichnung als »Stromatolith-Dolomit« wurde erstmals von Buser (1971) aus dem Gebiet von Idrija angewendet.

Stromatolith-Horizonte

Megaskopisch können die Stromatolith-Horizonte außer durch feinlaminierter, gewellte Strukturen, die besonders auf der angewitterten Oberfläche hervortreten, auch nach der etwas dunkleren Farbe von den anderen Gesteinstypen des Hauptdolomits unterschieden werden. Mikroskopisch wurden zwei Typen von Algen-Strukturen festgestellt. Die meisten Stromatolith-Horizonte zeigen eine parallele mm-Laminierung, die selten fein gefältelt ist (Polygonal-Typ des Algen-Stromatoliths bzw. »cryptalgal laminite« nach Aitken, 1967). Logan et al. (1964) stellen diese Stromatolith-Art zu der Gruppe LLH-S (»laterally linked hemispheroid, space linked«) und LLH-C (»close linked«). Vereinzelt sind die Stromatolith-Laminae zerrissen und zeigen leicht aufgebogene Ränder. Häufig auftretende Klüfte sind die Folge eines Systems von Schrumpfporen, welche auf die Ablagerung im intertidalen Bereich hinweisen. Die Algen-Strukturen sind meist gut erkennbar (Taf. 2, Abb. 1–6).

Weniger häufig ist ein weiterer Typ von Algen-Stromatolithen, wie er vor allem für den mittleren Teil der Profile von Borovnica kennzeichnend ist. Im Vergleich mit dem oben beschriebenen Typ ist die Laminierung der Stromatolithen weniger deutlich ausgeprägt. Unter dem Mikroskop zeigen diese Proben ein schwammiges Gefüge mit zahlreichen, verschieden großen Poren. Zum Teil sind sie durch die Stromatolith-Struktur bedingt, teils sind sie aber auch Schrumpfporen.

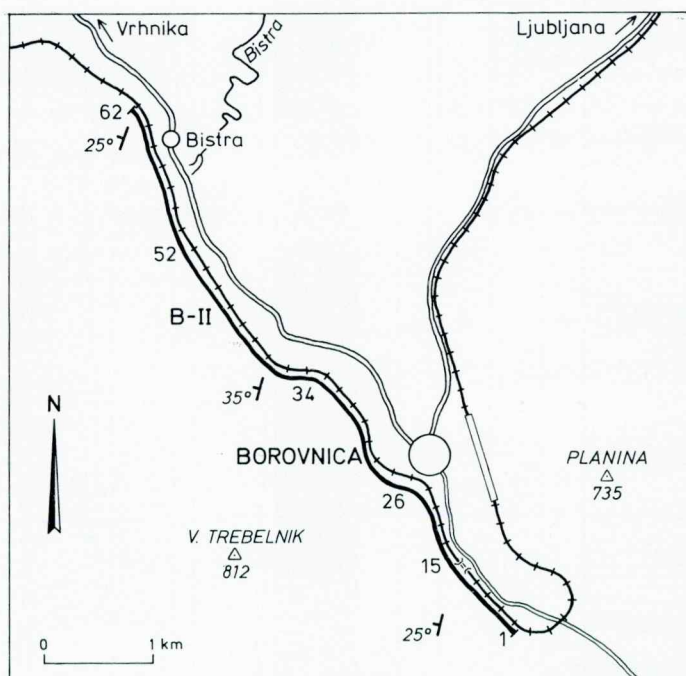


Abb. 7. Lage des Profils B-II, Borovnica; Hauptdolomit

Sl. 7. Položaj raziskanega profila B-II, Borovnica; glavni dolomit

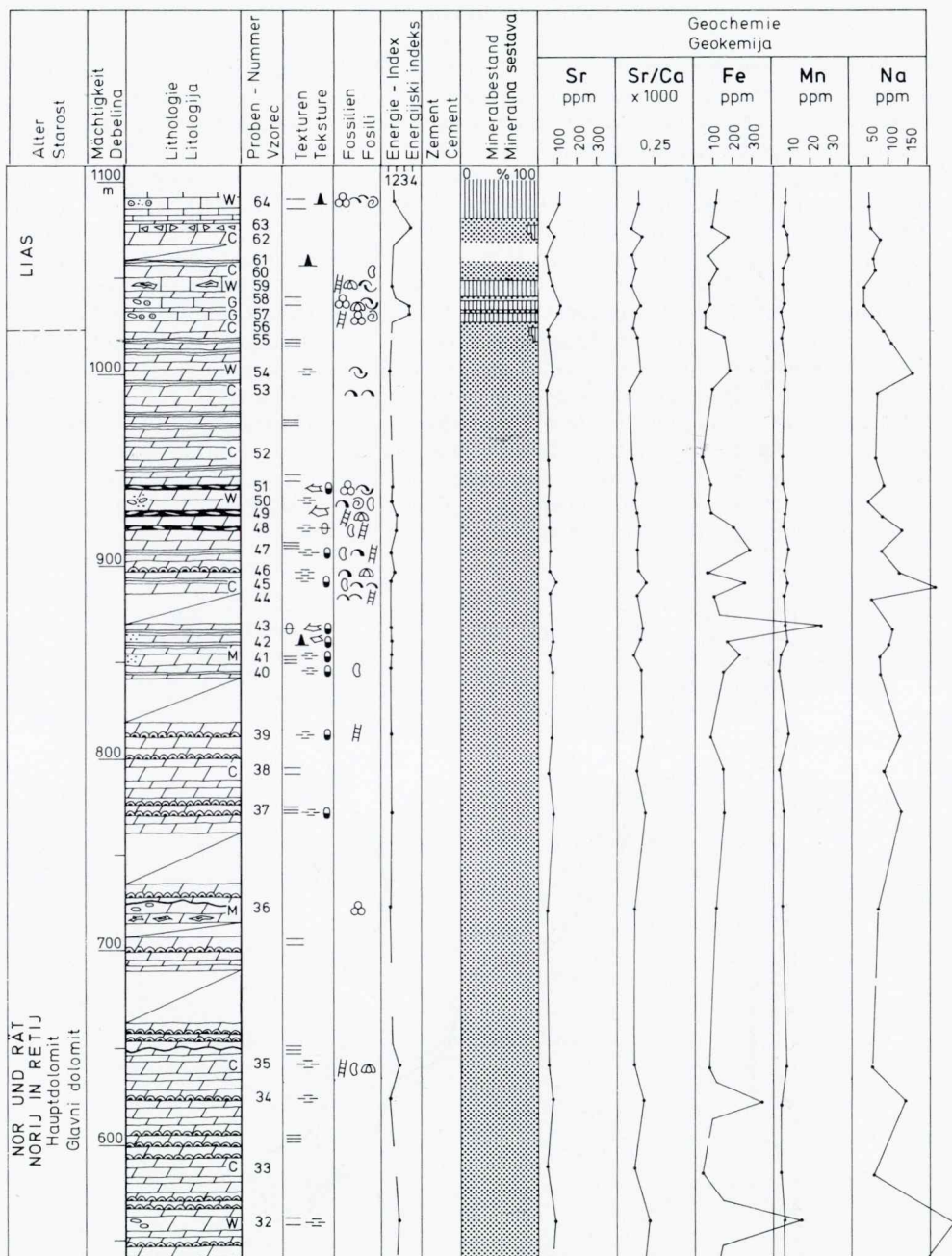


Abb. 8. Säulen-Profil B-II, Borovnica; Hauptdolomit

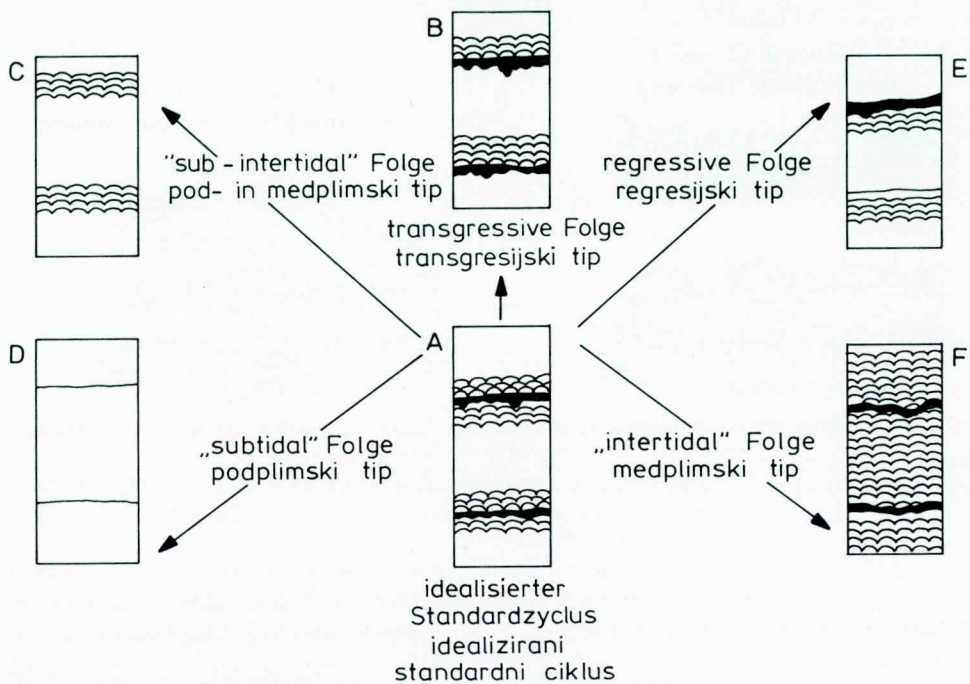


Abb. 10. Verschiedene Typen der Zyklen in Hauptdolomit (nach Bosellini, 1967)
Legende s. Abb. 9

Sl. 10. Tipi sedimentacijskih ciklov v glavnem dolomitu (po Boselliniju 1967)
Legenda na sl. 9

Blaugrünalgen (Cyanophyta) und untergeordnet Grünalgen (Chlorophyta) sowie auch filamentäre, photosynthetische Bakterien (Chlorobacteria; Golubic, 1976 a, b). Die Blaugrünalgen weisen physiologische Eigenschaften auf, die sie befähigen, selbst unter extremen Bedingungen zu gedeihen, unter denen andere Organismen längst absterben. Mit ihrer gallertigen Substanz können diese Algen auch längere

Tab. 1. Gehalte des unlöslichen Rückstands und C_{org} in drei stromatolithischen Dolomitproben

Tabela 1. Netopni ostanek in delež organskega C v treh vzorcih stromatolitnega dolomita

Probe Vzorec	Unlöslicher Rückstand Netopni ostanek	C _{org}	
		im unlöslicher Rückstand v netopnem ostanku	in der Gesamt- Probe v celotnem vzorcu
T-I/7	1,2 %	6,5 %	780 ppm
T-III/2	1,3 %	6,4 %	830 ppm
B-II/25	1,3 %	6,4 %	570 ppm

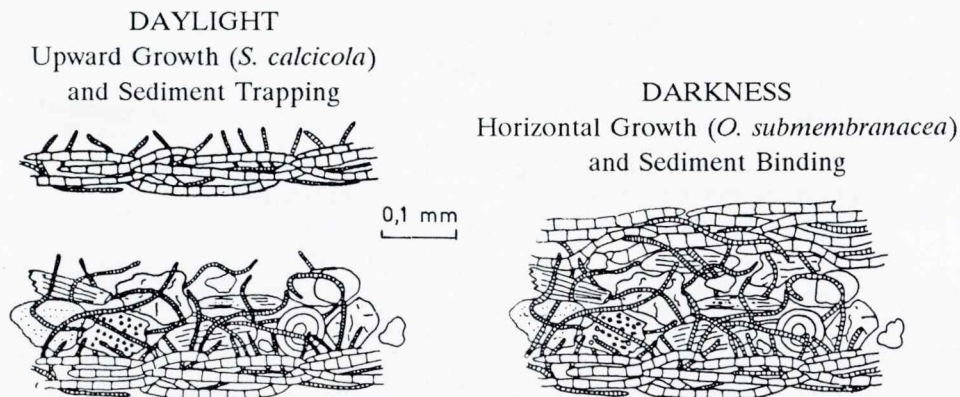


Abb. 11. Schematische Darstellung des Wechels von Algen-Filamenten und Sediment-Laminae im Aufbau der Stromatolithe (aus Gebelein, 1969)

Sl. 11. Prikaz menjavanja alginih filamentov in sedimentnih lamin v stromatolilih (iz: Gebelein, 1969)

Trockenperioden während der Ebbe sowie höhere Schwankungen der Temperatur und der Salinität überleben. Nach Brock (1976) können Blaugrünalgen noch unter folgenden Grenzbedingungen wachsen: max. Temperatur 73 °C, Salinität bis 250 ‰ und pH 4 bis 10,5.

Gebiete mit solchen extremen Bedingungen, unter denen Stromatolithe noch gedeihen können, sind Randbereiche von sehr flachen, abgeschlossenen Meeresbeken und Salzseen der ariden Klimazonen (»supra-, inter- and shallow subtidal zones«). Diese extremen Bedingungen erklären auch, warum in den Stromatolith-Gebieten nur sehr wenige oder gar keine anderen Organismen vorkommen. Dieser Zusammenhang ist sowohl für rezente als auch für die fossilen Sedimente mit Stromatolithgefüge kennzeichnend.

Die spezifische Umgebung (»environmental factors«) und die unterschiedlichen Arten der Algen sind vorwiegend für die unterschiedliche Morphologie von Stromatolithen verantwortlich. Eine detaillierte und häufig gebrauchte Klassifizierung der Stromatolithe nach deren Formen gaben Logan et al. (1964). In Abb. 12 sind die unterschiedlichen Formen rezenter Stromatolithen aus dem Persischen Golf dargestellt, in Abhängigkeit von der Entfernung zur Hoch- und Niedrigwasserlinie.

Supratidale Konglomerate und Laminite

Im oberen Teil des Profils bei Borovnica und bei Ribnica werden Stromatolith-Horizonte seltener. Innerhalb der einzelnen Zykltheme werden sie durch Laminite und supratidale Konglomerate ersetzt. In den Laminiten wechseln sich bis 5 mm breite, horizontale Laminae von dunkleren, dichten Dolospariten mit helleren Mikrodolospariten ab. Örtlich werden die Laminae durch charakteristische Trockenrisse unterbrochen, die sowohl senkrecht als auch parallel zur Schichtung verlaufen. Einige Laminae sind in vereinzelte, bis zu einigen cm lange »Krusten« zerrissen. Oft sind diese Krusten teilweise oder völlig aufgearbeitet, was wahrscheinlich auf sehr

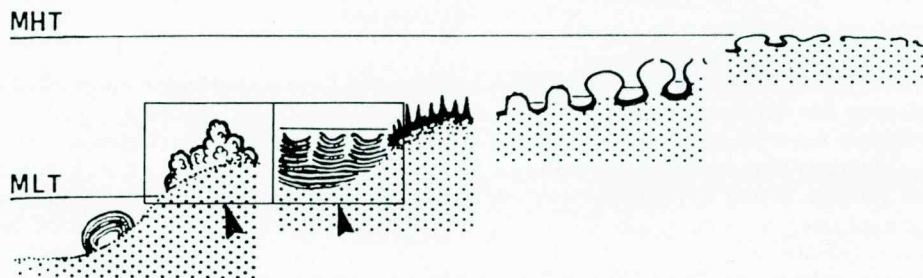


Abb. 12. Unterschiedliche Formen von rezenten Stromatolithen aus dem Persischen Golf (Golubic, 1976 b). Die im Hauptdolomit von SW-Slowenien am häufigsten vorkommenden Stromatolith-Typen sind mit den Pfeilen markiert
MHT – Flutlinie; MLT – Ebbelinie

Sl. 12. Razne oblike in vrste recentnih stromatolitov iz Perzijskega zaliva (Golubic, 1976b). S puščicama so označeni stromatolitni tipi, ki so najpogostnejši v glavnem dolomitu jugozahodne Slovenije
MHT – nivo plime; MLT – nivo oseke

frühe Lithifizierung hindeutet. Die »Krusten« sind mit der Längsachse parallel zur Schichtung orientiert, was zur Bildung des supratidalen Konglomerats führt. Sehr selten werden einzelne Lagen von ihrem Untergrund abgehoben. Hierbei sind teilweise »tee-pee« Strukturen im cm-Bereich zu beobachten (Evamy, 1973; Shinn, 1969; Assereto & Kendall, 1977).

Loferit

Schrumpfporen sind ein wesentlicher Indikator für Sedimentation im inter- und supratidalen Bereich (Taf. 2, Abb. 2; Taf. 3, Abb. 1–2). Sie werden in vielen Schichten des mikritischen Dolomits beobachtet, in welchen die ursprünglichen Strukturen noch erhalten sind, und in denen das Gestein noch nicht zu einem zuckerkörnigen Dolomit umkristallisiert ist. In den untersuchten Proben weisen die Schrumpfporen verschiedene Formen und Größen auf (meist zwischen 0,5 und 5 mm). Mit der Längsachse sind die Poren gewöhnlich parallel zur Schichtung orientiert und oft miteinander verflochten. Der Porenanteil im Gestein beträgt bis zu 40 %. Im unteren Teil von größeren Poren wird oft interner Karbonatsilt gefunden (vadoser Silt).

Karbonatgesteine mit durch zahlreiche Poren bedingtem Fenstergefüge weisen ein charakteristisches Aussehen auf, das von mehreren Autoren unterschiedlich benannt wurde. Meistens werden für ein solches Gefüge die Termini »fenestral structure« (Choquette & Pray, 1970), »birds-eyes structure« (Ham, 1952) oder »shrinkage pores« (Shinn, 1968) angewandt. Nach Tebbut et al. (1965) wird das gleiche Gestein als »Sedimenttyp mit LF-Hohlräumen«, von Sander (1936) und Fischer (1964) aber als »Loferit« bezeichnet; nach der Ortschaft Lofer – der Typuslokalität für den Dachsteinkalk in der Ausbildung mit zahlreichen Horizonten mit Schrumpfporen.

Mikritischer Dolomit

Der Dolomit, der zwischen die Stromatolith- und Laminithorizonte eingeschaltet ist, und den überwiegenden Teil der einzelnen Zykloteme aufbaut, weist eine hellgraue bis schmutzig-weiße Färbung auf. In den beiden Profilen (Dolenja Trebuša–Čepovan) überwiegt in den unteren Teilen der mikritische Dolomit, während in den oberen Teilen der Profile ein zuckerkörniger, grobkristalliner Dolomit vorherrscht, der besonders am Übergang des Hauptdolomits in den Lias-Kalk bei Borovnica überwiegt.

Der mikritische Dolomit kann nach der Klassifikation von Dunham (1962) meistens als »mudstone« und seltener als »wackestone« bezeichnet werden. An den Komponenten überwiegen feinkörnige, bis 100 µm große Pellets. Sie sind in einigen Proben zahlreich (Taf. 1, Abb. 4). Außer den Pellets treten vereinzelt noch Intraklaste von bis zu einigen mm Größe auf. Sie haben Ränder und »verschmelzen« mit der Grundmasse, von der man sie daher nur schwierig unterscheiden kann.

An Fossilien treten nur die großen Megalodonten auf. Deren 10–20 cm große Schalen sind vorwiegend in Lebendstellung erhalten; das ursprünglich aragonitische Material der Schalen ist meist herausgelöst und die so entstandenen Partikel-Lösungsporen (molds) wurden mit Sparit gefüllt. Mikrofossilien sind sehr selten und artenarm; sie wurden nur in einigen Proben beobachtet. Nur unspezialisierte Organismen, die ein höher salines Milieu vertragen können, sind darunter vertreten: Foraminiferen (Textulariidae, *Involutina* sp.), Ostracoden, Favreinen, Mikrogastropoden, dünnchalige Muscheln und Algen, unter welchen die Codiaceen überwiegen (Taf. 1, Abb. 5). Die erwähnten Arten sind für einen niederenergetischen Litoral-Bereich, Lagunen und abgeschlossene Teile des Schelfs kennzeichnend.

Körniger Dolomit

Der zuckerkörnige Dolomit (Dolosparit) ist ein vollständig kristallines Karbonatgestein mit hypidiotopischer Struktur, in welcher die ursprünglichen mikrofaziellen Merkmale mit Ausnahme der Schalen von Megalodontiden nicht mehr erhalten sind (Taf. 1, Abb. 6). Die Größe der Dolomitkristalle ist relativ homogen und beträgt bis 200 µm; meistens aber 150 µm. Vereinzelt treten 2–10 % interkristalline Poren von 20 µm bis 2 mm Größe auf.

In der Tabelle 2 sind die untersuchten Proben (kristalline Dolomite nach Dunham, 1962) gemäß der Klassifikation von Archie (1952) dargestellt. Es ist erstaunlich, daß der Dolomit im unteren Teil der norisch-rätischen Stufe nach den mikroskopischen Beobachtungen wenig porös bis nicht porös ist.

Bei Ribnica (zwischen Sodražica und Travna gora – Lok. 5, Abb. 1) wurde im mittleren Teil der norisch-rätischen Dolomitfolge ein etwa 10 m mächtiges Schichtpaket eines schwach geschichteten, dunklen Dolomits festgestellt, der etwas bituminös ist. Es handelt sich um einen feinkörnigen Dolosparit mit Kristallgrößen von ca. 50 µm und einer idiotopischen Struktur. Der Anteil an C_{org} beträgt 0,4 % (bestimmt nach Konrad et al., 1970) und ist in den Interkristallinporen konzentriert.

Ein weiterer dunkler, etwas bituminöser Dolosparit wurde auch am Übergang des Hauptdolomits in den Lias-Kalkstein bei Borovnica (Profil B-II) und bei Grčarevec (Lok. 4, Abb. 1) in der »Lithiotiden-Zone« beobachtet (Pleničar et al., 1970).

Tab. 2. Dolomitstrukturen der untersuchten Proben, klassifiziert nach Archie (1952)

Tabela 2. Strukturni tipi dolomita v raziskanih vzorcih, opredeljeni po klasifikaciji Archie-ja (1952)

Trebuša-Čepovan (T III)				Borovnica (BII)							
Alter Starost		Probe Vzorec	Typ	Porosität (%) Poroznost		Probe Vzorec	Typ	Porosität (%) Poroznost			
				0	5	10			0	5	10
Hauptdolomit-Glavni dolomit	Oberer Teil Vrhnji del	61	III FC5				62	III FB5			
		59	III FC5				60	III FC5			
		56a	III FC3				56	III FA			
		54	III FC10				53	III FA			
		52	III FC3				52	III FB5			
		48	III FB2				44	III FB2			
		45	IV FA				38	III FA			
	Unterer Teil Spodnji del	4b	IV FC2				35	IV FA			
		43	III FC2				33	III FA			
		36	IV FA				31	III FA			
		35	III FA				29	IV FA			
		33	III FA				21	IV FA			
		26	IV FA				17	IV FA			

Onkoid-Horizonte

Drei 10–20 cm mächtige Schichten eines onkoidreichen Dolomits (Proben T-III/53, 58 und 60a) wurden im oberen Teil des Profils T-III bei Dolenja Trebuša-Čepovan gefunden. Ihre Lage entspricht einer Position im mittleren Teil der norisch-rätischen Dolomitfolge des Trnovski gozd. Ein weiterer Horizont mit Onkoiden tritt im Profil Grudnica auf. Die Kontakte mit dem Nebengestein sind deutlich und lokal durch kleine Erosionsdiskordanzen gekennzeichnet (Taf. 3, Abb. 3–5).

Die untersuchten Onkoide haben bis zu 2 cm Durchmesser und bestehen aus zahlreichen Lagen. Nach der Klassifikation von Logan et al. (1964) können die Onkoide allen drei dort aufgestellten Gruppen zugeordnet werden: SS-C (»sferoidal structures, concentric form«), SS-I (»inverted form«) und SS-R (»randomly stacked form«) – Abb. 13.

Häufig werden auch Verwachsungen von Onkoiden beobachtet, in deren Kernen oft Fragmente eines intramikritischen und mikrosparitischen Dolomits festgestellt werden können. Es überwiegen Onkoide mit konzentrischen, sphärischen Formen, die sich untereinander berühren. In keinem der untersuchten Onkoide konnten Strukturen von Algen-Filamenten festgestellt werden. In den Interpartikelporen zwischen den Onkoiden sind zwei Generationen von Zement ausgebildet: Zement A (50 bis 100 µm breite Säume eines Dolosparits) und Zement B, welcher aus einem grobkörnigen, drusigen Dolosparit besteht. In der Probe T-I/2 wurde teils auch

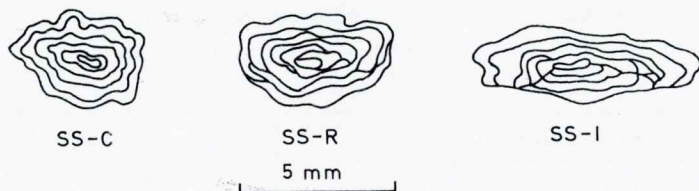


Abb. 13. Onkoid-Typen nach Logan et al. (1964).
Erläuterung im Text

Sl. 13. Tipi onkoidov po klasifikaciji Logana in sod. (1964).
Razlaga v besedilu

Gravitationszement beobachtet, der anzeigt, daß das Gestein zeitweise unter subaerischen, meteorischen, vadosen Bedingungen verfestigt wurde.

Die Onkoide sind eine besondere Gruppe innerhalb der Stromatolith-Bildungen. Sie werden bevorzugt unter subtidalen Bedingungen in hoher Wasserenergie gebildet. Sie sind um so mehr konzentrisch, je konstanter ihre Bewegung war. Buser (1965a, 1966) beschreibt die Onkoid-Vorkommen in weiteren Gebieten der slowenischen Dinariden und benutzt sie als Leithorizonte (mit der Alge *Sphaerocodium bornemanni* Rothpletz), der für den Mittelteil des Hauptdolomits kennzeichnend ist. Nach Buser (1965a, b) wurde die oben aufgeführte Alge allerdings auch in den karnischen Schichten bei Čatež gefunden. Trotzdem ist nach Ansicht von Buser (1965a, b) die biostratigraphische Bedeutung dieser Alge für den Hauptdolomit deshalb nicht verringert. Babić (1970) hatte alle bis zur Zeit bekannten Vorkommen der Alge »*Sphaerocodium bornemanni* Rothpletz« aus den Dinariden von Slowenien und Croatien überprüft und mit dem Holotypus dieser Alge verglichen. In keiner der Proben konnte der Autor für die Alge kennzeichnende Filamente und Strukturen beobachten. Daher interpretiert er die vorliegenden Bildungen als Onkoide mit einer sphärischen Form und konzentrischem Aufbau.

Im neueren Schrifttum (Catalano et al., 1974; Bechstädt, 1974; Assereto & Folk, 1976; Assereto & Kendall, 1977; Bernouilli & Wagner, 1971; Purser & Loreau, 1973) werden ähnliche Bildungen wie die oben als Onkoide bezeichneten »vadose PISOIDE« (vadose pisolites) genannt. So werden z.B. die gleichen Onkoid-Formen aus dem Hauptdolomit in den Dolomiten (Bosellini, 1967), zunächst als Algen-Bildungen (»pisoliti algali«), später (Bosellini & Rossi, 1974) aber als anorganische Bildungen beschrieben.

Makro- und mikroskopisch sind manche vadosen PISOIDE dem hier untersuchten Onkosparit sehr ähnlich. Die Entstehung dieser konzentrischen Strukturen wird als ein anorganisches Präzipitat von Aragonit in mehreren Lagen um Calcitkerne erklärt. Untersuchungen an rezenten Sedimenten zeigen, daß die vadosen PISOIDE unter hypersalinen Bedingungen in einem Ablagerungsraum entstehen, in dem auch episodisch Sedimentationsbrechungen beobachtet werden (»strongly evaporitic low-relief coastal setting«) (Sholle & Kinsman, 1974; Shinn, 1973; Evamy, 1973; Lucia, 1968; James, 1972; Esteban, 1976; Chafetz & Butler, 1980). Als klassisches Beispiel älterer vadoser PISOIDE werden oft die permischen Karbonatgesteine von Texas (Capitan Reef) angeführt (Dunham, 1969; Kendall, 1978; Pray & Esteban, 1977).

Obwohl in dem hier untersuchten Material in keiner der untersuchten Proben

Algen-Strukturen oder Filamente beobachtet werden konnten, können die Onkoid-Horizonte als Bildungen erklärt werden, die teilweise unter Mitwirkung von Organismen (Algen) entstanden sind.

Die untersuchten Onkoide kommen nur in sehr geringmächtigen (5–10 cm) Horizonten gehäuft vor und sind vom Nebengestein scharf abgegrenzt, örtlich auch mit Erosionskontakten. Onkoide wurden vielfach in engen Gezeiten-Kanälen (tidal channels) konzentriert, in denen durch ausreichende Wasserbewegung deren Sortierung bedingt wurde. Die Probe T-I/2 (Taf. 3, Abb. 6) zeigt Verfestigung von Hardgrounds durch Algenmatten.

Intraformationelle Brekzien

Im oberen Teil der Dolomit-Serie wurden im Raum des westlichen Trnovski gozd und im Plateau Banjška planota (Profil T-I: Grudnica und T-II: Čepovan-Lokovec) vereinzelt bis 0,5 m mächtige Horizonte einer intraformationellen Brekzie (Dolorudit) beobachtet. Die von einigen mm bis 10 cm großen Fragmente sind scharfkantig bis sehr schwach gerundet und schlecht sortiert. Die meisten Lithoklaste sind dolomikritisch (einige weisen auch Schrumpfporen auf) oder bestehen aus einem stromatolithischen Dolomit; selten aber auch aus Mikrodolosparit. Die Lithoklasten lassen erkennen, daß sie nur einem lokalen Transport ausgesetzt waren. Sie sind durch Erosion und Zerbrechung von konsolidierten Karbonatschichten entstanden, die in Bereichen gebildet wurden, die durch fluktuierende Wasserstände als Inseln über den Meeresspiegel gehoben wurden.

Ablagerungsmilieu

Die untersuchten Profile lassen auf relativ einheitliche Sedimentationsbedingungen des norisch-rätischen Dolomits im gesamten Gebiet der westlichen Dinariden Sloweniens schließen. Dies wird deutlich durch die Ergebnisse der mikrofaziellen Untersuchungen und der Geländebeobachtungen sowie im Vergleich der obertriassischen Gesteine mit denen im benachbarten Alpenraum (z.B. Zankl, 1967, 1971; Bosellini, 1965, 1967; Fischer, 1964; Müller-Jungbluth, 1968) und in anderen Gebieten (Catalano et al., 1974; Matavelli et al., 1969; Fülöp, 1976).

Der Hauptdolomit wurde in flachen, abgeschlossenen, lagunenartigen Becken eines Schelfs (»restricted environment«) abgelagert, die zugleich Bestandteile einer ausgedehnten Plattform der damaligen Tethys gewesen sind. Aufgrund der episodischen Schwankungen des Meeresspiegels wurden die Lage und Grenzen der Litoralgebiete schnell verändert. Subtidale, intertidale und supratidale Sedimentationsbedingungen wechselten einander in schneller Folge ab und führten zur Ausbildung der Zykltheme.

Supratidale Bedingungen führten zur Bildung von Dolomit und inter- bis subtidale Bedingungen zu Stromatolith-Horizonten und supratidalen Konglomeraten sowie Schrumpfporen (»birds-eyes«). Dolomite, die nicht von einer spätdiagenetischen Dolomitisierung überprägt worden sind, lassen noch die primären Anlagungsgefüge erkennen. Der Energie-Index in diesen Proben ist niedrig bis sehr niedrig und zeigt ruhige Sedimentationsbedingungen. Das relativ lebensfeindliche Milieu ist durch eine arten- und individuenarme Fauna und Flora gekennzeichnet. Es

treten nur wenige, an höher salinare Verhältnisse angepaßte Organismen auf, wie einige Molluskenarten, Ostracoden, sehr wenige Foraminiferen und vor allem aber stromatolithbildende Algen. Der bituminöse, teilweise laminierte Dolomit, der reich an organischen Beimengungen ist, wurde zeitweise in lokal ausgebildeten, kleineren Becken abgelagert, in denen stagnierende, euxinische Bedingungen herrschten (tidal pools).

Die Ausbildung der zyklischen Sedimentation, wie sie im untersuchten Hauptdolomit beobachtet wurde, war durch folgende Faktoren gesteuert:

- klimatisch bedingte, episodische Meeresspiegelschwankungen,
- langsame und gleichmäßige tektonische Absenkungen einer ausgedehnten karbonatischen Plattform (»bank model« nach Laporte & Imbrie, 1964), mit sehr flach subtidalen Bedingungen und
- einer Sedimentationsrate, die im Gleichgewicht mit den paläogeographischen Bedingungen stand, d.h. den Absenkungsraten im wesentlichen entsprach.

Das Zusammenwirken der obigen Faktoren ist in Abb. 14 (nach Bosellini, 1967) dargestellt.

Die Sedimentationsbedingungen, unter denen der norisch-rätische Hauptdolomit im Gebiet der slowenischen Dinariden entstanden ist, sind vergleichbar mit den rezenten Sedimentationsbedingungen in den ausgedehnten Sabkhas des Persischen Golfs (Illing et al., 1965; Bathurst, 1971; Purser, 1973; Schneider, 1975) sowie mit den Gezeitenbereichen der Karbonatplattform des Bahama-Shelfs (Shinn et al., 1965, 1969; Ginsburg & Hardie, 1975). Das Sedimentationsmodell der Bahamas kann aufgrund des humiden Klimas wohl besser auf die Bildungsbedingungen des Hauptdolomits übertragen werden. Evaporitische Minerale bleiben nicht erhalten, weil sie durch Regenfälle und Überflutungen aufgelöst und abgespült werden (Shinn et al., 1965). Evaporitische Minerale oder deren Pseudomorphosen wurden in keiner der untersuchten Proben des Hauptdolomits festgestellt. Frakes (1979) nahm für die Zeit der Oberen Trias im behandelten Alpenraum auch semiarides Klima an, das zur Bildung und nachfolgender Auflösung evaporitischer Minerale die Voraussetzung ist.

Sedimentationsraten

Fischer (1964) gibt Sedimentationsgeschwindigkeiten für den Dachsteinkalk-Komplex in den Nördlichen Kalkalpen an. Ausgehend von 15 Mill. Jahren Dauer der norisch-rätischen Stufe und einer Gesamtmächtigkeit von 1.000 bis 1.500 m der Kalk- und Dolomitsedimente ergibt seine Berechnung eine Sedimentationsrate von 0,1 mm jährlich. Es ist aber anzunehmen, daß die Sedimentationsrate größer war, da noch zahlreiche, kurzfristige Unterbrechungen in den intertidalen Perioden mit zu berücksichtigen sind. Zum Vergleich werden die Sedimentationsraten des rezenten Karbonatschlammes aus dem Gebiet der Bahama-Inseln (nach Broecker & Takahashi, 1966; aus Goodell & Garman, 1969) angeführt. Für eine 1,5 m mächtige Schicht des Schlammes wurde ein Alter von 5.000 Jahren festgestellt, was einer Sedimentationsrate von etwa 0,3 mm pro Jahr entspricht. Ähnliche Sedimentationsraten der rezenten Sedimentation von 0,2–0,5 mm jährlich werden für das Gebiet der Coorong Lagune in West-Australien angegeben (Skinner et al., 1963; Von der Borch, 1965). Berücksichtigt man die Sedimentationsunterbrechungen und die Kompaktion der Sedimente, sind die obigen Angaben mit denen von

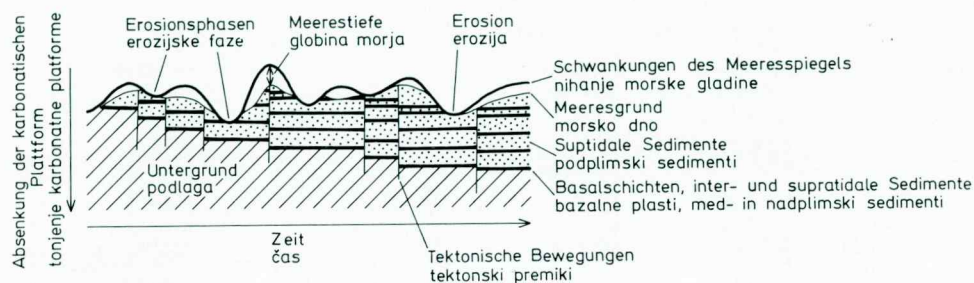


Abb. 14. Zeitliche Beziehungen zwischen Sedimentation, Absenkung der karbonatischen Plattform und Meeresspiegel-Oszillationen (nach Bosellini, 1967)

Sl. 14. Časovni odnosi med sedimentacijo in tonjenjem karbonatne platforme ter oscilacij morske gladine (po Boseliniju, 1967)

Fischer (1964) gut vergleichbar. Bei ähnlicher Entwicklung und einer angenommenen Gesamtmächtigkeit des Sedimentes von 800 m (bis 1.200 m nach Buser, 1971) kann auch für die norisch-rätischen Dolomitschichten in den slowenischen Dinariiden mit Sedimentationsraten dieser Größenordnung gerechnet werden.

Kalkstein-Entwicklung – Dachsteinkalk

Einleitung

Im westlichen Teil des Trnovski gozd und auf dem Plateau Banjška planota ist der obere Teil der norisch-rätischen Stufe als Kalkstein entwickelt (Abb. 1 und 2). Wegen der Ähnlichkeit mit den klassischen Vorkommen des Dachsteinkalkes in den Nördlichen Kalkalpen hat sich auch für diese Schichten in Slowenien der Name »Dachsteinkalk« eingebürgert.

Ausgedehnte Gebiete, die Ablagerung der Gesteine in abgeschlossenen Lagunen erkennen lassen (Hauptdolomit), weisen im Untersuchungsgebiet Kalksteine auf, die wahrscheinlich mehr unter subtidalen Bedingungen in einer »Rück-Riff-Position« gebildet wurden. Gesteine mit Anzeichen einer intertidalen Sedimentation werden nur noch selten beobachtet. Die Abgrenzung des Hauptdolomits vom Dachsteinkalk ist deutlich. Die Grenze ist durch den Übergang eines geschichteten Dolomits in einen dickbankigen, örtlich auch massiven Kalkstein gekennzeichnet. Zu den Kalken des Jura wird ein allmählicher Übergang beobachtet. In Bereichen ohne jurassische Fossilien wurde die Grenze Obere Trias/Jura von den Regionalgeologen (Kossmat, 1906; Buser, 1974 b, 1975) dort festgelegt, wo in der Folge die ersten Schichten eines Kalkooliths vorkommen.

Die Gesamtmächtigkeit des obertriassischen Kalksteins ist im untersuchten Gebiet ziemlich einheitlich und beträgt 180 bis 220 m (Abb. 2). Außerhalb des Arbeitsgebiets, nördlich von Čepovan, nimmt die Mächtigkeit aber sehr schnell auf 300 bis 700 m zu (Buser, 1974 b).

Der Dachsteinkalk wurde in 3 Profilen untersucht, die relativ nahe beieinander liegen (Lok. 6–8, Abb. 1). Die Distanz zwischen den am weitesten entfernten Profilen

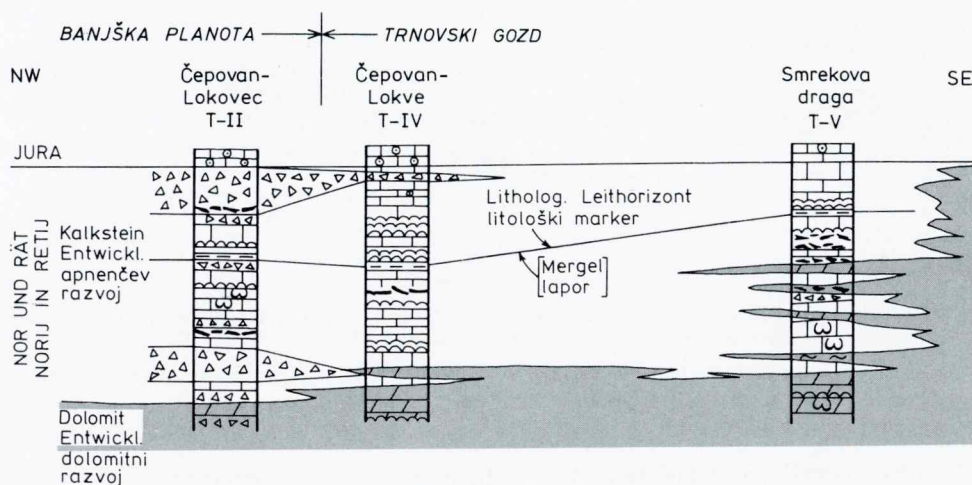


Abb. 15. Schematische Darstellung der untersuchten Profile des Dachsteinkalks in SW Slowenien

Sl. 15. Shematski položaj raziskanih profilov dachsteinskega apnenca v jugozahodni Sloveniji

von Čepovan-Lokovec auf der Banjška planota und Smrekova draga auf dem Trnovski gozd beträgt nur 8 km.

Eine Übersicht der lithologischen Verhältnisse in den 3 untersuchten Profilen ist in Abb. 15 dargestellt. Die detaillierten Beschreibungen der Profile sind in den Abb. 16 bis 19 zu ersehen.

Alle 3 untersuchten Profile sind entlang von Landstraßen und Waldwegen zugänglich und gut aufgeschlossen. Trotz der großregionalen Überschiebung des Trnovski gozd sind die Profile tektonisch nicht beansprucht. Nur eine Störung im oberen Teil des Profils T-II (Čepovan-Lokovec) an der Grenze der Dachstein- und Jura-Kalke ist von Bedeutung. Allgemein wird eine konkordante Lagerung der Schichten mit einem generellen Einfallen gegen SW beobachtet. Der Kalkstein hat eine hellgraue bis olivgrüne Färbung. Die einzelnen Gesteinsschichten weisen Mächtigkeiten zwischen 0,5 bis 3 m, meist aber um 1 m auf.

Subtidale Bildungen innerhalb der Dachsteinkalk-Folge

Die Kalksteine, die als subtidale Bildungen innerhalb des Dachsteinkalk-Komplexes interpretiert werden, bestehen vorwiegend aus Palmikriten und Biomikriten. Sie sind ferner oft zu Mikrosparit rekristallisiert. Nach der Klassifikation von Dunham (1962) sind sie als Wackestones und Mudstones zu bezeichnen. Packstones und Grainstones (Biosparite und Intrabiosparite) sind sehr selten. Die Flora und Fauna ist im allgemeinen spärlich und überwiegend von Megalodontiden, Gastropoden, Algen (Codiaceen, Dasycladaceen), Foraminiferen sowie einzelnen Ostracoden bestimmt. Echinodermen und Korallen treten nur ganz vereinzelt auf. Die Megalodontiden kommen in mehreren Horizonten vor und befinden sich meist in Lebend-



Abb. 16. Lage des Profils T-V, Smrekova draga im Gebiet von Trnovski gozd; Dachsteinkalk

Sl. 16. Položaj raziskanega profila T-V, Smrekova draga v Trnovskem gozdu

stellung (Taf. 4, Abb. 1). Sie weisen bis zu 20 cm große Schalen auf, deren primäre Karbonatmineralen herausgelöst wurden. Die so entstandenen Fossil-Hohlformen (fossil moldic porosity; Choquette & Pray, 1970) wurden von mehreren Generationen eines faserigen Calzitcements gefüllt.

Da andere Fossilien, insbesondere solche mit stratigraphischem Leitwert, fehlen, konnte nicht festgestellt werden, ob der Dachsteinkalk aus dem untersuchten Gebiet nur der rätischen oder teils auch der norischen Stufe zugehört. Deshalb wurde die Alterseinstufung der Schichten als Nor-Rät (nach Buser, 1974b) beibehalten.

Unter den Foraminiferen sind meistens nur untypische Arten wie z.B. Textulariiden, Lituoliden, *Fronicularia* sp. und *Tetrataxis* sp. enthalten. Von größerer Bedeutung für die stratigraphische Einstufung ist nur *Triasina hantkeni* Majzon welche in unteren Teilen der Profile T-II und T-V festgestellt wurde (Taf. 4 Abb. 3). Bosellini (1965) hat vergleichbare Kalksteinschichten mit *Triasina hantkeni* in den Dolomiten aufgrund einer stratigraphisch aussagekräftigen Begleitfauna in die untere rätische Stufe gestellt. Codiaceen kommen meist als einige mm große Bioklaste vor, die mit feineren mikritischen Plastiklasten und Gastropoden vermischt sind. Die Gastropoden sind in einer 0,5 m mächtigen Schicht (Probe T-II/35) sehr häufig und bilden ein korngestütztes Gefüge (Biosparit, Grainstone). Die primäre Struktur der Schalen ist durch einen drusigen Sparit ersetzt und die Gastropodenschalen sind allgemein nur aufgrund der mikritischen, kryptokristallinen Säume (micritic envelopes) erhalten (Taf. 4, Abb. 4). In mehreren Proben wurde auch die Alge *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri festgestellt, die in der Probe T-V/17a sogar gesteinsbildend ist (Taf. 4, Abb. 5).

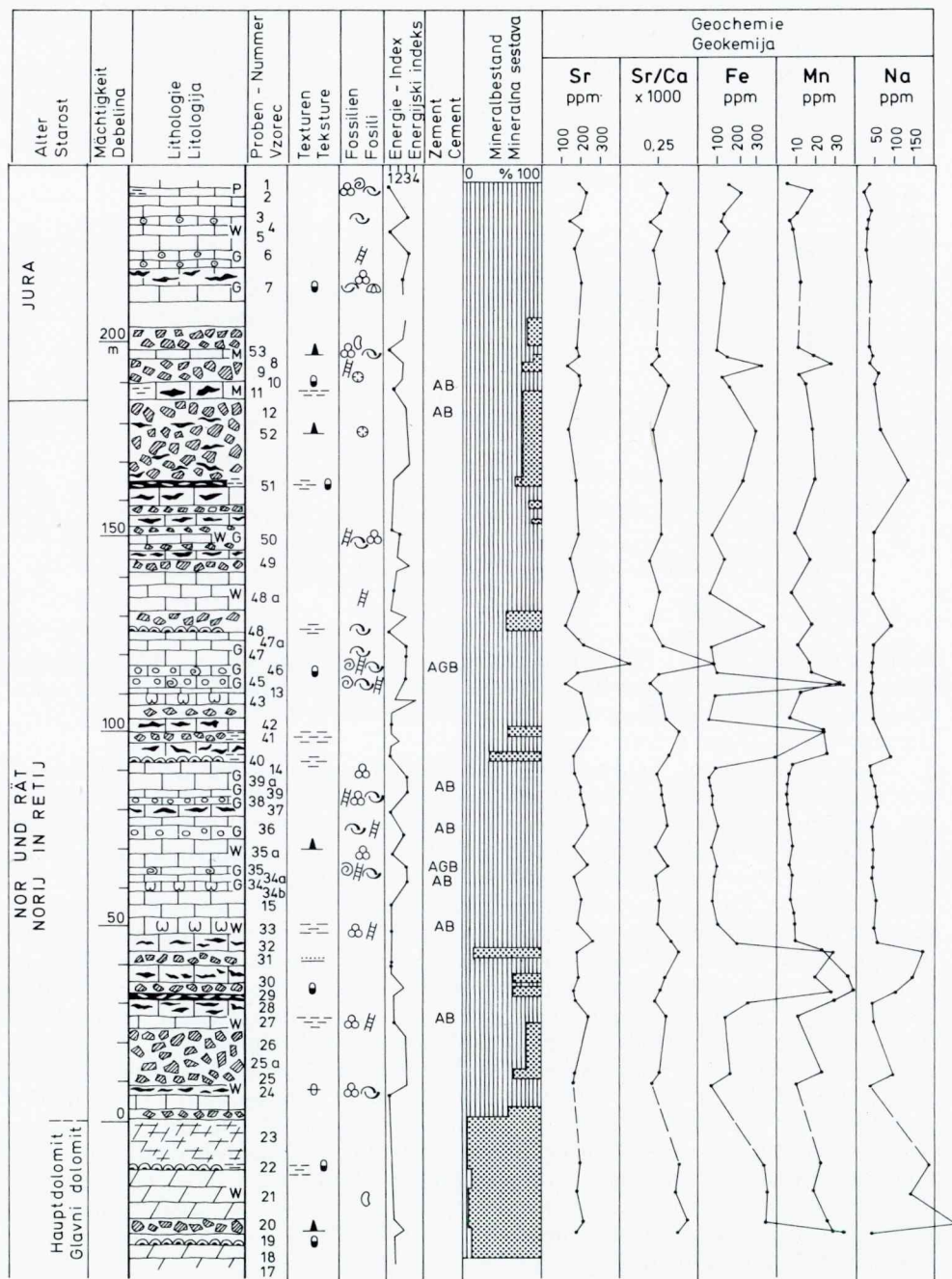


Abb. 17. Säulen-Profil T-II, Čepovan-Lokovec; Dachsteinkalk

Sl. 17. Litološki stolpec profila T-II, Čepovan-Lokovec, dachsteinski apnenec

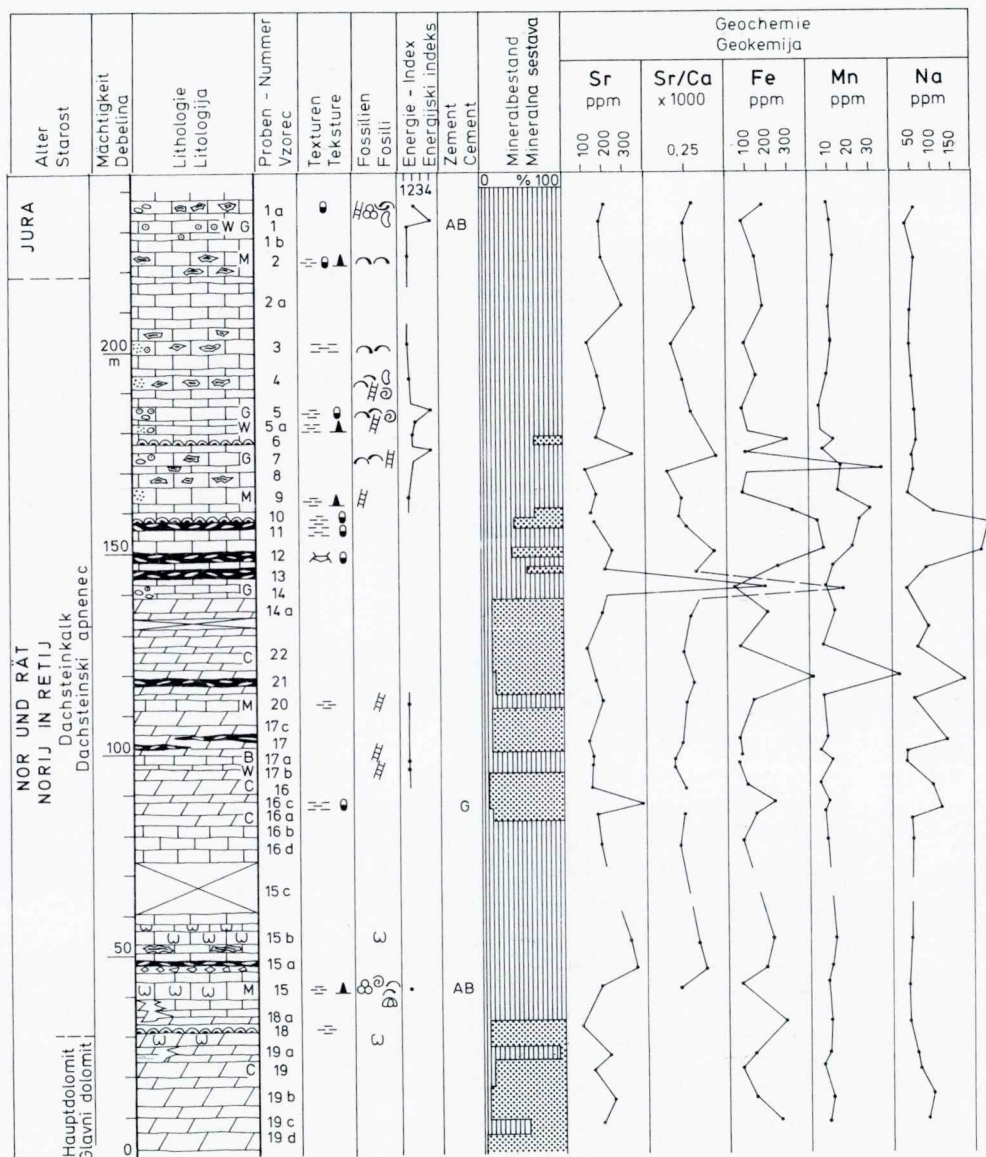


Abb. 19. Säulen-Profil T-V, Smrekova draga im Gebiet von Trnovski gozd; Dachsteinkalk
 Sl. 19. Litološki stolpec profila T-V, Smrekova draga v Trnovskem gozdu; dachsteinski apnenec

des Arbeitsgebietes etwas häufiger z. B. bei Smrekova draga, wo der Kalkstein lateral in die dolomitische Entwicklung übergeht.

Schrumpfporen treten immer in dicht übereinander folgenden Lagen gehäuft auf.

Die Lagen befinden sich oft innerhalb mächtiger homogener Schichten aus

Biomikriten und Pelmikriten. Die bis zu einigen mm großen Schrumpfporen haben unregelmäßige Formen und sind mit ihrer Längsachse parallel zur Laminierung orientiert, (»subparallel laminoid fenestrae«). Die größeren Schrumpfporen weisen meist geopetale Füllungen mit mikritischem Schlamm auf. In einzelnen Schichten beträgt der Anteil der Schrumpfporen bis zu 30 %.

Supratidale Konglomerate (flat pebble conglomerates) und Laminite sind im mittleren Teil des Profils von Smrekova draga deutlich entwickelt. Dort ist ferner eine mehrere m² große Fläche freigelegt, so daß auch ein dreidimensionales Bild der Schichten sichtbar ist (Taf. 4, Abb. 2). Auf der Oberfläche und an den Seiten sind Trockenrißpolygone parallel und senkrecht zur Schichtung zu beobachten. Sie sind den Trockenrissen, wie sie aus rezenten supratidalen Bereichen (Purser, 1973; Ginsburg & Hardie, 1975) beschrieben worden sind, sehr ähnlich. Es treten in den untersuchten Proben größere Polygone von 15–20 cm und kleinere von etwa 5 cm Durchmesser auf.

Die einzelnen Lagen des Laminits sind bis zu 0,5 cm mächtig und bestehen aus einem Dolomikrit mit calcitischen Resten. Öfters sind auch kleinere Schrumpfporen vorhanden. Die Laminae sind öfters in bis zu 15 cm langen »Dolomit-Krusten« zerrissen, welche einander parallel zur Längsachse aufgelagert sind. Die einzelnen Krusten wurden nur über kurze Entfernung transportiert.

Bei diesen Prozessen wurden Konglomerate gebildet, die als »supratidale Konglomerate« bezeichnet werden. Auch werden allmähliche Übergänge von Laminiten zu Konglomeraten beobachtet, die auf eine stetige Zunahme der Wasserenergie schließen lassen. Die Matrix zwischen den »Dolomit-Schuppen« besteht aus mikritischem Calcit, der nur vereinzelt in einen schwach dolomitisierten Mikrit übergeht. Die Risse in den Trockenrißpolygonen sind dagegen mit einem sparitischen Calcit gefüllt. Außer im Profil bei Smrekova draga wurden dünnere, 10–20 cm mächtige Lagen des Laminits und des supratidalen Konglomerats auch in den Profilen T–II und T–IV bei Čepovan beobachtet (Taf. 4, Abb. 6).

Reine Stromatolith-Horizonte sind im Dachsteinkalk selten. Nur lokal und unregelmäßig verteilt sind bis zu einigen cm mächtige Stromatolith-Lagen vorhanden, die aber in allen drei untersuchten Profilen vorkommen. Die Struktur der Stromatolithe entspricht der in norisch-rätisch auftretenden Dolomiten. Der Polygonal-Typ der Stromatolithe mit ebenen oder in mm Dimensionen feingefalteten Laminae überwiegt. Die durch organische Aktivität (Algen) bedingten Laminae bestehen aus Dolomikrit, die sedimentreichen Laminae der Zwischenräume in den Algenstrukturen und die Füllung der Schrumpfporen dagegen aus Calcit.

Intraformationelle Brekzie

Für das Profil Čepovan-Lokovec (T–II, Abb. 18) sind häufig auftretende Schichten von intraformationellen Brekzien charakteristisch, die 10–20 m mächtige Horizonte bilden und besonders an der Grenze des Dachsteinkalkes zum Hauptdolomit und am Übergang zum Jura vorkommen. Brekzien-Schichten geringerer Mächtigkeit wurden auch im mittleren Profilteil beobachtet. Gegen Südosten keilen die Brekzienhorizonte lateral schnell aus. Sie wurden nur noch im unteren Teil des Profils von Čepovan-Lokve (T–IV, Abb. 19) in zwei nur 1–2 m mächtigen Horizonten und im mittleren Profilteil von Smrekova draga (Profil T–V) bei der Lokalität »Anina hiša« beobachtet. Die Gesteinsfragmente der Brekzien weisen Durchmesser von einigen cm

bis zu 0,5 m auf; sie sind scharfkantig bis schwach gerundet. Größere Gesteinsblöcke (0,2–0,5 m Durchmesser), die nur einen sehr kurzen Transport anzeigen, kommen nur in den mächtigen Horizonten des Profils T-II vor. Die Sortierung der Brekzien ist allgemein schlecht. Die meisten Gesteinsfragmente bestehen aus einem mikritischen und pelmikritischen Kalkstein (z. T. mit Schrumpfporen), der aus der näheren Umgebung stammt. In den unteren Brekzienhorizonten sind auch zahlreiche Blöcke von stromatolithischen, mikritischen und sacharoiden Dolomiten enthalten.

Sie weisen darauf hin, daß zur Bildungszeit des Hauptdolomits Teile des Sedimentationsraumes zeitweise verlandeten und der Erosion ausgesetzt waren. Die Blöcke in der Brekzie berühren einander zum Teil, meist aber »schwimmen« sie in einer mikritischen Matrix. Nur selten (z. B. Probe T-II/8) ist die Mikrit-Grundmasse dolomitisiert. Die Tatsache, daß die Matrix zwischen den Dolomitfragmenten calcitisch ist, kann als ein regional geologischer Beweis gelten, daß die Dolomitisierung des Hauptdolomits frühdiagenetisch geschehen ist und schon vor der Ablagerung des Dachsteinkalks stattgefunden hat.

Im oberen Brekzienhorizont des Profils T-II wurden auch seltene Fragmente der Korallenart *Thecosmilia* sp. und die Koralle *Archaeosmilia beata* Melnikova gefunden, die charakteristisch für den untersten Teil des Lias sind. Vergleichbare Korallenfragmente aus dem gleichen Brekzien-Horizont bei Grudnica (N von Čepovan) wurden auch von Silvester (1974) erwähnt.

Hohlraumgefüge

Zeitweise Verlandungen in Teilbereichen des Ablagerungsraums des Dachsteinkalks sind auch durch das häufige Vorkommen von Hohlraumgefügen gekennzeichnet. Die Gefüge weisen auf eine rein anorganische Entstehung durch Lösungsvorgänge hin und können als Indikatoren für eine Paläoverkarstung des Gebiets inter-

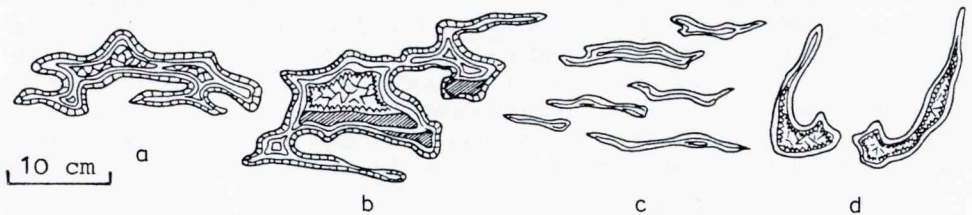


Abb. 20. Verschiedene Typen von Korrosionshölräumen im Dachsteinkalk der Dinariden in SW Slowenien

- a) Kaverne mit zahlreichen Säumen eines fasrigen allseitigen Zements (häufigster Typ)
- b) »Kanal-Typ« (channel porosity) untereinander verbundene Hohlräume mit Internsediment, Geopetalgefüge und drusigem Mosaik
- c) Typ der isolierten parallelen Korrosionshölräume
- d) Herausgelöste Megalodontenschale (fossil moldic)

Sl. 20. Različni tipi korozijskih votlin v dachsteinskem apnencu slovenskih Dinaridov

- a) Kaverne s številnimi pasovi obrobne cementa (najbolj pogost tip korozijskih votlin)
- b) »Kanalni tip« kavern. Korozijske votline so med seboj povezane; pogostne geopetalne teksture in druzasti mozaični cement
- c) Tip izoliranih vzporednih korozijskih votlin
- d) Izlužene lupine megalodontidnih školjk (moldična poroznost)

pretiert werden (Abb. 20). Die Lösungshohlräume weisen ungleichmäßige Formen auf. Kleinere Hohlräume sind bis zu einigen cm groß. Größere Hohlräume zeigen aber kavernöse Formen, welche auch mehr als 0,5 m groß sein können. Die Kavernen kommen vorwiegend an bestimmte Horizonte gebunden vor (s. Profile Abb. 17 bis 19) und sind mit den Längsachsen meist parallel zur Schichtung orientiert. Die Hohlräume sind von mehreren Generationen eines faserigen Sparits (Zement A) gefüllt. Wegen der unterschiedlichen Beimengungen von Fe-Oxid zeigen die einzelnen Säume hellere oder dunklere rötliche Farbtöne. Die Calcitsäume füllen die Hohlräume nicht immer vollständig aus. Das Restvolumen wird meist von einem farblosen drusigen Calcit (Zement B) eingenommen. Eine zentripetale Konvergenzvergrößerung des Calcits wird beobachtet. Manche Korrosions-Hohlräume sind an der Basis mit einem Sediment gefüllt, das aus einem roten Mikrit-Calcit mit Beimengungen von Residualton besteht, während im oberen Teil gleichzeitig ein faseriger Sparit aufgewachsen ist. Von der Auflösung und Ausfüllung mit mehreren Generationen von Faser-Calcit sind auch alle Megalodonten-Schalen betroffen. Die einzelnen Sparitsäume sind meistens um 0,3–0,6 mm, vereinzelt aber auch über 2 mm dick.

Die unterschiedlichen Formen der Hohlraumgefüge sind in Abb. 20 dargestellt.

Zahlreiche Korrosionshohlräume mit unregelmäßigen Formen (meist »channel porosity«) wurden auch im oberen Kalkbrekzien-Horizont an der Grenze zum Jurakalk beobachtet. In dieser Brekzie kommen auch Blöcke mit schon früher ausgefüllten Hohlräumen vor. Es kann deshalb angenommen werden, daß die Zementation der Hohlräume schon bald nach der Lithifizierung und der Verkarstung des Kalksteins, d.h. noch während der Oberen Trias, stattgefunden hatte.

Dolomite innerhalb der Dachsteinkalk-Folge

Dolomitische Schichten kommen in der Dachsteinkalk-Folge mehrmals im unteren und mittleren Teil des Profils von Smrekova draga vor. Der Dolomit ist hellgrau bis schmutzig weiß, grobkörnig und hat ein zuckerkörniges Aussehen. Die Dolomitskristallgröße beträgt 50 bis 300 µm. Die Gesteinsstruktur ist xenotopisch bis hypidiotopisch. Die primären Anlagerungsgefüge der Gesteine sind durch die Dolomitisierung überprägt und nicht mehr zu erkennen. Nur lokal sind auf verwitterten Oberflächen noch Relikt-Strukturen eines supratidalen Konglomerats und von Algen-Stromatolithen megaskopisch erkennbar. Der Anteil an Lösungsporen (»vugs« und »caverns«) im Dolomit betrug bis zu 12 %. Doch sind diese mit der Dolomitisierung entstandenen Poren meistens mit einem Calcit-Sparit zementiert. Nur 2–3 % der Poren sind noch offen geblieben. In manchen Proben sind auch Phänomene einer Dedolomitisierung zu erkennen.

Ablagerungsmilieu

Aufgrund der makro- und mikrofaziellen Merkmale wird die norisch-rätische Kalksteinfolge (Dachsteinkalk) des Trnovski gozd und von Banjška planota als Ablagerung in einem flachen, küstennahen Schelfbereich interpretiert.

Der Sedimentationsraum wies nur geringe Wasserenergie auf, wie durch die niedrigen bis sehr niedrigen Energieindizes verdeutlicht wird. Im untersuchten Gebiet läßt sich eine Zunahme der Wasserenergie (steigender Energie-Index) von SE

(Trnovski gozd) nach NW (Banjška planota) erkennen. Diese Tatsache äußert sich durch den Übergang der litoralen Lagunenfazies des Profils Smrekova draga in die Fazies des offenen Plattformbereichs (z.T. Rückriff-Fazies), die im Profil von Čepovan erschlossen ist. Auf periodische inter- bis supratidale Bedingungen in der Karbonatsedimentation kann aufgrund einiger eingeschalteter Stromatolithlagen und der Schrumpfporen (bird-eyes) geschlossen werden. Gesteine mit diesen Merkmalen sind zum Teil auch dolomitisiert. Eine Lofer-Fazies (Zyklotheme) in charakteristischer Ausbildung, wie sie für den Dachsteinkalk der Nördlichen Kalkalpen von Fischer (1964) und Zankl (1967, 1971) beschrieben wurde, kommt im Dachsteinkalk des Untersuchungsgebiets nicht vor.

In mehreren Proben des Dachsteinkalks sind vereinzelt Ooide zu beobachten, die in mikritischer Grundmasse schwimmen. Ihre Herkunft bzw. die Transportrichtung kann nicht näher bestimmt werden, da die Triasschichten gegen Süden und Westen unter jüngere Sedimente abtauchen und nicht aufgeschlossen sind. Die Herkunft der Ooide aus diesen Richtungen ist aber wahrscheinlich, da in diesen Gebieten Karbonatgesteine, die als hochenergetische Bildungen eines Flachmeeres interpretiert werden, anstehen und die Ooide von dort »in situ« bekannt sind. Die Herkunft der Ooide aus dem Norden ist weniger zu glauben, da nördlich von Banjška planota und des Trnovski gozd in der oberen Trias Gesteine anstehen, die ihre Bildung in einem Sedimentationsraum mit etwas größerer Wassertiefe erkennen lassen (»slowenischer Graben«: Caron & Cousin, 1972; Buser & Radoičič, 1975; Buser, 1987). Dieses Gebiet trennte die Schelfgebiete Südwest-Sloweniens von den Julischen Alpen, in deren Gebiet zur gleichen Zeit der Bača Dolomit (»baški dolomit«) abgelagert war.

Außer der Frage der Herkunft der Ooide ist unklar, ob im Raum von SW Slowenien in der oberen Trias möglicherweise Korallenriffe ausgebildet waren, welche die Rückriff-Gebiete vom offenen Meer trennten. Vereinzelte Korallen und deren Fragmente in den intraformationellen Brekzien zeigen, daß Bereiche existieren mußten, die mit Korallen besiedelt waren. Am wahrscheinlichsten aber ist, daß auf dem weiten Flachschild zwischen einzelnen Lagunen und Inseln nur kleinere Bioherme (patch reefs) ausgebildet waren. Allmähliche Übergänge des Schelfs gegen Westen in ein offen marines Milieu sind anzunehmen.

Oft kam es zu kurzzeitigen Verlandungen von Teilbereichen innerhalb des Dachsteinkalk-Meeres. Ein lokal ausgebildeter Paläokarst mit zahlreichen Korrosionshöhlräumen, die z.T. mit Residualton gefüllt sind, deuten darauf hin. In den Verlandungsphasen kam es auch zur Bildung von intraformationellen Brekzien.

DIAGENESE

Einleitung

Der Begriff der Diagenese der Karbonatgesteine umfaßt im weiteren Sinne alle Prozesse, die auf das Sediment in der Zeit von seiner Ablagerung bis zur Metamorphose einwirken. Die Veränderungen im lockeren, unverfestigten Sediment werden als Frühdiagenese, diejenigen im festen Gestein als Spätdiagenese bezeichnet.

Die diagenetischen Veränderungen sind im allgemeinen durch zahlreiche physikalisch-chemische und organogene Faktoren bedingt (Blatt & Middleton, 1980),

welche die mineralogische Zusammensetzung von Neubildungen, die Bildung von Sedimentstrukturen und Texturen, vor allem aber die Lithifizierung der Sedimente, beeinflussen. Diese Faktoren umfassen die Art und Menge der Organismen, die primär abgelagert wurden sowie die mineralogische Zusammensetzung dieser Sedimente. Weiterhin sind der pH und Eh im primären Porenraum der Ablagerungen, der CO₂-Gehalt und der Gehalt an organischem Material von Wichtigkeit. Alle diese, je nach klimatischer und paläogeographischer Situation und nach der Sedimentationsrate unterschiedlich wirksamen Faktoren sind komplex miteinander verbunden. Dies gilt sowohl im größeren regionalen Bereich als auch für das Mikromilieu. Umfassende Studien der Karbonat-Diagenese sind vor allem in den Arbeiten von Chilingar et al. (1967), Bathurst (1971), Folk (1965, 1974), Füchtbauer (1969), Bricker (1971), Friedman (1964), Milliman (1974), Wolf (1978), Schneidermann & Harris (1985), Moore (1989) und Tucker & Wright (1990) dargelegt.

Unter den isochemischen Prozessen sind die Zementation, die Inversion von metastabilen Mineralphasen (Aragonit und Mg-Calcit) zu stabilem Calcit und die Rekristallisation die wichtigsten. Unter den allochemischen Prozessen, die zu einer Veränderung der chemischen Zusammensetzung der Sedimente führen, nimmt vor allem die Dolomitisierung einen besonderen Platz ein. Im geringeren Umfang sind auch Dedolomitisierung, Silifizierung und die Bildungen authigener Minerale von Bedeutung.

Der Verlauf der diagenetischen Veränderungen ist vorwiegend von den Veränderungen des Chemismus des Porenwassers abhängig (»Geschichte von Porenlösungen«, Blatt et al., 1980).

Zementation

Diagenese-Bereiche karbonatischer Sedimente

Als Zementation wird der frühe Prozeß des Kristallwachstums in Porenräumen des noch nicht konsolidierten Sediments oder des schon lithifizierten Karbonatgesteins bezeichnet.

Die verschiedenen Milieus, die ein Sediment während der Diagenese beeinflussen können, werden vereinfacht in folgende vier Bereiche eingeteilt:

- | | |
|-----------------------------------|-------------------------|
| – meteorisch-vadoser Bereich | } meteorische Diagenese |
| – meteorisch-phreatischer Bereich | |
| – flachmariner Bereich | } marine Diagenese |
| – tiefmariner Bereich | |

Diese vier Bereiche werden weiter untergliedert (Abb. 21).

Studien rezenter Karbonatsedimente (z. B. Bricker, 1971; Friedman, 1964, 1968; Folk, 1974) sowie experimentelle Modelle zur Zementation (Badiozamani et al., 1977) zeigen, daß in unterschiedlichen sedimentären Milieus unter verschiedenen Klimabedingungen spezifische Zemente gebildet werden, die sich sowohl in der Morphologie als auch in der mineralischen und chemischen Zusammensetzung unterscheiden. Daher kann häufig aufgrund der Vergleiche der Zement-Typen bei älteren Gesteinen auf den primären Ablagerungsraum und die früh- und spätdiagenetischen Prozesse geschlossen werden.

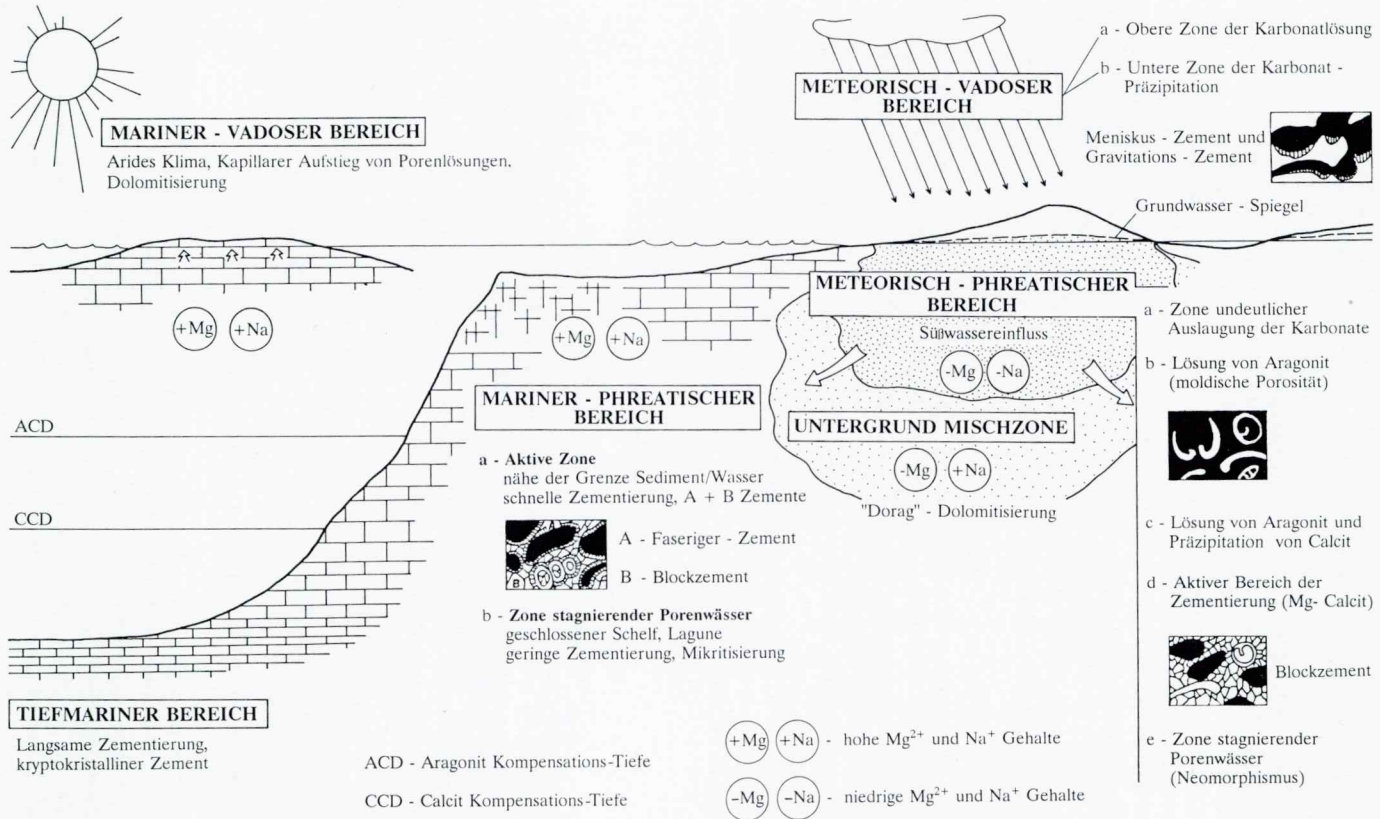
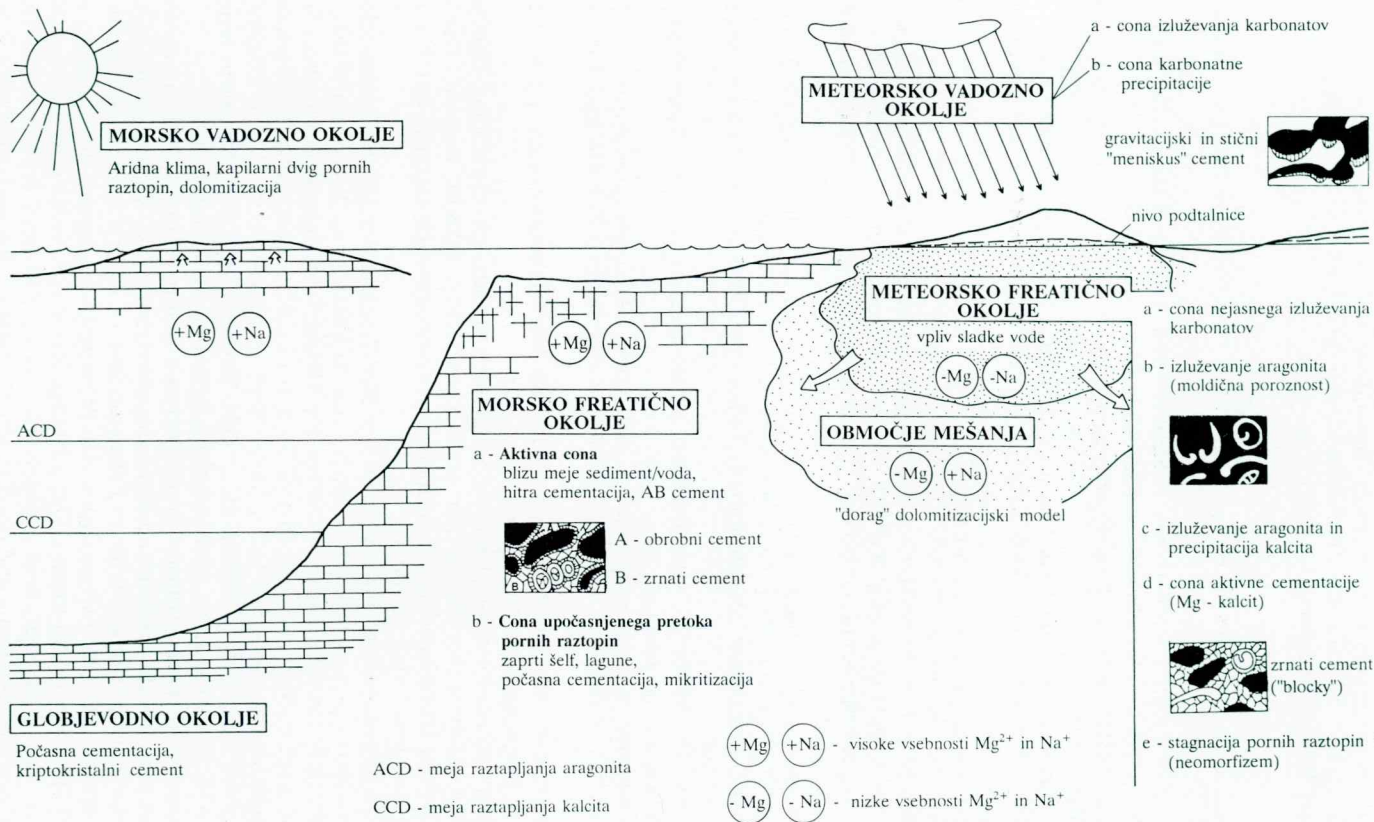


Abb. 21. Diagenesebereiche karbonatischer Sedimente. Schematische Darstellung (nach Blatt et al., 1980; Folk, 1974 und Longman, 1980)



Sl. 21. Okolja diagenetskih procesov v karbonatnih kamninah in sedimentih. Shematski prikaz (po Blatt in sod., 1980, Folk, 1974 in Longman, 1980)

netischen Prozesse geschlossen werden. Besonders in den letzten Jahren wurden mehrfach Standard-Modelle der Zementbildungen (Macintyre, 1984; Harris et al., 1985 und Prezbindowski, 1985) vorgestellt.

Poren- und Zement-Typen im Hauptdolomit und Dachsteinkalk SW-Sloweniens

In den untersuchten Proben des Hauptdolomits und Dachsteinkalks können folgende Porentypen unterschieden werden (vgl. Flügel, 1978):

- Primäre Porosität (Interpartikel-Poren; Biosparit-, Oolith- und Onkoid-Typ des Karbonatgesteins).
- Primäre Porosität (Intrapartikel-Poren in Stromatolithen und Fensterporen).
- Sekundäre Porosität (Partikellösungsporen vorwiegend von Megalodontenschalen).
- Sekundäre Porosität (Gesteinslösungsporen und Kavernen, die bei der Verkarstung während der Auftauchphasen entstanden sind).

Allgemein ist jedoch festzustellen, daß die primäre Porosität in den untersuchten Gesteinen nur in geringem Maß auftritt, da die Gesteine aufgrund ihrer Bildung in einem vorwiegend niederenergetischen, flachmarinen Milieu überwiegend mikritische Matrix aufweisen.

Alle primären und sekundären Porenräume sind nahezu vollständig mit Zement (Sparit) gefüllt. Nur vereinzelt kommen noch offene Porenräume von Partikellösungsporen der ehemaligen Megalodontenschalen sowie von großen Gastropoden im Hauptdolomit vor.

Die in den Porenräumen ausgebildeten verschiedenen Zement-Typen sind in Kalksteinen gut zu erkennen.

Ebenso wie die Sedimentation haben sich auch die Zementationsprozesse der untersuchten Karbonatgesteine in einem Milieu des flachen Schelfs und Litorals abgespielt.

An charakteristischen Zement-Typen, die für die Faziesinterpretation wichtig sind, können folgende erwähnt werden:

- Schrumpfporen sind von Blockzement ausgefüllt, der aus gleichmäßigen 100–300 µm großen subhedralen Kristallen eines calcitischen Sparits besteht. Dieser Zement wurde frühdiagenetisch im **meteorisch-phreatischen** Bereich durch Fällung von stabilem Calcit gebildet.

Es wird angenommen, daß aufgrund der Morphologie des Meeresbodens lokal über den Meeresspiegel ragende Bereiche von meteorischem Wasser durchtränkt waren, das in Form einer Linse bis zu einigen Metern über dem Meerwasser in das Sediment reichte. Nach Friedman & Sanders (1978) entsprechen der Hebung des Grundwasserspiegels um jeden Meter über das Meeresniveau eine Mächtigkeitszunahme der Süßwasserlinse unter dem Meeresspiegel von etwa 40 m (nach Longman, 1980: ca. 32 m). Nur so ist das System im Gleichgewicht.

- Zemente des **meteorisch-vadosen** Bereichs treten in nur geringen Proben auf und bestätigen die episodische Verlandungen des obertriadischen Karbonatschelfs.

Es treten Gravitationszemente in Form von 200 µm dicken Säumen auf. Besonders interessant für die Interpretation der Bildungsbedingungen der Zemente ist Probe T-V/16c (Smrekova draga). Der allseitige Zement A sowie der als geopetale Fällung in den Schrumpfporen vorhandene vadosa Silt sind dolomitisiert. Der jüngere Gravitationszement und der Zement B bestehen dagegen aus Calcit.

Die Dolomitisierung des Mikrit-Schlammes und des Saumzements A könnte durch das Eindringen von Meerwasser-Lösungen erklärt werden, die bei der Verdunstung im supratidalen Bereich ein höheres Verhältnis von Ca/Mg (>15) erreichen konnten. Ein vergleichbarer Mechanismus der Dolomitisierung wurde von Rothe (1968) und von Müller & Tietz (1971) und Müller et al. (1973) aus den pleistozänen und jungtertiären Kalkareniten der Kanarischen Inseln beschrieben.

Es kann somit angenommen werden, daß sich ein Großsedimentationsraum mit zahlreichen kleinen Inseln gebildet hatte, die episodisch Emersion und sogar Verkarstung erfahren haben, wie aus den Sedimentations-strukturen und Texturen abzuleiten ist. Hierbei war ein starker Einfluß von meteorischem Wasser auf die Sedimente vorhanden. In den Bereichen zwischen den Inseln, in denen der Süßwassereinfluß nicht mehr wirksam war, erfolgte eine normale marine Diagenese mit den charakteristischen Zementen.

Dolomitisierung

Einleitung und theoretische Grundlagen

Die Dolomit-Genese ist ein sehr umfassendes und schon 200 Jahre altes Problem – seit Dolomieu 1791 das Mineral Dolomit entdeckt hatte. Die Benennung Dolomit wird sowohl für das Mineral $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ als auch für das Gestein verwendet, das aus einzelnen Dolomit-kristallen zusammengesetzt ist. Shrock (1948) und später noch andere haben für das Gestein den Namen »Dolostone« vorgeschlagen. In der Praxis aber wird dieser Begriff kaum verwendet, da es zu Verwechslungen kommen kann, da sowohl das Gestein als auch das Mineral damit benannt werden.

Das »Dolomit-Problem« umfaßt vor allem die Fragen der primären und sekundären Bildung von Dolomit, die Schwierigkeiten der Dolomit-Synthese bei Normalbedingungen, wie sie auf der Erdoberfläche herrschen, und nicht zuletzt das Mißverhältnis zwischen der Menge an Dolomit im Präkambrium und dem älteren Paläozoikum im Vergleich mit den sehr geringen Mengen im Holozän. Rezente Dolomitbildungen wurden erst vor etwa 30 Jahren an mehreren Lokalitäten entdeckt, wie z.B. in Mittelamerika (Adams & Rhodes, 1960; Shinn & Ginsburg, 1964; Defeyes et al., 1965; Lucia, 1968), im Persischen Golf (Illing et al., 1965; Hsü & Siegenthaler, 1969), in Australien (Von Der Borch, 1965, 1976), auf den Kanarischen Inseln (Müller & Tietz, 1971), in den Salzseen der Türkei (Irion & Müller, 1968).

Eine Übersicht der bisherigen Kenntnisse über die Bildung, Stabilität und Umwandlung von Dolomit ist in folgenden Arbeiten enthalten: Friedman & Sanders, 1967; Usdowski, 1967; Füchtbauer & Müller, 1970; Bathurst, 1971; Zenger, 1972; Pray & Murray, 1965 sowie in den zahlreichen Artikeln im Buch von Zenger et al. (1980) und Shukla & Baker (1988). Mit der Entstehung von Dolomit im nichtmarinen Milieu haben sich Müller & Förstner (1975) befaßt. Zu den Kenntnissen bei der chemischen Synthese von Dolomit und dessen mineralogischen Merkmalen haben Graf & Goldsmith (1956) viel beigetragen. Sie lieferten die Grundlagen für die weiteren experimentellen, theoretischen und vergleichenden Untersuchungen von Dolomit (z.B. Füchtbauer & Goldsmith, 1965; Lippmann, 1973; Folk & Land, 1975; Möller & Kubanek, 1976; Longman, 1980; Gaines, 1980; Land, 1983). Weil Dolomit in verschiede-

nen Milieus bei verschiedenen Bedingungen und Prozessen entstehen kann, ist es meistens nicht möglich, die Dolomitisierung mit einem einzigen Modell zu erklären. Nach Weber (1964) kann es zur Lösung des Dolomit-Problems nur »...nach der Synthese von zahlreichen Informationen der geologischen, geochemischen und labor-experimentellen Beobachtungen...« kommen.

Im stöchiometrischen, idealen Dolomit-Gitter sind die Ionen Mg^{2+} , Ca^{2+} und CO_3^{2-} in einer sich wiederholenden Dreischichtfolge $Mg - CO_3 - Ca - CO_3 - Mg - \dots$ geordnet mit den Gewichtsverhältnissen der Oxydanalyse: 21,9 % MgO , 30,4 % CaO und 47,7 % CO_2 (Lippmann, 1973).

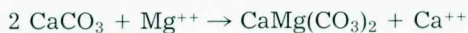
Dolomit mit geordneten Kationen wurde experimentell nur bei Temperaturen von etwa 200 °C (Graf & Goldsmith, 1956) synthetisiert. Für die rhomboedrischen Karbonate mit einer stöchiometrischen, dem Dolomit ähnlichen Zusammensetzung, aber mit ungeordnetem Kristallgitter und einem Überschuß von Ca^{2+} gegenüber Mg^{2+} haben Graf & Goldsmith (1956) den Begriff »Protodolomit« eingeführt. Fast alle rezenten Dolomite weisen eine Protodolomit-Struktur auf. Nach Gaines (1980) ist der Protodolomit ein metastabiles Karbonatmineral. Dies weist darauf hin, daß die Dolomitisierung meist in zwei Stufen erfolgt. Aus dem instabilen Protodolomit erfolgt die Umwandlung und Rekristallisation in den stabilen, stöchiometrischen und vollkommen geordneten Dolomit. Die nicht ideale Zusammensetzung von Dolomiten kann oft auch durch Ersetzung von Ca^{2+} und Mg^{2+} durch andere Ionen bedingt sein. Besonders häufig sind dies Fe^{2+} -Ionen, was zur Bildung von Ankerit (einem Dolomit mit bis zu 20 Mol % $FeCO_3$) führen kann.

Der Dolomit kommt in den Formationen aller geologischen Zeitalter vor. Eine Datendurchsicht von mehr als 9.000 Analysen von Karbonatgesteinen der Russischen Plattform und Nordamerikas (aus Blatt et al., 1980) zeigt ein abnehmendes Calcit/Dolomit-Verhältnis vom Quartär ($\approx \infty$) bis zur Kreide-Zeit ($>80:1$) zum Paläozoikum ($3:1$) und zum Präkambrium ($1:3$). Nach Ansicht von russischen Autoren (Vinogradov, 1940; Strakhov, 1953) sind die präkambrischen Dolomite durch direkte Dolomit-Fällung aus dem Meerwasser entstanden. Für das frühe Präkambrium wird eine andere Zusammensetzung der Atmosphäre als heute angenommen. CO_2 , NH_3 und Methan hätten vorgeherrscht, wobei der höhere Partialdruck von CO_2 besonders wichtig ist. Diese Hypothese wurde von Chilingar (1956) mit der direkten Kristallisation von Dolomit bei Zimmertemperaturen, aber einem Luftdruck von 4 Atm. experimentell bestätigt.

Nach den Gesetzmäßigkeiten der Thermodynamik sollte sich Dolomit aus einer Lösung dann ausscheiden, wenn die Ionen-Konzentrationen so hoch sind, daß das Löslichkeitsprodukt überschritten wird (Lippmann, 1973). Das ist schon im normalen Meerwasser (Mg/Ca -Verhältnis = 5,21) meistens der Fall. Aber es kommt trotzdem zu keiner Dolomitbildung. Aus einer Lösung, welche mit Ca^{2+} - und CO_3^{2-} -Ionen gesättigt ist, scheidet sich in jedem Milieu sowohl unter natürlichen Bedingungen als auch experimentell Calcit bzw. Aragonit aus. Der Grund, warum es zu keiner Dolomit-Fällung aus dem Meerwasser kommt, obgleich dieses in Bezug auf Dolomit übersättigt ist, liegt in der starken Neigung der Mg -Ionen zur Hydratation. Die Ionen sind mit einer Hülle von H_2O -Molekülen umgeben. Daher können sie nur schwer in das Dolomit-Gitter eingebaut werden. Dolomit kann sich nur bilden, wenn die Hydratation von Mg^{2+} -Ionen verhindert wird. Dies tritt bei höherer Temperatur und einem erhöhten Mg/Ca -Verhältnis der Lösung ein (Friedman & Sanders, 1967). Nach Ansicht dieser Autoren sind die meisten Dolomite in der Erdgeschichte aus

hypersalinen Lösungen entstanden und Dolomit kann als evaporitisches Mineral angesehen werden (Friedman, 1980).

Gemäß dem ersten Dolomitierungsmodell



sollte für die Dolomitierung nur ein Zufluß von Mg^{2+} -Ionen notwendig sein. Nach Lippmann (1973) läuft die Dolomitierung nach folgendem Schema ab:



Dies bedeutet, daß für die Dolomitierung eines karbonatischen Sediments oder Gesteins außer Magnesium auch genug CO_3^{--} -Ionen verfügbar sein müssen. Der wichtigste Prozeß, der zur Anreicherung von CO_3^{--} -Ionen führen kann, ist die Oxydation von organischen Substanzen, die durch Bakterien verursacht wird. Dabei bedingt das gleichzeitig gebildete NH_4 eine hohe Alkalinität der Porenlösungen. Daher ist es in vielen Fällen wahrscheinlich, für eine umfassende Dolomitierung auch wichtig, daß organische Stoffe vorhanden sind (Davies & Ferguson, 1975).

Allgemein gilt, daß im rezenten marinen Milieu keine direkte Dolomit-Ausscheidung aus normal salinem Meereswasser bekannt ist. Als Beispiele der möglichen primären Entstehung von rezentem Dolomit mit einem unvollkommen geordneten Kristall-Gitter werden angeführt: Coorong lagoon in Australien (Alderman & Skinner, 1957; von der Borch, 1965), Deep Spring Lake in Kalifornien (Clayton et al., 1968) und Baffin Bay in Texas (Behrens & Land, 1972). Eine primäre Dolomit-Fällung wird von Strakhov (1958) und Teodorovič (1960) im Ostteil des Balkasch-Sees angenommen. Bei allen aufgeführten Beispielen handelt es sich jedoch um extrem kleine Dolomitkristalle von $<5\mu\text{m}$ Größe. Deshalb ist es schwierig nachzuweisen, ob es sich tatsächlich um direkt aus dem Meereswasser ausgefällten Dolomit oder um eine sehr frühe Ersetzung von Calcit durch Dolomit handelt. Genetisch können alle Dolomite in frühdiagenetische und spätdiagenetische Bildungen unterteilt werden (Fairbridge, 1957).

Als **frühdiagenetische Dolomite** oder »penecontemporary dolomites« (Illing et al., 1965) werden diejenigen angesehen, die durch die Dolomitierung des noch nicht lithifizierten Sediments unmittelbar nach dessen Ablagerung entstanden sind. Praktisch alle rezenten Dolomite sind frühdiagenetisch entstanden. Sie zeigen einen CaCO_3 -Überschuß und sind aufgrund der Kristallstruktur Protodolomite. Diese Dolomite kommen im litoralen Bereich, besonders im supratidalen Milieu vor, wo eine erhöhte Salinität und ein höheres Mg/Ca -Verhältnis der Porenlösungen zu beobachten sind. Für den frühdiagenetischen Dolomit ist kennzeichnend, daß die primäre Struktur und Textur des Gesteins (z.B. Stromatolithen-Laminae, Fossilien, Schrumpfporen, supratidale Konglomerate) erhalten geblieben sind. Die Dolomitkristalle sind meistens von $<5\mu\text{m}$ Dimensionen und der Ordnungsgrad des Kristallgitters ist gering. Die Dolomitierung ist immer auf eine bestimmte Schicht bzw. einen lithologisch definierten Horizont beschränkt.

Als **spätdiagenetische Dolomite** werden alle Dolomite angesehen, die durch die Dolomitierung eines schon festen (lithifizierten) Kalksteins durch Mg -führende Porenlösungen entstanden sind. Für diese Dolomite ist es kennzeichnend, daß die Dimensionen der Dolomitkristalle erheblich größer (bis zu mehreren $100\mu\text{m}$) sind, und daß die primären Gesteinsstrukturen meist nicht mehr erhalten sind. Ein

typisches Beispiel sind die sacharoiden Dolomite. Die Grenzen (Kontakte) zwischen dem Dolomitgestein und dem Kalkstein sind meistens unscharf und können auch quer zur Schichtung verlaufen. Die Dolomitekristalle sind überwiegend euhedral, öfters mit schönem zonarem Wachstum und weisen einen hohen Ordnungsgrad des Kristallgitters auf. Nach Usdowski (1967) genügt für die spätdiagenetische Dolomitisierung schon eine geringe Menge von Mg^{2+} -Ionen in der Porenlösung. Einen wichtigen Faktor bei diesem Prozeß stellt vor allem die Zeit dar. Für die spätdiagenetische Dolomitisierung von $1m^3$ Kalkstein ist eine Menge von $35.100m^3$ Wasser notwendig, das eine Temperatur von $80^\circ C$ und ein molares Verhältnis von $Mg/Ca = 0,25$ bei einer Konzentration der Mg^{2+} -Ionen von 0,1 Mol auf 1000 Mol Wasser aufweisen muß. Für diesen Diffusionsprozeß und entsprechend geringe Durchflußraten sind geologische Zeiträume notwendig (Friedman & Sanders, 1967).

Dolomitisierungsmodelle

Zwei Hauptbedingungen sind für die Dolomitisierung des ursprünglichen Kalksteins bzw. des karbonatischen Sediments notwendig: eine ausreichende Menge von Mg^{2+} -Ionen, allgemein als Mg/Ca -Verhältnis ausgedrückt und ein Mechanismus, der die großen Mengen an Porenlösungen durch das Sediment bewegen kann, bis es völlig dolomitisiert ist. In den letzten 30 Jahren wurden mehrere Dolomitisierungsmodelle vorgeschlagen. Sie sind auf Studien der rezenten Dolomit-Milieus, theoretischen Berechnungen und Experimenten begründet. Folgende Modelle werden allgemein angeführt:

- a – primäre Fällung,
- b – »evaporative pumping« oder »capillary concentration«,
- c – »seepage refluxion«,
- d – Mischungen von Süß- und Meerwasser (»diorag model«),
- e – submarine Hydrothermal-Lösungen.

Nur drei (b, c und d) von diesen Modellen können eine umfangreichere Dolomitisierung erklären.

Das **Modell des »evaporative pumping«** erklärt die Entstehung von Dolomit in den supratidalen Bereichen der Bahamas und Florida (Shinn & Ginsburg, 1964) und in den Sabkhas des Persischen Golfs (Illing et al., 1965). Bei diesem Mechanismus steigen die Porenlösungen kapillar in das Sediment über den Spiegel des marinen Grundwassers (Abb. 22) mit einem Mg/Ca -Verhältnis von 5,23. Aufgrund der hohen Verdunstungsrate an der Sedimentoberfläche und der Fällung von Gips und Aragonit werden die Porenlösungen an Mg^{++} -Ionen angereichert und das Mg/Ca -Verhältnis erreicht Werte über 10.

Eine interessante Überprüfung dieses Dolomitisierungsmodells haben Hsü & Siegenthaler (1969) mittels eines mit Sand sowie mit Süß- und Meerwasser gefüllten Glaszylinders durchgeführt. Die Verdunstung, durch Bestrahlen und Erhitzung der Sedimentoberfläche herbeigeführt, verursachte eine intergranuläre Durchströmung des marinen Wassers vom unteren Ende des Zylinders zum oberen. Die Autoren nannten den Prozeß »evaporative pumping« und erklärten damit die Entstehung der meisten rezenten Dolomite in den Sabkhas des Persischen Golfes. Jedoch besteht ein Unterschied zwischen dem Modell des »evaporative pumping« und der »capillary concentration«. Das erste stellt einen phreatischen Prozeß dar (das Sediment ist vollkommen mit Porenlösungen getränkt), wogegen das zweite Modell im

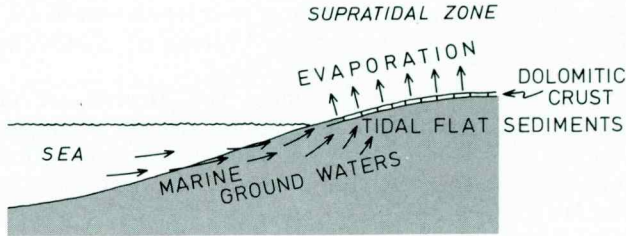


Abb. 22. Dolomitierungsmodell der Kapillarkonzentrierung («evaporative pumping») nach Illing et al., 1965; aus Zenger, 1972

Sl. 22. Dolomitizacijski model s kapilarno koncentracijo por-nih raztopin («evaporative pumping», po Illingu in sod., 1965, iz dela Zenger, 1972)

vadosen Milieu abläuft, wo die Lösung aufgrund ihrer Oberflächenspannung im Sediment aufwärts wandert.

Ferner erscheint wichtig, daß sich in humiden Gebieten (wie z.B. die Bahama-Inseln) Gips, der vorher zeitweise auf der Sedimentoberfläche ausgeschieden wurde, nicht erhalten kann. Er wird von meteorischen Wässern und von häufigen Meeresüberflutungen in supratidalen und intertidalen Bereichen wieder gelöst. Im Gegensatz dazu aber tritt in ariden Gebieten (z.B. Persischer Golf, Great Salt Lake...) Gips sehr häufig zwischen Dolomitschichten eingeschaltet auf.

Das **Dolomitierungsmodell des »seepage refluxion«** wurde von Adams & Rhodes (1960) entwickelt. Sie erklärten damit die Entstehung der permischen Dolomite in Texas. Grundlage dieses Modells ist die Voraussetzung, daß sich das Meerwasser wegen der Verdunstung und Ausscheidung von Gips in abgeschlossenen Becken bzw. Lagunen mit Mg^{++} -Ionen anreichert. Aufgrund des gegenüber normalem Meerwasser größeren spezifischen Gewichts wandern die Lösungen abwärts durch das Sediment, das dabei dolomitisiert wird (Abb. 23). Zu erneutem Zufluß von Mg^{++} -Ionen kommt es aufgrund von Durchbrüchen frischen Meerwassers durch die Barriere, die das Becken oder die Lagune vom offenen Meer abtrennt. Obgleich der »seepage refluxion« Dolomitierungsprozeß von Deffeyes et al. (1965) auf der

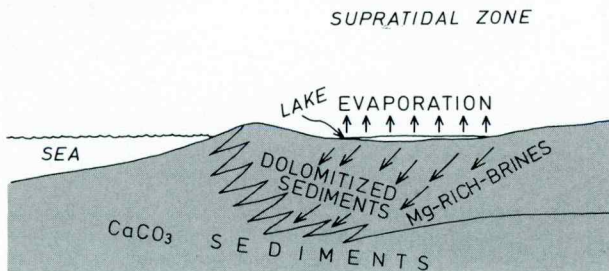


Abb. 23. Dolomitierungsmodell der »seepage refluxion« aus einem supratidalen Milieu (nach Deffeyes et al., 1965)

Sl. 23. »Seepage refluxion« dolomitizacijski model, (po Deffeyesu in sod., 1965)

Insel Bonaire in den Kariben auch in der Natur festgestellt wurde, ist man heute der Ansicht, daß dieses Modell nur im begrenzten Umfang zur Dolomitisierung führen kann.

Das Dolomitisierungsmodell der **Mischung von Meerwasser und Süßwasser** (»groundwater mixing model«) begründet sich auf den nicht linearen Verlauf der Sättigungskurven von Lösungen in Bezug auf Calcit und Dolomit. Hierbei ist nur ein Mg/Ca-Verhältnis von ≈ 1 und eine Temperatur von bis zu 25 °C notwendig. Das Modell wurde von Hanshaw et al. (1971) und Land (1973 a, 1973 b) entwickelt. Es wurde die Dolomitisierung von Tertiären und Quartären Kalksteinen auf Florida und Jamaica damit erklärt; Badiozamani (1973) verwendet für den gleichen Prozeß den Ausdruck »dorang dolomitisation« (dorang = persischer Ausdruck für eine Blutmischung). Theoretische Berechnungen aufgrund kinetischthermodynamischer Grundlagen zeigen, daß eine Mischung von meteorischem Wasser mit 5–30 % Meerwasser fähig ist, Calcit aufzulösen und Dolomit auszuscheiden (Abb. 24). Das »Mischungs-Modell« kann die Dolomitisierung sehr weiträumiger, bis zu einigen 100 km² großer Gebiete und auch sehr mächtiger Sedimentpakete erklären. Aufgrund der geringen Konzentration von Mg⁺⁺-Ionen tritt eine relativ langsame Dolomitisierung ein, die zu einem gut geordneten Kristallgitter des Dolomits führt. Die Dolomite, die nach diesem Dolomitisierungsmodell entstehen, sind mit dem leichten O¹⁶-Isotop angereichert.

Mittels dieses Modells wird z.Z. die Entstehung zahlreicher Dolomitvorkommen erklärt (z.B. Choquette & Steinen, 1980; Sears & Lucia, 1980; Muir et al., 1980; M'Rabet, 1981). Trotzdem stellt sich die Frage, warum Dolomit heutzutage nicht weiter verbreitet ist, obgleich große Gebiete mit brackischen Bedingungen vorkommen, in denen eine Dolomitisierung nach diesem Modell ablaufen könnte.

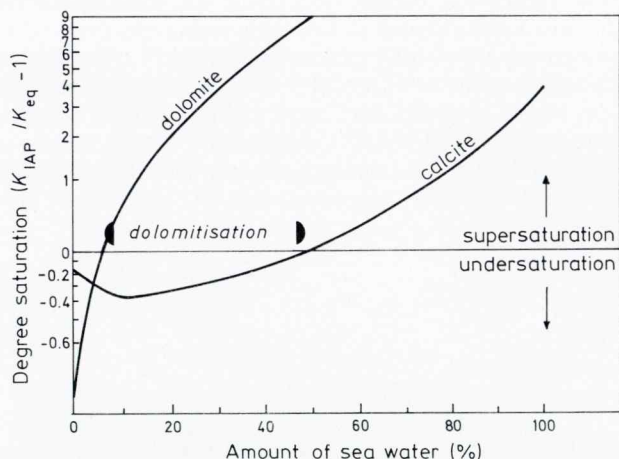


Abb. 24. Sättigungsstufe von Calcit und Dolomit in Abhängigkeit zum Anteil des Meerwassers, gemischt mit Süßwasser in Yucatan (aus Badiozamani, 1973)

Sl. 24. Stopnja nasičenosti kalcita in dolomita v okolju mešanja morske in sladke vode na Yucatanu (iz dela Badiozamani, 1973).

Dolomitisierung des Hauptdolomits und Dachsteinkalks in SW-Slowenien

Aufgrund detaillierter Geländebeobachtungen und der mikrofaziellen Merkmale kann nachgewiesen werden, daß in den untersuchten Karbonatgesteinen Südwest-Sloweniens beide Dolomittypen sowohl der früh- als auch der spätdiagenetischen Bildung, auftreten.

Charakteristika der **frühdia-genetischen Dolomitisierung** sind nur in den Schichten zu beobachten, die Merkmale einer litoralen Sedimentation zeigen. Sie wurden im intra- und supratidalen Milieu abgelagert. Dieser Dolomitisierungstyp ist im Dachsteinkalk des westlichen Trnovski gozd deutlich ausgeprägt. Hier sind die Gesteine mit Stromatolith- und Laminitstrukturen sowie supratidale Konglomerate und Gesteine mit Schrumpfporen dolomitisiert. Die primären Strukturen dieser Gesteinstypen sind trotz der Dolomitisierung sehr gut erhalten. Dies liegt daran, daß der Dolomit eine mikritische Struktur aufweist. Ferner ist der Ordnungsgrad des Dolomitgitters gering. Die Dolomitisierung dieser Gesteinstypen ist meist unvollständig. Es treten Dolomitanteile von nur einigen bis zu 100 % auf. Eine selektive Dolomitisierung ist besonders deutlich in den Stromatolithgesteinen zu beobachten, in denen nur die Algen-Laminae dolomitisiert sind. Ebenso sind in den supratidalen Konglomeraten nur die Karbonatkrusten, nicht aber die Zemente dolomitisiert.

Aufgrund des Vergleichs mit rezenten Beispielen wird das Dolomitisierungsmodell der frühdia-genetischen Dolomitisierung einzelner Horizonte gemäß der »kapillaren Konzentrierung« bzw. des »evaporative pumping« angewandt.

Das Modell der »kapillaren Konzentration« ist wahrscheinlicher aufgrund der semiariden Verhältnisse während der Bildungszeit der Sedimente. Ein arides Klima mit den charakteristischen »Sakchhas«, wie sie rezent z.B. im Persischen Golf bekannt sind, ist weniger wahrscheinlich, da in den untersuchten Gesteinskomplexen keine evaporitischen Minerale oder deren Pseudomorphosen zu beobachten sind. Sicherlich spielen auch Mikroorganismen (Bakterien, Blaugrün-Algen) eine bedeutende Rolle bei der bevorzugten Dolomitisierung der Stromatolithlagen. In ihrem Mikromilieu erzeugen die Organismen mit der hohen Alkalinität und der Anwesenheit von CO_3^{--} -Ionen, welche bei der Zersetzung der organischen Substanz entstehen, günstige Bedingungen für die Entstehung des frühdia-genetischen Dolomits (Gebelein & Hoffmann, 1973).

Die **spätdia-genetische Dolomitisierung** erfaßte die gesamte über 1.000 m mächtige Schichtfolge des Hauptdolomits und lokal auch den Dachstein- und Lias-Kalk. Überwiegend handelt es sich um eine vollkommene Dolomitisierung der Karbonatgesteine, so daß primäre Strukturen meist nicht mehr erkennbar sind. Besser erhaltene Strukturen zeigen jene Schichten, die schon von der frühdia-genetischen Dolomitisierung erfaßt wurden z.B. Stromatolith- und Loforit-Horizonte. In diesen ist der Dolomit mikritisch, wogegen in den mächtigeren Zwischenschichten (C-Glieder der Lofor-Zyklotheme) der Dolomit eine grobkörnige, sacharoidische Struktur mit bis zu einigen 100 µm großen, subhedralen bis euhedralen Kristallen zeigt. Der körnige, spätdia-genetische Dolomit weist ein gut geordnetes Kristallgitter und eine stöchiometrische Zusammensetzung mit bis zu einigen Mol-% Überschuß von MgCO_3 auf. Kennzeichnende Merkmale der spätdia-genetischen Dolomite im Gelände sind auch die Ausbildung der Kalk/Dolomit-Kontakte innerhalb einer Schicht. Die Grenzen verlaufen öfters quer zur Schichtung. Dies tritt besonders deutlich im Profil »Smrekova draga« auf.

Zur Dolomitisierung des Hauptdolomits drängen sich regionalgeologisch vor

allem die folgenden zwei Fragen auf. (1) die Zeit, in der es zur völligen Dolomitisierung des Kalksteins gekommen ist, und (2) der Mechanismus (das Modell) der spätdiagenetischen Dolomitisierung.

Aus den Geländebeobachtungen kann geschlossen werden, daß die völlige Dolomitisierung des Hauptdolomits relativ früh, bald nach der frühdiagenetischen Dolomitisierung, sicherlich noch in der norisch-rätischen Zeit, stattgefunden hatte. Darauf kann aufgrund der Beobachtungen in den Profilen Čepovan und Lokve im Trnovski gozd geschlossen werden. Hier treten in den Lias-Basalbrekzien außer Kalksteinblöcken auch zahlreiche Fragmente eines völlig dolomitisierten Hauptdolomits auf, wobei der Zement calcitisch ist.

Schwieriger als den Zeitabschnitt der Dolomitisierung zu bestimmen, ist es das Modell der Dolomitisierung des Hauptdolomits nachzuweisen. Dies ist eine komplexe Frage, mit der sich schon zahlreiche Geologen beschäftigt haben, die die Triasschichten im Raum der Alpen und Dinariden untersuchten. Hier ist der Hauptdolomit in einem Raum von mehreren hundert km² verbreitet, wobei die Formation häufig auch mehr als 1.000 m mächtig ist. Nach neueren weltweiten Untersuchungen von Dolomitkomplexen ist für die Bildung solcher Dolomitmassen das Dolomitierungsmodell der Mischung von marinen Wässern und Süßwässern (»groundwater mixing model«) am wahrscheinlichsten. Zum Mischen von meteorischem und marinem Wasser konnte es auf dem ausgedehnten Litoralschelf-Gebiet, in dem der Hauptdolomit entstand, durchaus kommen. Intraformationelle Brekzien, Gravitationszemente und Korrosions Hohlräume deuten zeitweise Verlandungen und Inselbereiche an, von denen meteorische Wässer zufließen konnten.

Die anderen vorher beschriebenen wichtigen Dolomitierungsprozesse, die zur völligen Dolomitisierung des Hauptdolomits führen konnten, erscheinen wenig wahrscheinlich. Eine lokale Dolomitisierung nach dem »seepage refluxion«-Modell kann jedoch nicht ausgeschlossen werden. Dieser Prozeß könnte aber nur kleinere Mengen der Karbonat-Sedimente dolomitisiert haben.

Ordnungsgrad und Kristallchemie von Dolomit

In den letzten drei Jahrzehnten wurde durch eine Reihe von Untersuchungen bekannt, daß die Calcit- und Dolomit-Gitter beträchtliche Abweichungen von ihrer theoretischen Kationenbesetzung aufweisen können (z. B., Goldsmith et. al., 1955; Graf & Goldsmith, 1956; Goldsmith & Graf, 1958a; Füchtbauer & Goldschmidt, 1965). Anhand der röntgenographisch ermittelten Verschiebung des Hauptreflexes ist eine Bestimmung des Ca-Überschusses möglich. Wenn Ca⁺⁺ über das stöchiometrische Verhältnis hinaus in das Dolomitgitter eingebaut wird, nimmt es die Plätze der Mg-Ionen ein. Durch die Unterschiede in den Ionenradien der beiden Elemente (Ca²⁺ – 1,06 Å, Mg²⁺ – 0,92 Å) ergibt sich eine Vergrößerung der Gitterkonstanten und damit des untersuchten d (104) – Wertes mit Zunahme des Ca-Gehalts. Die Hauptreflexe von Calcit mit einem erhöhten MgCO₃-Gehalt verschieben sich daher in Richtung auf den Dolomit-Reflex (kleinere d-Werte), die Hauptreflexe von Dolomit mit einem CaCO₃-Überschuß aber in Richtung auf den Calcit-Reflex.

Die Untersuchungen von Ausgewählten Dolomitproben zeigten, daß die norisch-rätischen Dolomite von SW-Slowenien ziemlich rein sind und sich der stöchiometrischen Zusammensetzung nähern. (Tab. 3 und Abb. 25). Es bestehen jedoch deutliche

Tab. 3. Ordnungsgrad und Gitterveränderungen der untersuchten Dolomite
 Tabela 3. Stopnja urejenosti in spremembe kristalne rešetke v raziskanih dolomitih

Probe Vzorec	Struktur- Typ	Intensität $2\phi 35,3^\circ/37,3^\circ$	Probe Vzorec	Struktur- Typ	Intensität $2\phi 35,3^\circ/37,3^\circ$
A. Spätdiagenetische Dolomite (Hauptdolomit - Glavni dolomit) Kasnodiagenetska dolomitizacija			B. Frühdiaagenetische Dolomite (Dachsteinkalk - Dachsteinski apnenec) Zgodnjediagenetska dolomitizacija		
T-III/27a	Pelmikrit	0,66	T-II/40	Stromatolith- ische Lagen	0,32
T-III/31	Pelmikrit mit	0,59	T-IV/3	"	0,28
T-III/55	Schrumpfporen	0,63	T-IV/10	"	0,27
B-II/41	Mikrit	0,56	T-V/10	"	0,25
T-III/41	Mikrit	0,60			
B-II/3	Mikrit	0,42	T-IV/11	Mikrit mit	0,27
B-II/14	Biomikrit	0,65	B-I/12	Schrumpfporen	0,52
T-III/23	Biomikrit	0,65			
T-II/21	Biomikrit	0,44	B-I/57	Laminit	0,36
T-I/6	Stromatolithi- scher Dolomit	0,40	T-II/29	Supratidales Konglomerat	0,31
T-I/8	"	0,36	T-V/12	"	0,40
B-II/27	"	0,59	B-I/1	"	0,34
B-II/30	"	0,60	B-I/4a	"	0,27
T-III/53	Onkosparit	0,56	B-I/40	"	0,25
T-III/35	Dolosparit	0,59	B-I/45	"	0,34
B-II/25	Dolosparit	0,62	B-I/55	"	0,27
B-II/35	Dolosparit	0,68			
B-II/53	Dolosparit	0,66			
T-V/16a	Dolosparit	0,77			
T-V/19	Dolosparit	0,66			
B-II/40	Laminit	0,61			

Unterschiede zwischen den Dolomitgesteinen, die frühdiaagenetisch und denen, die erst spätdiaagenetisch dolomitisiert wurden.

Die supratidale Konglomerate innerhalb der Dachstein-Komplex zeigen einen geringen Ordnungsgrad mit Intensitätsverhältnissen von 0,25 bis 0,52 (durchschnittlich 0,32). Spätdiaagenetische Dolomite weisen einen erheblich besseren Ordnungsgrad des Kristallgitters auf. Das Intensitätsverhältnis beträgt 0,40 bis 0,76, Mittelwert 0,60. Diese Ergebnisse stimmen mit den Literaturangaben zum Ordnungsgrad von Dolomiten (z. B. Füchtbauer & Goldsmith, 1965; Supko, 1977) gut überein.

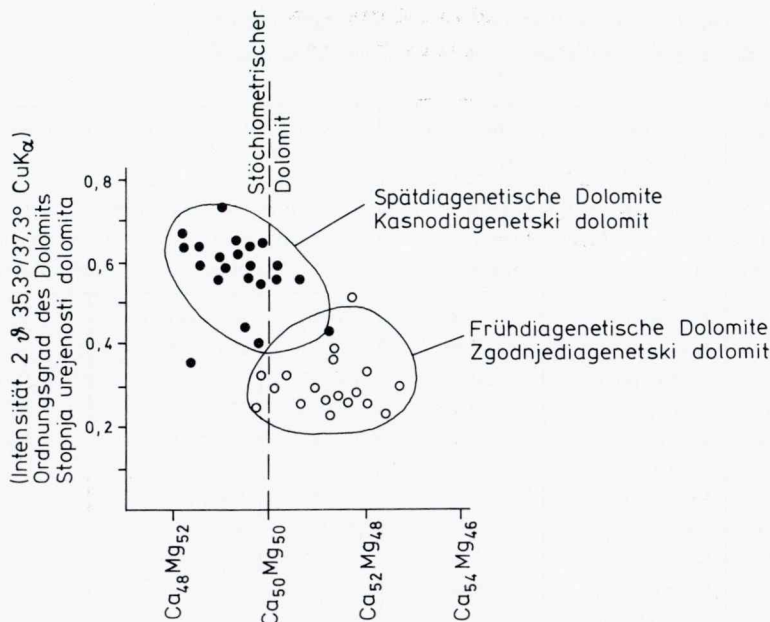


Abb. 25. Beziehung zwischen Zusammensetzung und Ordnungsgrad der untersuchten Dolomitproben

Sl. 25. Odnos med kemično sestavo in stopnjo urejenosti kristalne rešetke preiskanih dolomitnih vzorcev

GEOCHEMIE

Einleitung

In Karbonatgesteinen spielen neben den Hauptelementen Ca und Mg eine Reihe von Spurenelementen eine wichtige Rolle, unter denen besonders Sr, Fe, Mn und Na, untergeordnet auch Zn, F, Ba und andere zu erwähnen sind.

Auf die Verteilung von Spurenelementen in den Karbonatgesteinen haben Einfluß:

- das Sedimentationsmilieu mit allen physikalisch-chemischen Parametern (Temperatur, Salinität, Chemismus der Porenwässer, pH und Eh-Bedingungen, Ionenpotential, Konzentration der anwesenden Ionen, Löslichkeit verschiedener Bestandteile);
- biogene Prozesse während der Ausscheidungszeit der Karbonate (direkte metabolische Aktivitäten von Pflanzen und Tieren, bakterielle Prozesse);
- anorganische Prozesse (Präzipitation der Karbonat-Mineralen, Auflösung und Verlagerung von Ionen in den Mineralen, Oxydation und Reduktion) und die diagenetischen Veränderungen, welche zu verschiedenen starken Verlagerungen von Stoffen führen (Wolf et al., 1967; Milliman, 1974).

Die chemische Zusammensetzung von Karbonatgesteinen wird bestimmt durch den Einbau von Kationen und Anionen in die Kristallgitter ihrer Minerale, aber auch

durch die in den organischen Bestandteilen inkorporierten Spurenelemente. Weiterhin spielen andere nichtkarbonatische Mineralphasen (wie Apatit, Fluorit, NaCl oder KCl) sowie vor allem detritische Beimengungen eine Rolle. Auf letztere lassen sich meist Si und Al zurückführen (Milliman, 1974).

Rezente karbonatische Sedimente des Flachmeerbereichs sind vorwiegend aus den metastabilen Mineralphasen Aragonit und Mg-Calcit zusammengesetzt, die während der Lithifizierung und/oder bei anderen diagenetischen Prozessen meist in stabilen Calcit umgewandelt werden (Friedman, 1964). Diese Umwandlungen verlaufen häufig unter subaerischen Bedingungen und unter dem Einfluß von meteorischen Wässern. Deshalb kommt es beim Studium älterer Karbonatgesteine zu Schwierigkeiten bei der Deutung von geochemischen Daten, weil eigentlich der Einfluß bzw. das Resultat der diagenetischen Prozesse und nicht die Parameter des primären Ablagerungsmilieus analytisch erfaßt werden (Friedman, 1969).

Geochemische Analysen stellen eine wichtige Ergänzung zu den mineralogisch-petrographischen Untersuchungen der Sedimentgesteine. Mit dem Fortschritt moderner Analysen-Techniken sind die Konzentration und Verteilung der Spurenelemente in karbonatischen Sedimenten und Gesteinen in Abhängigkeit von der Fazies Gegenstand zahlreicher Untersuchungen geworden.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit sollen mehrere Fragen hinsichtlich der diagenetischen Abläufe anhand der geochemischen Daten diskutiert werden. Zunächst soll festgestellt werden, inwieweit die Verteilung der Haupt- und Spurenelemente charakteristische Unterschiede in den verschiedenen Faziesbereichen aufweist. Ferner wird die unterschiedliche Verteilung einzelner Elemente in verschiedenen Mineralen und Gesteinen (Kalkstein, Dolomit, dolomitischer Kalkstein) untersucht. Anschließend werden die diagenetischen Prozesse erörtert, die zu diesen Verteilungen führen können.

Insgesamt 340 Gesteinsproben wurden chemisch untersucht, davon waren 136 Proben reine Dolomite, 102 Proben reine Kalksteine, 95 Proben mit gemischter dolomitisch-kalkiger Zusammensetzung und 7 Dolomitmergel-Proben.

Mit Bezug auf die Fazies, den Mineralbestand und die diagenetische Stufe (vor allem die Dolomitisierung) können die Gesteinsproben nach den geochemischen Eigenheiten in drei Gruppen aufgeteilt werden:

- **Reiner Kalkstein** (Dachsteinkalk): Der Kalkstein wurde im subtidalen Bereich eines sehr flachen Schelfs abgelagert.
- **Dolomitischer Kalkstein** tritt als geringmächtige Zwischenlagen im reinen Kalkstein der selben Profile des Dachstein- und Liaskalkes auf. Zu dieser Gruppe gehören die Proben mit charakteristischen Texturen der inter- und supratidalen Sedimentation. Das Gestein (Stromatolith, Laminit, supratidales Konglomerat, Kalkstein mit Austrocknungsporen) wurde nur von der Frühdiagenetischen Dolomitisierung erfaßt.
- **Reiner Dolomit** (Hauptdolomit): Diese Gesteine wurden nach der frühen, auch von der späten Diagenese betroffen. Es werden sowohl mikritische als auch grobkristalline Dolomite angetroffen, in denen die primären Strukturen überprägt wurden, wie auch solche, in denen sie noch erhalten sind.

Analysentechnik

Die chemischen Analysen der Karbonatgesteinsproben wurden mit Hilfe eines Atomabsorptionsspektrometers (AAS, Perkin Elmer 303) ausgeführt. Für eine Analyse wurden 250 mg des Gesteinspulvers eingewogen. Der Probenaufschluß erfolgte in einem Kolben durch Behandlung mit HNO_3 (1:20). Die Lösung wurde auf einer Heizplatte (Sandbad) erwärmt, bis die Entwicklung des NO_2 abgeschlossen war. Nach dem Abkühlen auf Zimmertemperatur wurde die Probenlösung auf das Maßvolumen von 50 ml in eine Polyäthylenfalsche aufgefüllt. Wegen der hohen Ca- und Mg-Gehalte war für die Messung dieser Elemente eine Verdünnung 1:10 durch eine 1 %ige Lanthanlösung notwendig.

Die analytische Genauigkeit (Fehlergrenzen) ist bei den Messungen der einzelnen analysierten Elemente verschieden. Bei mehrfachen Wiederholungen der Messungen ausgewählter Proben vor und nach den Serienmessungen (von je 50 Proben) konnte folgende Genauigkeit festgestellt werden. Die Daten für Calcium weisen eine Abweichung von $\pm 0,5\%$ auf, für Magnesium $\pm 1\%$. Eisen und Strontium weichen um $\pm 5\%$ ab, insbesondere in Proben, in denen diese Elemente mit Absolutgehalten unter 50 ppm vorkommen. Die größten Abweichungen mit $\pm 10\%$ wurden für Mangan und Natrium festgestellt. Dies gilt besonders für Mn, dessen Gehalte durchweg um 20 ppm betragen. Die Ergebnisse der Zink-Bestimmungen haben nur einen orientierenden Charakter, da die Zn-Gehalte bei allen Proben im Bereich unter 10 ppm liegen und damit die Nachweisgrenze des Elements mit der AAS-Technik erreicht wird.

Calcium und Magnesium

Da alle untersuchten Proben, außer einigen Mergeln, reine Karbonatgesteine mit über 98 % Gesamtkarbonat darstellen, sind die analytisch festgestellten Ca- und Mg-Werte direkt auf den Calcit und/oder Dolomitgehalt zurückzuführen. Die Differenz zu 100 % wurde als »unlöslicher Rückstand« angenommen.

Die Ca-Werte der **Kalksteinproben** sind dem theoretischen Gehalt für reine Kalksteine (40,1 % Ca) sehr nahe. Es treten von 39,0 bis 39,8 % Ca und von 0,1 bis 0,6 % Mg auf. Der Durchschnittswert beträgt 39,6 % Ca und 0,3 % Mg. Dies entspricht einem Calcit mit etwa 2 Mol % MgCO_3 . Der norisch-rätische **Dolomit** (Hauptdolomit) ist ebenso rein wie der Kalkstein und enthält meist unter 0,5 %, höchstens aber 1,5 % unlöslichen Rückstand. Die Messungen zeigen Ca-Werte von 21,3 bis 22,1 % und Mg-Gehalte von 12,7 bis 13,4 %, was den Ca- und Mg-Gehalten für stöchiometrischen Dolomit entspricht. Die meisten Proben weisen einen minimalen Ca-Überschuß (bis 3 %) auf. Der körnige und stärker rekristallisierte Dolomit aber hat einen Mg-Überschuß von bis zu 3 Mol % MgCO_3 . Gemäß der Klassifikation von Chilingar (1957) gehören praktisch alle Proben in die Gruppe »Normal-Dolomit«, für die ein Ca/Mg-Verhältnis von 1,50 bis 1,70 (stöchiometrischer Dolomit: 1,64) angeführt wird.

Das Ca/Mg-Verhältnis kann nicht für alle untersuchten Dolomitproben genau festgestellt werden; dies sind vor allem Proben, welche mit dünnen Calcit-Adern durchsetzt sind oder deren größere Poren von klarem Calcit gefüllt sind.

Strontium

Literaturübersicht

Als eines der häufigsten Spurenelemente in Karbonatgesteinen ist Strontium schon längere Zeit Gegenstand zahlreicher Untersuchungen. Es wurden sowohl die Strontium-Gehalte in rezenten Sedimenten und fossilen Karbonatgesteinen verschiedener Fazies-Bereiche als auch deren Veränderungen in der Zeit studiert. Der Strontium-Gehalt im Meerwasser beträgt um 8,0 ppm (Wedepohl, 1966). Bei der Neubildung von Calcit und Aragonit durch physikalisch-chemische und/oder biochemische Prozesse wird Strontium mit in das Gitter dieser Minerale eingebaut (Berner, 1971).

Eine allgemeine Übersicht über die Strontium-Verteilung in geologisch älteren Karbonatgesteinen wurde von folgenden Autoren gegeben: Turekian & Kulp, 1956; Turekian & Wedepohl, 1961; Wolf et al., 1967; Flügel & Wedepohl, 1967; Bathurst, 1971.

Die Theorie über das »Verhalten« von Strontium bei der Präzipitation der karbonatischen Mineralphasen und über seine Rolle bei der Diagenese haben Kinsman (1969) und Kinsman & Holland (1969) aufgestellt. Der Einfluß der Primärfazies bzw. die Abhängigkeit zwischen der Fazies und dem Strontium-Gehalt wurde von Flügel & Wedepohl (1967), Bausch (1965), Veizer & Demović (1973, 1974) und Kranz (1973, 1976) untersucht. Strontium-Gehalte in rezenten Sedimenten wurden z.B. von Siegel (1961), Kinsman (1969) und Milliman (1974) untersucht.

Vergleichsdaten aus dem Schrifttum über Sr-Gehalte von geologisch älteren Karbonatgesteinen sind in der Tab. 4, für rezente Sedimente in der Tab. 5 zusammengestellt. Nach Bausch (1965, 1968) und Kinsman (1969) ist die Konzentration und Verteilung von Strontium in Karbonatgesteinen von den folgenden Hauptfaktoren abhängig: geologisches Alter, Ablagerungsmilieu, Gehalte von Karbonat- und Ton-Anteilen, Salinität, Transformationsmechanismus Aragonit-Calcit sowie die Art und Intensität der Diagenese (offenes oder geschlossenes System, Einfluß meteorischen Wassers und Dolomitisierung).

Strontium-Gehalte der untersuchten Gesteine

Kalksteine

In den reinen Kalksteinen schwanken die Strontium-Gehalte von 90 bis 465 ppm (Maximum einer Probe 980 ppm); der Mittelwert beträgt 175 ppm (76 untersuchte Proben). Allgemein kann eine Abnahme der Strontium-Gehalte in den Kalksteinen der untersuchten Profile von W nach E beobachtet werden (Abb. 26). Diese Strontium-Abnahme läßt sich mit einer Abnahme des Energie-Index der Kalksteine bzw. einer Faziesänderung korrelieren.

Die höchsten Strontium-Gehalte wurden in den Lagen beobachtet, die zahlreiche Codiaceen-Algen enthalten. Weitere Korrelationen zwischen lithologischer Ausbildung und Sr-Gehalten sind nur schwer festzustellen. Der hohe Strontium-Wert von 980 ppm ist an einen 3 m mächtigen Oosparit-Horizont in Smrekova draga gebunden (Probe Nr. 14). Dies ist wahrscheinlich auf noch relativ hohe Sr-Gehalte in den

Tab. 4. Sr-Gehalte in Karbonatgesteinen verschiedener geologischer Alter
 Tabela 4. Vsebnosti stroncija v karbonatnih kamninah različnih geoloških starosti

Autor	Alter - Starost	Strontium-Gehalte (ppm)
Turekian & Wedepohl (1961)	Rezente Karbonate (allg.)	610
	Tiefseekarbonate	2.000
	Tiefseetone	180
Kinsman (1969)	Rezente Karbonate (allg.)	400 - 700
Bausch (1965)	Malm-Kalke (Süddeutschland)	100 - 600
Flügel & Wedepohl(1967)	Malm-Kalke	ca.140 - 230
	"Riff-Kalke"	ca.450 - 560
	"Bank-Kalke"(N.Alpen)	
Shearman & Shirmohammadi (1969)	Jura-Kalke	70 - 630
	Jura-Dolomite	110
	Jura-Dedolomite	5
	(Französischer Jura)	
Veizer & Demovič (1974)	Trias-Kreide-Kalke	80 - 1573
	Trias-Dolomite	43 - 524
Kranz (1973, 1976)	Ladin-Kalk	200 - 400
	Ladin-Dolomit	30 - 110
	(Nördliche Kalkalpen)	
	Wettersteinkalk	110 $\pm$ 70
Koch (1977)	(Ostalpen)	180 $\pm$ 500
	Kreide-Kalk	85 - 710
	(Nanos-Slowenien)	Mw.=ca. 250
Rao & Naqvi (1977)	Ordovizium-Kalk	186 - 313
	Ordovizium-Dolomit	38 - 60
	(Tasmania)	
Supko (1977)	Pleistozän-Kalk	Mw.= 564
	Pleistozän-Dolomit	Mw.= 170
	(Bahamas)	
Buggisch (1974)	Ober Perm-Kalk	40 - 335
	(Karnische Alpen)	Mw. = 90

Mw.=Mittelwert - Srednja vrednost

Tab. 5. Sr-Gehalte in rezenten Sedimenten
 Tabela 5. Vsebnosti stroncija v recentnih sedimentih

Autor	Fazies - Mineralogie	Strontium-Gehalte (ppm)
Billings & Ragland (1968)	Honduras:	
	Rückriff	4.830
	Riff (Aragonit)	7.180
Kinsman (1969)	Bahamas:	
	Algen (Aragonit)	7,649±600
	Ooide (Aragonit)	9.800±500
Behrens & Land (1972)	Subtidale Dolomite (Texas)	620 - 970
Butler (1973)	Supratidale Dolomite (Persischer Golf)	ca. 660
Rothe (1973)	Tiefsee-Karbonate (Calcit > Aragonit)	500 - 1.600
Milliman (1974)	Skelett-Komponenten:	
	Korallen (Aragonit)	6.900 - 9.000
	Foraminiferen benth. (Mg-Calcit)	1.500 - 2.100
	Foraminiferen plankt. (Calcit)	1.000 - 1.800
	Codiaceen-Algen (Aragonit)	8.800
	Corallinaceen (Mg-Calcit)	ca. 2.000
	Coccolithophoriden (Calcit)	1.400 - 2.200
	Kalkschlamm (Arag. + Mg-Calcit)	8.200 - 9.500

Ooiden zurückzuführen, die trotz diagenetischer Veränderung noch viel Strontium zurückbehalten haben. Es handelte sich dabei vermutlich um primär aragonitische Ooide. Trotz der angeführten Ergebnisse muß die Interpretation der Strontium-Gehalte in Verbindung mit Faziesänderungen mit Vorbehalt betrachtet werden. Die erwähnte Sr-Abnahme von W nach E kann auch durch diagenetische Prozesse oder einer Kombination von primären, lithofaziellen Unterschieden und diagenetischen Veränderungen bedingt sein.

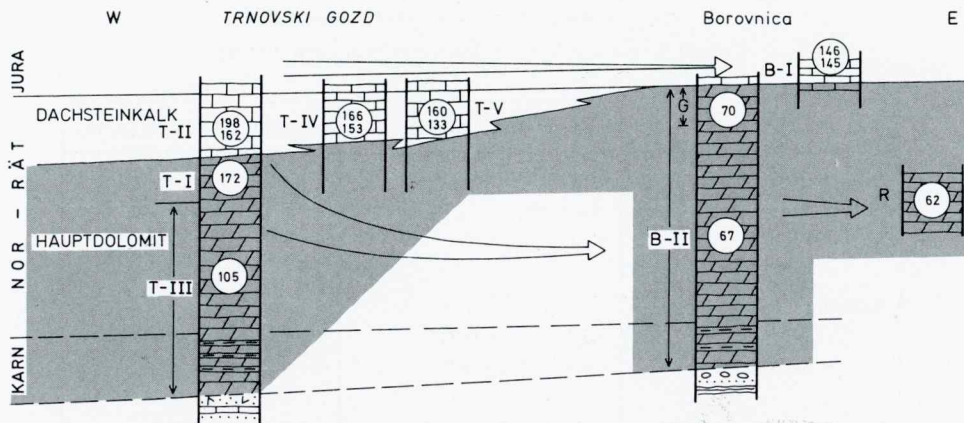


Abb. 26. Regionale Sr-Verteilung in den untersuchten Profilen des obertriassischen Karbonatkomplexes der slowenischen Dinariden – Mittelwerte der einzelnen Profile.

In den Kreisen mit zwei Ziffern bedeutet die obere den Sr-Gehalt im reinen Kalkstein, die untere die Sr-Gehalte im dolomitisierten Kalkstein. Kreise mit einer Ziffer zeigen die Sr-Gehalte im Dolomit an. Die Pfeile deuten die Richtung der Sr-Abnahme im Kalkstein (oben) und im Dolomit (unten) von W nach E an

Sl. 26 Regionalna razporeditev stroncija v karbonatnih kamninah raziskanih profilov – srednje vrednosti.

V krogih z dvema številkami predstavljajo zgornje vrednosti vsebnost stroncija v čistem apnencu, spodnje pa v dolomitiziranem apnencu. Krogi z eno številko predstavljajo čisti dolomit. S puščico je nakazano regionalno zniževanje vsebnosti stroncija od zahodnega proti vzhodnemu delu slovenskih Dinaridov

Dolomitische Kalksteine

Bei dolomitischen Kalksteinen, die für inter- und supratidale Bereiche charakteristische Texturmerkmale aufweisen, schwanken die Strontium-Gehalte (80 analysierte Proben) von 65 bis 245 ppm. Die Standardabweichungen in den einzelnen Profilen betragen 22 bis 33 ppm.

Ebenso wie bei den Kalkproben des Dachsteinkalks ist bei den dolomitischen Kalksteinen eine leichte Abnahme der Sr-Gehalte in den Profilen von W nach E zu beobachten. Ferner sind etwas niedrigere Strontium-Gehalte als in den benachbarten reinen Kalksteinen feststellbar (Tab. 6). In der Gruppe der dolomitischen Kalksteine nimmt der Strontium-Gehalt (Mittelwerte) von 162 ppm in dem Profil T-II auf 133 ppm in Profil T-V ab.

Reine Dolomite

Die niedrigsten Strontium-Gehalte von 40 bis 230 ppm der 139 analysierten Proben treten in reinen Dolomiten auf. Dabei müssen allerdings die ziemlich ausgeprägten regionalen Unterschiede in den einzelnen Profilen beachtet werden (Tab. 6).

Die höchsten Strontium-Gehalte der Dolomite werden in dem Profil T-I bei Grudnica beobachtet. Sie treten im obersten Teil des Hauptdolomits, unmittelbar

Tab. 6. Strontium-Gehalte (Bereich, Mittelwert, Standardabweichung) und das Verhältnis Sr/Ca. 10^3 in den untersuchten Profilen, gegliedert nach dem unterschiedlichen Mineralbestand der Karbonatgesteine

Tabela 6. Vsebnost stroncija (ekstremne in srednja vrednost, standardna deviacija) ter razmerje Sr/Ca. 10^3 v raziskanih profilih, glede na mineralno sestavo karbonatnih kamnin

Profil	Mineralbestand	Anzahl der Proben	Sr (ppm)			Sr/Ca. 10^3	
			Bereich	Mittelw.	Standard Abweichung	Bereich	Mittelw.
T-II	Kalkstein	28	125-465	198	29	0,15-0,53	0,22
	Dol.Kalkstein	10	95-245	162	26	0,15-0,31	0,23
T-IV	Kalkstein	15	90-260	166	31	0,14-0,30	0,20
	Dol.Kalkstein	7	65-225	153	33	0,11-0,34	0,21
T-V	Kalkstein	13	110-340	160	29	0,15-0,39	0,19
	Dol.Kalkstein	10	(980) 70-235	133	32	(1,16) 0,15-0,38	0,22
B-I	Kalkstein	28	115-260	146	22	0,13-0,30	0,18
	Dol.Kalkstein	48	95-225	145	22	0,14-0,42	0,23
T-I	Dolomit	34	110-230	172	26	0,23-0,38	0,35
T-III	Dolomit	37	60-170	105	24	0,13-0,35	0,22
B-II	Dolomit	50	40-105	67	17	0,09-0,21	0,14
G	Dolomit	10	40-90	70	16	0,09-0,18	0,15
R	Dolomit	8	50-75	62	14	0,10-0,16	0,12

unter dem Dachsteinkalk, auf. Der mittlere Strontium-Gehalt (34 untersuchte Proben) beträgt 172 ppm, die Standardabweichung 26 ppm.

Ähnlich wie die untersuchten Kalksteine zeigen auch die Dolomite eine Abnahme der Sr-Gehalte in den Profilen von W nach E. Der mittlere Strontium-Gehalt im Profil Borovnica beträgt 67 ppm (50 Proben von 40 bis 105 ppm Sr, Standardabweichung 17 ppm), während in den Gesteinen der Lokalität Ribnica im Mittel nur noch etwa 60 ppm (50–75 ppm Sr in 8 Proben) gefunden werden.

Innerhalb der einzelnen Profile ist keine Korrelation lithofazieller Merkmale der Dolomite mit den Strontium-Gehalten zu beobachten. Die zuckerkörnigen Dolomite in den verschiedenen Profilen weisen z. B. praktisch gleiche Strontium-Gehalte auf wie die mikritischen oder stromatolithischen Dolomite. Allgemein sind aus der Literatur allerdings Beispiele bekannt, in denen bestimmte Strontium-Gehalte an charakteristische lithofazielle Merkmale von Dolomit-Gesteinen gebunden sind. So

fand Kranz (1973) z.B. im ladinischen Dolomit der Nördlichen Kalkalpen, daß grobkristalliner Dolomit 30–50 ppm, sehr fein- bis feinkristalliner Dolomit aber 40–110 ppm Sr enthält. Ähnliche Unterschiede in Dolomit-Typen beschreiben Veizer & Demović (1974) aus den mesozoischen Karbonaten der Karpathen.

Diskussion der Ergebnisse

Aufgrund der in den untersuchten Profilen analysierten Strontium-Gehalte, die in Tab. 6 zusammengefaßt sind, können zwei wesentliche Trends in der Verteilung festgestellt werden:

- Die Strontium-Gehalte sind von der mineralischen Zusammensetzung der Gesteine abhängig.
- Die Strontium-Gehalte lassen regional bedingte Unterschiede erkennen (Abb. 26).

Rückschlüsse auf die primäre Mineralogie und Geochemie der untersuchten Karbonate, die die Verteilung der Sr-Gehalte wahrscheinlich steuert, können durch den Vergleich mit den detaillierten Untersuchungen und deren Spurelementverteilung gewonnen werden (z. B. Karibik und Persischer Golf; Kinsman, 1969; Milliman, 1974; Purser, 1973).

In den rezenten Karbonatsedimenten aus den genannten Gebieten sind die Strontium-Gehalte allgemein sehr hoch (s. Tab. 5). Unter der Annahme, daß die Sr-Konzentration im Meerwasser seit dem Paläozoikum bis heute nicht wesentlich verändert wurde und des Verhältnis Sr/Ca im Meerwasser relativ konstant blieb (Turekian, 1964), müssen die Karbonatgesteine der untersuchten Profile während der Diagenese eine sehr bedeutende Strontium-Verarmung erlitten haben.

Die Verminderung der Sr-Gehalte in karbonatischen Sedimenten unter dem Einfluß der Diagenese ist allgemein bekannt. Sie wurde an zahlreichen Beispielen überprüft und mit Untersuchungen des Sr/Ca-Verhältnisses in Porenlösungen auch experimentell bestätigt (Kinsman & Holland, 1969). Kinsman (1969) beschreibt z.B. einen pleistozänen Oolithkalk der Bahama-Inseln, der 1100 ± 300 ppm Sr enthält, während in rezenten Ooiden etwa 9800 ppm Sr gefunden werden. Der Grund für die Strontium-Abnahme liegt in der Stoffverschiebung, die bei der Rekristallisation der metastabilen Karbonatminerale Aragonit und Mg-Calcit in die stabilen Phasen Calcit und Dolomit eintritt.

Ähnliche Verminderungen von Strontium-Gehalten, die unter dem Einfluß der Diagenese eintraten, beschreiben auch Gavish & Friedman (1969). Ein besonders deutliches Beispiel der Korrelation von Sr- mit dem Aragonitgehalt der Sedimente aus Bohrungen auf der Bahama-Plattform wurde von Supko (1977) dargestellt. Der ursprüngliche Strontium-Gehalt von 4000 ppm in der überwiegend aragonithaltigen Oberflächenschicht nimmt in der darunterliegenden Calcitschicht auf 400–700 ppm Sr ab. Bei der Dolomitisierung des Kalksteins nehmen die Strontium-Gehalte weiter ab und betragen in dem Dolomit schließlich nur noch 170 ppm.

Der Grund, daß Aragonit mehr Strontium enthalten kann (nach den Analysen eines rezenten Aragonitsediments von 8000 bis 10.000 ppm Sr: Kinsman, 1969) als Calcit (1000–1500 ppm) oder Dolomit liegt in der unterschiedlichen Kristallstruktur beider Minerale und den unterschiedlichen Ionenradien von Sr (1,16Å) und Ca (0,99Å). Sr^{2+} mit dem größeren Ionenradius wird leichter in das orthorhombische Kristallgitter von Aragonit mit den größeren Räumen zwischen den Ca^{2+} -Ionen eingebaut als in das trigonale Calcit-Gitter (Lippmann, 1973).

Sr-Gehalte, die bei diagenetischen Prozessen (z. B. bei der Aragonit-Umwandlung oder der Dolomitisierung) freigesetzt werden, werden von den Porenlösungen wieder in den exogenen Kreislauf transportiert. Die mit zunehmendem geologischen Alter der Karbonatgesteine geringeren Strontium-Gehalte implizieren ein offenes System, in welchem während der Diagenese große Menge von Porenlösungen ausgetauscht wurden. Nach Kinsman (1969) spielen bei diesen Prozessen allgemein meteorische Wässer eine große Rolle, insbesondere noch während der Frühdiagenese und in den Fällen, in denen Sedimente und Sedimentgesteine von Zeit zu Zeit über den Meeresspiegel herausgehoben wurden. Der Autor schätzt, daß für die mit zunehmendem geologischen Alter eintretende Sr-Verarmung ein Lösungsdurchsatz notwendig ist, der etwa das 10^5 -fache vom Porenvolumen des primären Karbonatsediments beträgt. Bei geschlossenen Diagenese-Systemen läuft der Prozeß der Sr-Verarmung viel langsamer ab. Hierbei kommt es im wesentlichen nur zur Sr-Umverteilung innerhalb des Systems. Falls im Sediment Sulfat-Ionen zur Verfügung stehen (z. B. durch Evaporite), kann es auch zur Bildung des schwer löslichen Coelestins kommen (Müller, 1962; »sekundäre Coelestinlagerstätten«).

Die vorliegenden Analysen in den Dolomit-Profilen zeigen die geringsten Strontium-Gehalte im Dolomit mit Minimalwerten von nur noch 60 ppm Sr. Vergleichbar geringe Strontium-Gehalte (100 ppm und weniger) sind auch von Dolomit-Gesteinen aus anderen Gebieten bekannt (Shearman & Shirmohammadi, 1969; Bausch, 1968; Veizer & Demović, 1973; Kranz, 1976). Außer der frühdiagenetischen Umwandlung von Aragonit in Calcit und der »Durchspülung« des Sediments durch meteorische Wässer haben früh- und spätdiagenetische Dolomitierungsprozesse besonders zur Verringerung der ursprünglich hohen Strontium-Gehalte geführt.

Auf höher salinare Bedingungen zur Zeit der frühdiagenetischen Dolomitisierung der Dachsteinkalke im Gebiet der slowenischen Dinariden kann außer aufgrund der lithofaziellen Merkmale auch aufgrund der positiven Korrelation der Strontium- und Natrium-Gehalte in den dolomitischen Kalksteinen geschlossen werden (Abb. 27). Bimodale Strontium-Verteilungen, wie sie in geologisch älteren Dolomiten auftreten, sind allgemein bekannt. So stellten Veizer & Demović (1974) und Rao & Naqvi (1977) fest, daß die frühdiagenetischen Dolomite eines hypersalinen Milieus höhere Strontium-Gehalte als die entsprechenden spätdiagenetischen Dolomite zeigen. Dieses wird mit dem hohen Anteil von Aragonit bei der frühdiagenetischen Dolomitbildung und der Gegenwart von Calcit bei der spätdiagenetischen Dolomitbildung erklärt.

Die Untersuchungen der Sr-Gehalte von Kalksteinen und Dolomiten der oberen Trias in den slowenischen Dinariden zeigen, daß die Sr-Verteilung mit den allgemein bekannten Sr-Verteilungen in Gesteinen ähnlichen geologischen Alters übereinstimmt (Beispiele, s. Tab. 4). Besonders deutlich ist der Einfluß der Diagenese auf die Verteilung der Strontium-Gehalte, die im Vergleich mit rezenten Karbonatsedimenten um mehr als das 10-fache verringert wurden. Die höchsten Strontium-Gehalte weisen reine Kalksteine auf. Etwas niedriger sind sie in frühdiagenetisch dolomitisierten Kalksteinen. Die geringsten Sr-Konzentrationen aber sind für spätdiagenetische Dolomite kennzeichnend. Eine Korrelation zwischen Fazies und Strontium-Gehalten ist zwar möglich, aber in den untersuchten Gesteinen nur undeutlich zu erkennen. Dies liegt zum Teil auch an den geringeren primären Fazies-Änderungen. Außerdem muß erwogen werden, daß die ursprünglichen Unterschiede in den Strontium-Gehalten durch diagenetische Prozesse beträchtlich verwischt wurden. Eine

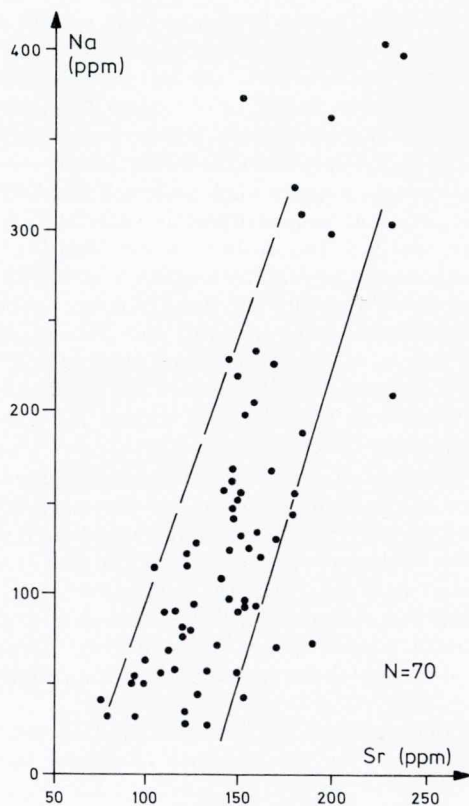


Abb. 27. Positive Korrelation zwischen den Sr- und Na-Gehalten in den dolomitischen Kalksteinen (Dachstein- und Liaskalk, frühdiagenetische Dolomite)

Sl. 27. Pozitivna korelacija med stroncijem in natrijem v dolomitiziranih apnenih dachsteinskega in liasnega karbonatnega kompleksa; zgodnjediagenetska dolomitizacija

unterschiedliche diagenetische Beanspruchung drückt sich auch in der regionalen Verteilung der Sr-Gehalte aus (Abb. 26). Das östliche Gebiet wurde von einer stärkeren Diagenese betroffen als der Westteil.

Eisen und Mangan

Literaturübersicht

Angaben über Eisen- und Mangan-Gehalte in Karbonatgesteinen sind in der Literatur nicht so häufig zu finden wie z.B. Daten über Strontium-Gehalte. Als durchschnittlicher Gehalt werden von Turekian & Wedepohl (1961) 3800 ppm

Tab. 7. Literaturzusammenstellung der Fe- und Mn-Gehalte in älteren Karbonatgesteinen und rezenten Sedimenten

Tabela 7. Literaturni podatki o vsebnosti železa in mangana v starejših karbonatnih kamninah in recentnih sedimentih

Autor	Gestein, Alter, Gebiet Kamnina, starost, lokalnost	Gehalt (ppm)	
		Fe	Mn
Turekian & Wedepohl (1961)	Karbonatgesteine (rezent)	3800	1100
	Tiefseekarbonate (rezent)	9000	1000
	Tiefseetone (rezent)	65000	6700
Bencini & Turi (1974)	Unter-Jura-Kalke	-	59 Mw.
	(Plattformbereich)	-	339 Mw.
	Unter-Jura-Kalke (pelagische Fazies)	-	588 Mw.
	Ober-Jura und Unter-Kreide-Kalke(pelagische Fazies) (Nördl.Appenin/Italien)	-	
Buggisch (1974)	Ober-Perm-Kalke (Karnische Alpen)	ca.2000-5000 (Extr.3%)	ca. 10 (Extr.80)
Davies (1972)	Jura-Kalke (Schweiz)	138	14
Kranz (1976)	Wettersteinkalk (Ostalpen, lagunäre Fazies)	500-1000	100-200
Fruth &Scherreiks (1975)	Hauptdolomit (Lechtaler Alpen)		
	Dolomite	330	30
	Kalksteine	250 Mw.	17 Mw.
	Calcitische Dolomite	1350 Mw.	34 Mw.
Rao & Naqvi (1977)	Ordovizische Kalke		230-580
	Ordovizische Dolomite	-	1000-180
Koch (1977)	Ober-Kreide-Kalke (Nanos-Slowenien)	ca.50-150 (Extr.30-670)	ca. 15 (Extr.6-140)
Supko (1977)	Dolomite (Pleistozän)	205	-
Billings & Ragland (1968)	Rückriff (rezent)	2480	117
	Riff (rezent)	338	9,6
	(Honduras)		
Milliman (1974)	Ooide (Aragonit, rezent)	14-350	3-7
	Codiaceen-Algen-Halimeda (Aragonit, rezent)	160	8
	Foraminiferen bent. (Mg- Calcit, rezent)	10-1100	2-80
	Karbonatschlamm (rezent) (Bahama-Plattform)	180-973	7-20
	Coccolithen (Calcit, rezent)	1200	500
	(Pazifik)		

Profil	Gesteinstyp und Alter	Anzahl der Proben	Fe (ppm)		Mn (ppm)		Mn/Fe
			Bereich	Mittelw.	Bereich	Mittelw.	Mittelw.
T-II	Kalkstein	20	35-238	72	5-25	10	0,14
	Dol.Kalkstein	10	162-658	370	18-40	26	0,070
T-IV	Kalkstein	15	45-205	70	5-15	8	0,11
	Dol.Kalkstein	7	174-407	295	8-22	13	0,045
T-V	Kalkstein	13	30-156	76	4-12	8	0,10
	Dol.Kalkstein	10	90-485	305	8-44	18	0,06
B-I	Kalkstein	28	55-310	122	4-16	8	0,065
	Dol.Kalkstein	48	70-1120	345	6-42	20	0,06
T-I	Dolomit	34	140-390	255	8-35	15	0,06
T-II	Dolomit	32	55-205	124	8-28	15	0,12
	" (Karn)	5	120-370	270	20-75	28	0,10
B-II	Dolomit	40	40-655	152	6-25	13	0,085
	" (Karn)	10	160-850	325	12-60	30	0,09
G	Dolomit	10	50-245	130	12-25	16	0,12
R	Dolomit	8	85-290	142	10-25	18	0,13

Tab. 8. Fe- und Mn-Gehalte in den untersuchten Profilen nach verschiedenen Typen der Karbonatgesteine

Tabela 8. Vsebnost Fe in Mn v raziskanih profilih, glede na različne tipe karbonatnih kamnin

Fe und 1100 ppm Mn in Karbonatgesteinen angegeben. Besonders hohe Gehalte beider Elemente sind für Tiefseesedimente charakteristisch (Tab. 7). Für ältere Karbonate, die in flachen Schelfgebieten gebildet wurden, sind allgemein geringere Eisen- und Mangan-Gehalte kennzeichnend. Dies gilt sowohl für fossile Kalksteine und Dolomite als auch für rezente Karbonatsedimente und Organismenskelette.

Weiterhin zeigt Tab. 7 die häufig zu beobachtende, durch ähnliches chemisches Verhalten bedingte positive Korrelation von Eisen und Mangan. Ein gleichzeitiger Einbau beider Elemente aus Lösungen in die karbonatischen Minerale ist ersichtlich. Wegen der geringen Löslichkeit und Mobilität spielen Eisen und Mangan bei den diagenetischen Prozessen keine besondere Rolle. Die Gehalte beider Elemente in den unterschiedlichen Gesteinstypen werden im Laufe geologischer Zeiten nur wenig verändert. Für die Konzentration von Eisen und Mangan in karbonatischen Gesteinen sind vor allem von Bedeutung: der Ablagerungsraum (insbesondere die pH- und Eh-Bedingungen), der Sättigungsgrad der Lösungen, aus welchen die Karbonatminerale ausgeschieden werden, die Mineralogie der gebildeten Karbonatphase sowie der Anteil von Tonmineralen im Sediment. Mangan kann im Calcit-Gitter in verschiedenen Mengen eingebaut werden. Dabei kann nach der Zwischenphase $\text{Ca}_{50}\text{Mn}_{50}(\text{CO}_3)_2$ (Kutnahorit) das Mineral Rhodochrosit gebildet werden. Ähnlich

kann der Einbau von Eisen in Calcit bis zur Bildung von Siderit führen (Berner, 1971). Erhebliche Mengen von Eisen und Mangan können auch in Dolomit eingebaut werden, wobei es zur Bildung von »Zwischenstufen« wie Ankerit oder Mangano-Dolomit kommen kann. Allgemein gilt, daß Calcit im Vergleich zu Aragonit wesentlich mehr Eisen und Mangan ins Gitter einbauen kann (Tab. 7). Dies ist besonders deutlich, wenn die Eisen- und Mangan-Anteile anorganischer Karbonate mit denen rezenter Organismen und Allochemen verglichen werden. Die Prozesse der Anreicherung von Mangan und Zink im Calcit (bei der Aragonit-Calcit Umwandlung) wurden von Pingitore (1978) in Pleistozänen Korallen studiert. In Flachsee-Karbonaten sind höhere Fe- und Mn-Gehalte für den lagunären Bildungsraum kennzeichnend. Im Vergleich dazu weisen Karbonatsedimente des offenen Schelfs oder Rifffbildungen wesentlich geringe Gehalte auf. Dies kann vor allem mit dem Anteil an Mikrit und/oder unlöslichem Rückstand in den Gesteinen begründet werden. Beispiele solcher faziell bedingten Unterschiede sind aus den Untersuchungen von Billings & Ragland (1968) und Koch (1977) zu ersehen.

Eine weitere hypothetische Möglichkeit läge darin, in lagunär gebildeten Karbonatsedimenten lokal reduzierende Bedingungen anzunehmen, unter denen Fe und Mn mobilisiert würden. Dabei kann Fe-reicher Calcit-Zement entstehen (Füchtbauer, 1980; Richter & Füchtbauer, 1978). Ebenso kann die Umverteilung von Fe und Mn im Bereich wechselnder Grundwasserstände erfolgen.

Gehalte von Eisen und Mangan in den untersuchten Gesteinen

Die Eisen- und Mangan-Gehalte der Karbonatgesteine der untersuchten Profile von verschiedenen Lokalitäten sind in Tab. 8 dargestellt.

Eisen

Kalksteine enthalten zwischen 30 und 310 ppm Fe, wobei Unterschiede in Gesteinen unterschiedlichen stratigraphischen Alters zu beobachten sind. Im Dachsteinkalk ist das Eisen ziemlich homogen verteilt. Die durchschnittlichen Eisen-Gehalte betragen 70 bis 76 ppm, mit Extremwerten von 30 bis 238 ppm. Es besteht eine deutliche Abhängigkeit der Eisen-Gehalte von den Strukturtypen der Gesteine. Gesteine mit mikritischer Grundmasse weisen höhere Gehalte auf als solche mit sparitischem Zement (z. B. Biomikrite, Oosparite).

Dolomite: Im Vergleich mit dem Dachsteinkalk enthält der Hauptdolomit im Durchschnitt etwa die doppelte Menge an Eisen. Die mittleren Eisen-Gehalte in den Profilen T-III und B-II, die fast die ganze Abfolge des Hauptdolomits umfassen, betragen 124 und 152 ppm; die Extremwerte (72 Proben) aber betragen 40 und 655 ppm Fe. Einen etwas höheren Eisen-Gehalt (225 ppm) zeigt das geringmächtige Profil T-I im Übergangsbereich des Hauptdolomits zum Dachsteinkalk. Diese höheren Eisen-Gehalte fallen mit der Tatsache zusammen, daß im Profil T-I der Dolomit im allgemeinen etwas dunkler und mikritisch, sowie von zahlreichen Stromatolith-Horizonten durchsetzt ist. Eine pyritische Komponente, die auf zeitweise mehr abgeschlossene, reduzierende Bedingungen im Ablagerungsraum hinweist, kann im Dolomit mikroskopisch beobachtet werden. Ebenso ist ein Zusammenhang zwischen den Eisen-Gehalten und der Kristallgröße der Dolomite in fast allen Profilen zu

beobachten. Die geringsten Eisen-Gehalte treten in den grobkristallinen, zuckerkörnigen Dolomiten auf.

Aus dem karnischen Dolomit (mit den typischen Wechsellagerungen von Mergel und vorwiegend mikritischem Dolomit) wurden 15 Proben aus den Profilen T-III und B-II untersucht. Es wurden Fe-Gehalte von 120 bis 850 ppm (Mittelwert 300 ppm Fe) gefunden.

Mangan

Reine Kalksteine weisen die geringsten Mangan-Gehalte (4–25 ppm, durchschnittlich etwa 8–10 ppm) auf. **Reine Dolomite** (Hauptdolomit) haben 6–35 ppm (Mittelwert 20 ppm) Mn. **Dolomitische Kalksteine** zeigen 6–44 ppm Mn (durchschnittlich 20 ppm). Im karnischen Dolomit allerdings treten 12–75 ppm Mn auf.

Eine positive Korrelation von Eisen und Mangan wird nur für dolomitische Kalksteine und Dolomite beobachtet, in denen die Eisen-Gehalte mehr als 2000 ppm betragen.

Diskussion der Resultate

Aufgrund der Analysenergebnisse der Fe- und Mn-Gehalte in den untersuchten Proben ist eine differenzierte Verteilung beider Elemente-ähnlich wie beim Strontium – zu ersehen:

- Die Eisen- und Mangan-Gehalte sind von der Mineralogie der Karbonate (Calcit und/oder Dolomit) abhängig.
- Die Fe- und Mn-Gehalte können positiv mit der Menge des unlöslichen Rückstands korrelieren (Bindung an Tonminerale).
- Die Fe- und Mn-Gehalte zeigen eine regional differenzierte Verteilung, die auf unterschiedliche Diagenese zurückzuführen ist (Fe-Verteilung in Abb. 28).

Die Vergleiche der Eisen- und Mangan-Gehalte von rezenten karbonatischen Sedimenten mit denen fossiler, geologisch älterer Karbonatgesteine zeigen, daß beide Elemente bei Umkristallisation im Laufe der Diagenese nur wenig mobilisiert werden.

Die Eisen- und Mangan-Gehalte werden im Laufe der Diagenese relativ wenig verändert, weil die Elemente »stabil« in das karbonatische Kristallgitter eingebaut sind. Überhaupt keine Veränderung tritt ein, wenn die Elemente vorwiegend an den unlöslichen Rückstand gebunden sind (Tonminerale).

Die Analysen der untersuchten Proben zeigen, daß helle, weißliche Kalksteine am wenigsten Eisen und Mangan enthalten. Diese Kalksteine weisen ebenso einen minimalen Gehalt an unlöslichem Rückstand auf (durchschnittlich 75 ppm Fe und 10 ppm Mn). Körnige und stromatolithische Dolomite haben durchschnittlich 130 ppm Fe und 15 ppm Mn. Die höchsten Eisen- und Mangan-Gehalte (etwa 300 ppm Fe und 30 ppm Mn) sind charakteristisch für dunkle, mikritische (vor allem karnische) Dolomite mit einem erhöhten Anteil von Tonmineralen sowie für dolomitische Kalksteine der litoralen, intertidalen Fazies.

Bei den dolomitischen Kalksteinen der Litoralfazies (intertidale Konglomerate, Laminite und Algen-Stromatolithen) spielten, außer den etwas höheren Anteilen an unlöslichem Rückstand, wahrscheinlich auch die Gegenwart von organischer Substanz und die physiko-chemischen Bedingungen im litoralen Milieu eine Rolle bei der

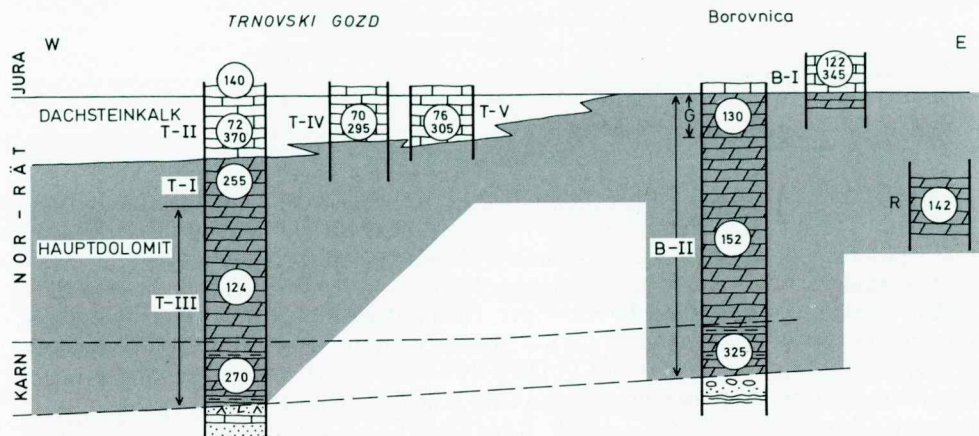


Abb. 28. Regionale Verteilung der Fe-Gehalte in den untersuchten Profilen des obertriassischen und liassischen Karbonat-Komplexes der slowenischen Dinariden (Fe-Mittelwerte in Einzelprofilen).

Bei zwei Zahlen im Kreis zeigt die obere Zahl die Fe-Gehalte in reinen Kalksteinen und die untere Zahl die Fe-Gehalte in dolomitischen Kalksteinen an

Sl. 28. Regionalna razporeditev železa v karbonatnih kamninah raziskanih profilov – srednje vrednosti.

V krogih z dvema števkama predstavljajo zgornje vrednosti vsebnost železa v čistem apnencu, spodnje pa v dolomitiziranem apnencu

Anreicherung von Eisen und Mangan. Eisen- und Mangananreicherung in dolomitischen Sedimenten während der frühdiagenetischen Dolomitisierung im supratidalen Milieu wird durch zahlreiche Veröffentlichungen belegt (z. B. Cook, 1973; Supko, 1977; Fruth & Scherreiks, 1975; Rao & Naqvi, 1977).

Die im Vergleich mit den reinen Kalksteinen mehrfach höheren Eisen- und Mangan-Gehalte in dolomitischen Kalksteinen werden der erhöhten Konzentration beider Elemente in den Porenlösungen zugeschrieben. Als Herkunft können benachbarte Klastite angenommen werden, aus denen diese Ionen herausgelöst wurden. Ferner leistet der unlösliche Rückstand einen erheblichen Beitrag, der bei der Verkarstung während Emersionen entstanden ist. Zu der höheren Konzentration von Metallen (außer Fe, Mn auch Pb, Zn u. a.) in den Karbonatmineralen tragen auch die Gehalte von Organismen bei. Hier sind vor allem Algen- und Bakterien von Bedeutung, die überwiegend in den Stromatolithen vorkommen. Die Konzentration einzelner Kationen in Aragonit-Kristallen unterschiedlicher Herkunft wird von Milliman (1974) durch folgende Funktion dargestellt:

$$\frac{(\text{Element-Konzentration im Karbonat}/\text{Ca-Konz. im Karbonat})}{(\text{Element-Konz. im Meerwasser}/\text{Ca-Konz. im Meerwasser})}$$

$$(\text{Element-Konz. im Meerwasser}/\text{Ca-Konz. im Meerwasser})$$

Ist der Verteilungskoeffizient, der die Einbaurate von Ionen in ein Kristallgitter beschreibt > 1 , wird das entsprechende Element relativ zum Calcium angereichert. Aus den Vergleichen der Verteilungskoeffizienten von Eisen und Mangan zeigt sich, daß sich beide Elemente in Grünalgen bis um das 10-fache gegenüber z. B. Ooiden anreichern können.

Verteilungskoeffizienten für Aragonit

	Fe	Mn
Grünalgen	16–360	4–8
Ooide	10–30	0,4

Darüber hinaus können die erhöhten Eisen- und Mangan-Gehalte in den untersuchten dolomitischen Kalksteinen auch den chemischen und biochemischen Faktoren zugeschrieben werden, die im litoralen Milieu eine Rolle spielen.

Die Mangan-Gehalte der untersuchten Proben sind im Vergleich mit den Eisen-Gehalten etwa um das 10-fache niedriger. Dies gilt sowohl für Kalksteine als auch für Dolomite. In Kalksteinen beträgt das Mn/Fe-Verhältnis 0,045 bis 0,16 (Mittelwert 0,10) und für Dolomite 0,03 bis 0,14 (Mittelwert 0,095). Die Mn/Fe-Verhältnisse in den untersuchten Profilen sind aus der Tab. 8 und Abb. 29 ersichtlich. Sie sind mit den Angaben von Wedepohl (1969, Kap. 25-K/6) gut vergleichbar, der für Kalksteine verschiedener Alter und Fazies ein allgemeines Mn/Fe-Verhältnis von 0,12 anführt und stimmen auch mit den Daten von Weber (1964) überein, der für Dolomite ein allgemeines Mn/Fe-Verhältnis von 0,098 angibt.

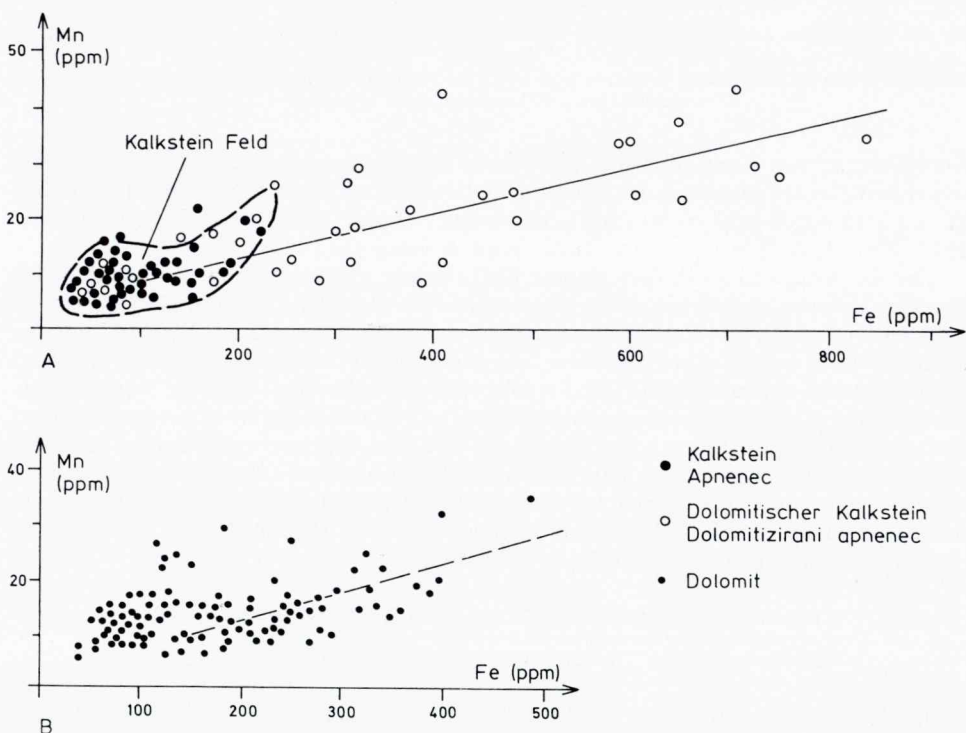


Abb. 29. Korrelation zwischen den Fe- und Mn-Gehalten in den unterschiedlichen Gesteinen. A – Dachsteinkalk, B – Hauptdolomit

Sl. 29. Korelacija med železom in manganom v raziskanih vzorcih. A – Dachsteinski apnenec, B – Glavni dolomit

Natrium

Literaturübersicht

Natrium als Spurenelement in rezenten und fossilen Karbonaten ist bisher in geringerem Umfang untersucht worden als z.B. Strontium, Magnesium und andere Elemente.

Tab. 9. Na-Gehalte in rezenten karbonatischen Sedimenten und fossilen Karbonatgesteinen

Tabela 9. Vsebnost natrija v recentnih sedimentih in v starejših karbonatnih kamninah

Autor	Alter und Mineralogie	Na-Gehalte (ppm)
Land & Epstein (1970)	Pleistozän-Jamaica	
	Kalk (Aragonit+Mg-Calcit)	900 - 2320
	Kalk (Calcit)	110 - 1340
	Dolomit	210 - 520
Land & Hoops (1973)	Rezente-Karbonatsedimente	
	Aragonit+Mg-Calcit	1140 - 2500
	Dolomit	1010 - 3050
Milliman (1974)	Rezent	
	Karbonatschlamm (Bahamas)	3300 - 6200
	Ooide (Aragonit)	2400 - 4400
	Echinodermen (Mg-Calcit)	6400 M.w.
	Codiaceen-Algen-Halimeda (Aragonit)	2100 M.w.
		391 M. w.
Weber (1964)	"primary" dolostones	251 M. w.
	"secondary" dolostones	
		49 - 292
Rao & Naqvi (1977)	Ordovizium-Kalk	156 - 211
	Ordovizium-Dolomit (Tasmania)	
Ogorelec & Rothe (1979)	Slowenien	
	Ober-Perm Kalk	80 - 240
	" " Dolomit	110 - 380
	Skyth, Kalk	65 - 200
	" Dolomit	60 - 360
	Karn, Kalk	40 - 65
	" Dolomit	80 - 180
	Jura, Kalk	30 - 90
Shukla (1988)	Silur, Nord Dakota	
	Dolomit	148 - 2640

Umfangreiche Daten liegen erst aus den letzten Jahren vor. Dabei stehen zwei Fragen im Vordergrund der Untersuchungen: (1) die Änderung der Natriumgehalte in Abhängigkeit von diagenetischen Prozessen und (2) der mögliche Einbau von Natrium in Karbonate in Abhängigkeit von der Salinität des Wassers, in dem diese Karbonate gebildet wurden und werden.

Die Frage der Änderung von Na-Gehalten durch diagenetische Vorgänge haben z.B. Land & Hoops (1973) und Kitano et al. (1975) behandelt. Die Na-Gehalte rezenter Karbonatskelette mariner Organismen, die meist aus Aragonit und/oder Magnesiumcalcit bestehen, betragen im allgemeinen einige 1000 ppm.

Ähnliche Untersuchungen wurden auch an dolomitischen Gesteinen durchgeführt (Fritz & Katz, 1972). In vielen Fällen scheinen aber vorwiegend die Salinitätsverhältnisse in Wasser des Bildungsraumes von entscheidender Bedeutung für die Natrium-Gehalte fossiler Karbonate zu sein.

Rao & Naqvi (1977) untersuchten die Zusammenhänge und unterschiedlichen Wirkungsgrade von primären faziellen Verhältnissen und den dadurch bedingten Na-Gehalten sowie der nachfolgenden frühen und/oder späten diagenetischen Veränderungen. Für ordovizische Kalke und Dolomite fanden sie eine Abhängigkeit der Natrium-Gehalte von der primären faziellen Stellung als auch von den diagenetischen Vorgängen.

Tab. 10. Na-Gehalt in den untersuchten Proben sowie in den unterschiedlichen Karbonatgesteinstypen

Tabela 10. Vsebnost natrija v raziskanih kamninah

Profil	Mineralbestand Mineralna sestava	Anzahl der Proben	Na-Gehalt (ppm)	
			Bereich	Mittelw.
T-II	Kalkstein	28	30-70	38
	Dol.Kalkstein	10	90-305	115
T-IV	Kalkstein	15	25-40	30
	Dol.Kalkstein	7	45-520	ca.140
T-V	Kalkstein	13	25-50	35
	Dol.Kalkstein	10	90-230	130
B-I	Kalkstein	28	25-55	35
	Dol.Kalkstein	48	35-520	135
T-I	Dolomit	34	90-390	210
T-III	Dolomit	37	40-180	85
B-II	Dolomit	50	40-260	105
G	Dolomit	10	40-205	110
R	Dolomit	8	90-310	140

Na-Gehalte in den untersuchten Gesteinen

Die Na-Gehalte in den untersuchten Profilen der verschiedenen Lokalitäten sind in Tab. 10 aufgelistet.

Die geringsten Natrium-Gehalte (25 bis 70 ppm, Mittelwert 35 ppm; 84 Proben) sind an reine Kalksteine gebunden.

Erheblich (etwa 3-fach) höhere Natrium-Gehalte als im Kalkstein sind in den dolomitischen Proben festgestellt worden. Reine Dolomite (Hauptdolomit) weisen 40 bis 390 ppm Na auf. Die Mittelwerte der Na-Gehalte in den einzelnen Profilen betragen 85 bis 144 ppm. Im Profil T-I (an der Grenze zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk) wurden allerdings durchschnittlich 210 ppm Na gefunden. Allgemein enthalten mikritische Dolomite mehr Natrium als grobkristalline Dolomite.

Frühdiaogenetisch dolomitisierte Kalksteine weisen 35 bis 520 ppm Na auf (Mittelwert 140 ppm Natrium). Eine positive Korrelation zwischen dem Na-Gehalt und dem Dolomitierungsgrad der Kalksteine ist relativ deutlich ausgeprägt und ist in Abb. 30 dargestellt.

Diskussion der Ergebnisse

Es zeigt sich, daß besonders die frühdiaogenetischen Dolomite mehr Natrium enthalten als die Kalksteine. Diese Erhöhung wird vor allem der höheren Salinität von Porenlösungen im supratidalen Milieu während der Dolomitisierung der Sedi-

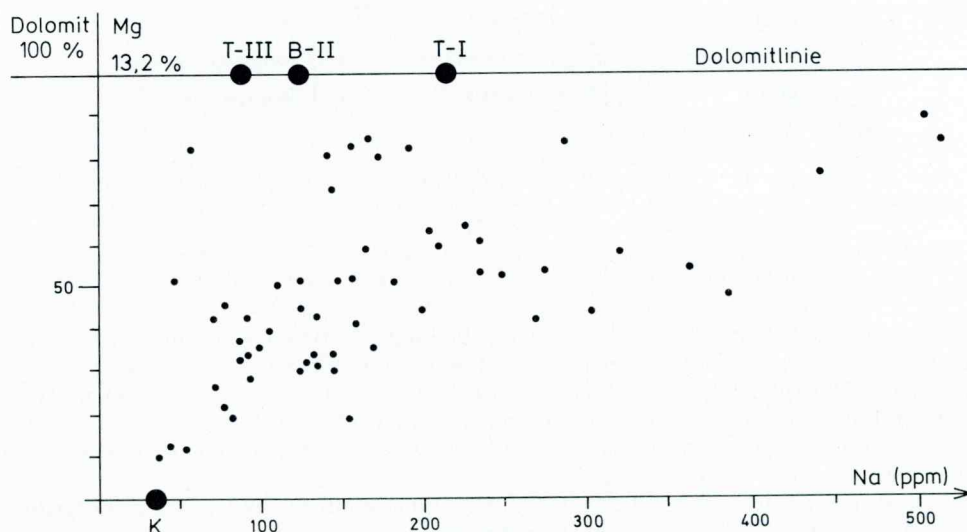


Abb. 30. Korrelation zwischen dem Na-Gehalt und dem Dolomitanteil der frühdiaogenetisch dolomitisierten Kalksteine.

K – durchschnittlicher Na-Gehalt im Dachsteinkalk; T-III, T-I, B-II – durchschnittliche Na-Gehalte in den einzelnen Profilen des Hauptdolomits (früh- und spätdiaogenetische Dolomitisierung)

Sl. 30. Korelacija med vsebnostjo natrija in deležem dolomita v zgodnjediagenetskem dolomitiziranem apnencu.

K – srednja vsebnost natrija v dachsteinskem apnencu; T-III, T-I in B-II – srednja vsebnost natrija v profilih glavnega dolomita, ki ga je zajela zgodnja in pozna dolomitizacija

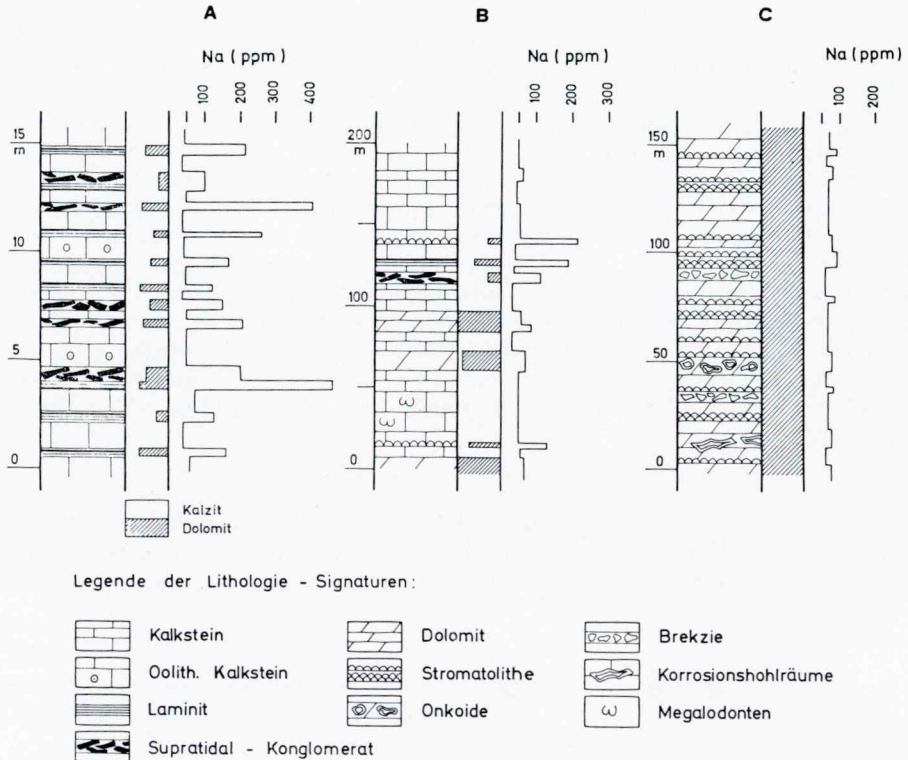


Abb. 31. Vergleich der Abhängigkeit der Na-Gehalte von der frühdiagenetischen (Profile A und B) und der spät-diagenetischen (Profil C); aus Ogorelec & Rothe (1979)

Sl. 31. Vsebnost natrija v odvisnosti od zgodnji-diagenetske (profil A in B) in kasno-diagenetske dolomitizacije (profil C). Iz: Ogorelec in Rothe, 1979

mente zugeschrieben. Diese primär-faziell bedingte Natriumverteilung hat sich in den Gesteinen weitgehend bis heute erhalten. Gegenüber rezenten Vergleichsdaten (Land & Hoops, 1973; Milliman, 1974) sind die absoluten Gehalte aber etwa um den Faktor 10 abgereichert. Dafür sind spät-diagenetische Prozesse, vor allem die Zirkulation meteorischer Wasser verantwortlich, die das leicht mobilisierbare Natrium abgeführt haben.

Nach Fritz & Katz (1972) ist der Natrium-Gehalt im Dolomit-Kristallgitter von dem geologischen Alter der Porenlösungen, die den Dolomitierungsprozeß bewirkt haben, und von der Größe der Dolomitekristalle abhängig. Sehr kleine Kristalle in supratidal gebildeten, frühdiagenetischen Dolomiten enthalten mehr Natrium als grobkristalline, spät-diagenetische Dolomite. Dies wird auch von den vorliegenden Untersuchungen bestätigt.

Gelegentlich können spät-diagenetische Einflüsse so stark sein, daß die ursprünglich faziell bedingte Natriumverteilung in den Gesteinen völlig verändert wird. Das ist aus dem Vergleich von drei Profilen des Dachsteinkalks, des Lias-Kalksteins und des Hauptdolomits (Abb. 31) zu ersehen (Ogorelec & Rothe, 1979).

In den Profilen A und B, die neben den Kalken fröhdiaenetische Dolomit-Lagen enthalten, zeigt sich ein deutlicher Zusammenhang zwischen mineralogischer Zusammensetzung, Fazies und Natriumgehalten.

Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope

Einleitung

Die Analyse der Isotopenzusammensetzung von Sauerstoff und Kohlenstoff in Karbonatgesteinen stellt eine geochemische Untersuchung dar, die häufig zur Unterstützung der Interpretation diagenetischer Abläufe herangezogen wird.

Ferner kann man unter der Voraussetzung, daß die Isotopenzusammensetzung von Mineralen die Isotopenzusammensetzung der Lösung widerspiegelt, aus der sie ausgeschieden werden (Urey, 1947), auf die physikalisch-chemischen Bedingungen des Ablagerungsraums, wie z.B. Temperatur und Salinität der Lösungen, schließen.

Die Isotopenzusammensetzung beider Elemente wird gewöhnlich als Abweichung von einem Standard in Promille angegeben:

$$\delta O^{18} = \left[\left(\frac{O^{18}/O^{16} \text{ Probe}}{O^{18}/O^{16} \text{ Standard}} \right) - 1 \right] \cdot 1000 \text{ und}$$

$$\delta C^{13} = \left[\left(\frac{C^{13}/C^{12} \text{ Probe}}{C^{13}/C^{12} \text{ Standard}} \right) - 1 \right] \cdot 1000$$

Als Bezugsgröße dienen hierbei für Sauerstoff der PDB-Standard (Belemnite der Peedee-Formation der Nord Carolina, Oberkreide – Urey et al., 1951) und der SMOW-Standard (Standard Mean Ocean Water – Craig, 1961). Die Beziehung beider Standards wird durch folgende Gleichung angegeben:

$$\delta O_{SMOW}^{18} = \delta O_{PDB}^{18} \cdot 1,03 - 30,37 \quad (\text{Friedman \& O'Neil, 1977}).$$

Bei der Ausscheidung von Karbonatmineralen aus dem Meerwasser hängt deren Isotopenzusammensetzung nach McCrea (1950) von der Isotopenzusammensetzung des Meerwassers und dessen Temperatur ab. Da die Isotopenzusammensetzung des Meerwassers seit dem Paläozoikum wahrscheinlich konstant geblieben ist (Hoefs, 1973), ist von den beiden auf die Isotopenzusammensetzung der Karbonate einwirkenden Faktoren nur die Temperatur bei ihrer Bildung von Bedeutung. Die Temperaturabhängigkeit des Verhältnisses O^{18}/O^{16} ist die Basis für die Paläotemperatur-Bestimmungen, die nach eingehenden Untersuchungen des Systems $CaCO_3-H_2O$ durchgeführt wurden. Folgende empirische Formel für die Berechnung der Paläotemperatur wurde von Epstein & Mayeda (1953) erstellt:

$$t^{\circ}C = 16,5 - 4,3 (\delta O_{PDB}^{18} - 0,14 (\delta O^{18})^2).$$

Dabei muß berücksichtigt werden, daß sich die ursprüngliche Isotopenzusammensetzung der Karbonatgesteine aufgrund von diagenetischen Prozessen wesentlich verändern kann. Dies kann zu falschen Paläotemperatur-Bestimmungen führen.

Die diagenetische Umwandlung von metastabilen Karbonatphasen in stabile Modifikationen spielt dabei eine besondere Rolle. Ferner ist eine mögliche Anreicherung der Karbonatminerale mit dem leichteren Sauerstoff-Isotop bei Prozessen in der meteorisch phreatischen und vadosen Zone zu berücksichtigen. Daher sollten die Paläotemperatur-Bestimmungen nur an diagenetisch offensichtlich kaum beanspruchten Gesteinsproben durchgeführt werden.

Die Evaporation von Meerwasser in inter- und supratidalem Milieu gilt allgemein als wesentlicher Faktor bei der Interpretation des Ablagerungsraumes von Karbonatgesteinen aufgrund der Isotopenverhältnisse. Hier wird das schwerere Sauerstoffisotop angereichert und findet sich daher in den unter erhöhter Salinität gebildeten Mineralphasen wieder. Spätere diagenetische Umkristallisationen können allerdings auch diese Verhältnisse wieder überprägen.

Die Isotopenzusammensetzung der untersuchten Gesteine

Die Isotopenzusammensetzung von Sauerstoff und Kohlenstoff wurde an 32 Proben von obertriadischen Karbonatgesteinen aus dem Untersuchungsgebiet gemessen. Um auch das Maß der diagenetischen Einflüsse erfassen zu können, wurden neben der Feststellung des Hauptlithotyps auch die Zementbildungen von Kalksteinen und Dolomiten untersucht. Diese Daten sind auch für die Vergleiche der O- und C-Isotopenzusammensetzung des Dachsteinkalks aus den nördlichen Kalkalpen (Gökdag, 1974; Fabricius et al., 1970) interessant.

Die analysierten Proben bestehen – außer in zwei Fällen – aus reinem Calcit oder reinem Dolomit. Dies wurde mikroskopisch und röntgenographisch überprüft. Die Proben wurden in vier Gruppen entsprechend ihrer Lithofazies aufgeteilt (Tab. 11):

Reiner Kalkstein: Es handelt sich um biomikritische, biopelmikritische und oolithische Kalke. Zwölf Proben wurden auf ihre Isotopenzusammensetzung (δO^{18} und δC^{13}) untersucht. Dabei wurden folgende Werte ermittelt:

$$\delta\text{O}^{18} = 0,82 \text{‰ bis } -3,38 \text{‰}$$

$$\delta\text{C}^{13} = +0,90 \text{‰ bis } +2,66 \text{‰}$$

$$\delta\text{O}^{18} = -1,52 \text{‰ (PDB)}$$

$$\delta\text{C}^{13} = +1,70 \text{‰}$$

Calcitement: Es wurden Radialcalcit-Zemente untersucht, die in Korrosionshöhlräumen und herausgelösten Megalodontenschalen ausgefällt wurden.

Sechs Proben zeigen eine sehr einheitliche Isotopenzusammensetzung, die sehr ähnlich denen von Kalkstein ist (Abb. 33). Die δO^{18} -Werte liegen zwischen $-0,6$ und $-2,1 \text{‰}$, im Durchschnitt bei etwa $-1,3 \text{‰}$.

Eine geringe Anreicherung des leichteren C-Isotops zeigt die Probe T-V/2b, die Ausfüllungen von Trockenrissen im dolomitisierten Kalkstein darstellt. Der Wert von $-1,9 \text{‰}$ für δC^{13} weist auf die Anwesenheit von organischem CO_2 bzw. auf Einflüsse meteorischen Wassers während der Calcitbildung hin. Der δO^{18} -Gehalt in der gleichen Probe beträgt $-3,0 \text{‰}$.

Die Isotopenzusammensetzung von zwei Gravitationszementen (T-II/35 und 36) liegt im Bereich des »Kalkstein-Feldes« (Abb. 32). Der Gehalt von δO^{18} beträgt $-3,0$ und $-1,7 \text{‰}$, von δC^{13} $+3,3$ und $+2,7 \text{‰}$. Normalerweise ist Calcit, der unter meteorischen Bedingungen gefällt wurde, mit dem leichten Sauerstoffisotop angereichert. Die höheren Werte – als erwartet – können wahrscheinlich auf die Probenpräparation zurückgeführt werden. Weil die Ränder des Gravitationszements kaum einige

Tab. 11. Stabile Isotopengehalte (δO^{18} und δC^{13}) des Dachsteinkalks und des Hauptdolomits, SW Dinariden Sloweniens.

Die Analysen der Proben mit Bezeichnung* wurden von Prof. Dr. J. Hoefs (Geochemisches Institut der Universität, Göttingen), die übrigen aber von Dr. T. Dolenc (Institut Jožef Stefan, Ljubljana) durchgeführt

Tabela 11. Sestava stabilnih izotopov δO^{18} in δC^{13} v dachsteinskem apnencu in glavnem dolomitu jugozahodne Slovenije.

Vzorci z zvezdico so bili analizirani na Geokemičnem inštitutu Univerze v Göttingenu (prof. dr. J. Hoefs), vsi drugi pa na Inštitutu Jožef Stefan v Ljubljani (prof. dr. T. Dolenc)

Probe	Lithologie - Litologija	$\delta O^{18} \text{‰}$ (PDB)	$\delta C^{13} \text{‰}$ (PDB)	Temp. (°C)
<u>Kalkstein</u>				
B-I/10	Biomikrit	- 0,95	+ 1,23	21,0
B-I/47	Biomikrit	- 1,55	+ 2,38	23,5
B-I/60	Oosparit	- 2,30	+ 1,49	26,6
T-II/37	Biomikrit	- 2,14	+ 2,66	25,8
T-II/6	Oosparit	- 3,11	+ 1,90	20,9
T-V/4	Biopelmikrit	- 1,24	+ 1,65	22,2
T-V/14	Oointrasparit	- 3,38	+ 1,54	30,6
T-V/15	Biomikrit	- 1,51	+ 1,57	23,2
T-IV/8	Biomikrit	- 0,82	+ 2,62	20,2
T-IV/13	Biomikrit	- 1,49	+ 1,07	23,2
T-IV/17b*	Biomikrit	- 1,2	+ 1,6	22,0
T-V/12a*	Biomikrit	- 1,6	+ 0,9	23,6
<u>Calcit-Zement</u>				
T-V/14*	Faseriger-Zement	- 0,8	+ 2,6	
T-II/32*	" (Megalodontenschale)	- 0,6	+ 2,5	
T-V/15*	"	- 2,1	+ 2,1	
T-II/8*	Faseriger-Zement	- 1,9	+ 2,2	
T-IV/17a*	(Lösungshohlräume)	- 1,7	+ 2,2	
T-V/7*	"	- 1,7	+ 2,2	
T-V/16*	Blockzement (Schrumpfpore)	- 2,0	+ 2,3	
T-V/12b*	Drusen-Zement	- 3,0	- 1,9	
T-II/35*		- 1,7	+ 2,7	
T-II/36*	Gravitationszement	- 3,0	+ 3,3	
<u>Dolomit</u>	(frühdiagenetisch)			
T-I/1b*	Dolomikrit	+ 1,3	+ 2,7	
B-II/9	Dolomikrit	+ 2,94	+ 4,26	
B-II/16	Dolomikrit	+ 1,86	+ 3,80	
T-III/20	Dolomikrit	+ 2,68	+ 3,07	
T-I/7*	Stromatolitischer Dolomit	+ 1,9	+ 3,0	
T-I/10*	"	+ 1,6	+ 2,7	
T-III/30 b*	"	+ 2,1	+ 3,9	
T-V/19*	Grobkörniger-Dolomit (spätdiagenetisch)	- 5,4	+ 0,3	
<u>Dolomit-Zement</u>				
T-III/30a*	Schrumpfporen	- 0,4	+ 4,1	
T-I/1a*	(Blockzement)	- 0,96	+ 3,12	
T-III/58*	Onkosparit (Zement)	- 3,5	+ 2,8	

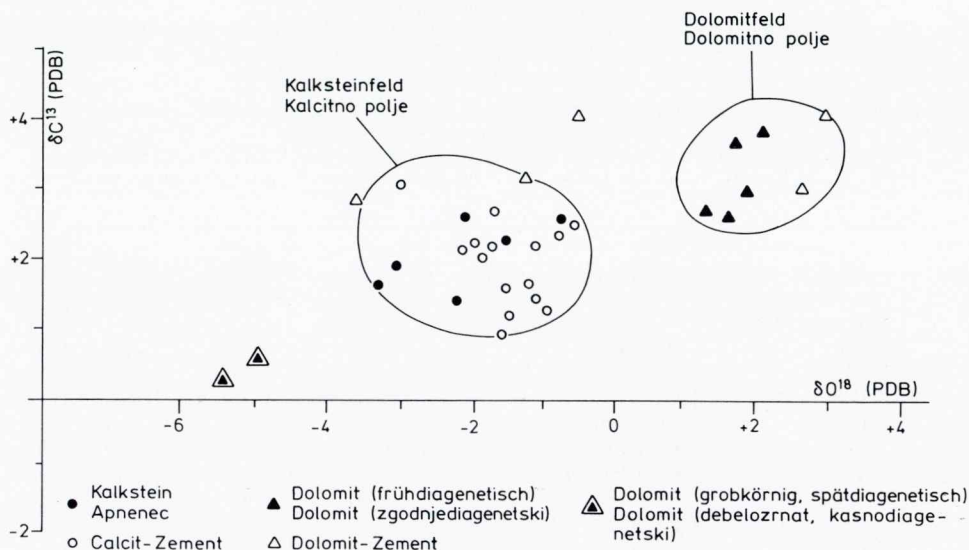


Abb. 32. Stabile Isotopengehalte (δO^{18} und δC^{13}) des Dachsteinkalks und des Hauptdolomits, SW Dinariden Sloweniens

Sl. 32. Sestava stabilnih izotopov δO^{18} in δC^{13} dachsteinskega apnenca in glavnega dolomita Dinaridov jugozahodne Slovenije

zehn μm dick sind, können sie sehr schwer ohne Verunreinigung isoliert werden. Das Nebengestein und der Sparit-Zement aus den inneren Teilen von Poren können die Isotopengehalte verfälschen. Trotzdem zeigen aber beide Proben innerhalb des »Kalkstein-Feldes« mit die niedrigsten δO^{18} -Werte.

Dolomit: Mikritische, biomikritische und stromatolithische Strukturen herrschen vor. Durchwegs liegen frühdiagenetische Dolomite vor. Es wurden 7 Proben untersucht, die folgende Gehalte aufweisen:

$$\delta O^{18} = +1,3 \text{ ‰ bis } +2,93 \text{ ‰}$$

$$\delta C^{13} = +2,7 \text{ ‰ bis } +4,26 \text{ ‰}$$

$$\delta O^{18} = +2,05 \text{ ‰ (PDB)}$$

$$\delta C^{13} = +3,3 \text{ ‰}$$

Dolomit-Zement: Es liegt stets Drusen-Zement mit bis zu 400 μm großen Kristallen vor, der als Füllungen von Trockenrissen und Schrumpfporen sowie als Zement zwischen Onkoiden auftritt.

Im Vergleich zu dem mikritischen Dolomit ist in drei Proben das leichtere O-Isotop angereichert, so daß sich die Werte dem »Kalkstein-Feld« (Abb. 32) nähern, während die δC^{13} -Gehalte unverändert sind. Die δO^{18} -Werte schwanken zwischen $-0,4 \text{ ‰}$ und $-3,5 \text{ ‰}$, die δC^{13} -Werte zwischen $+2,8 \text{ ‰}$ und $+4,1 \text{ ‰}$. Ganz außerhalb des »Kalkstein- und Dolomit-Feldes« befindet sich die Probe eines spätdiagenetischen Dolomits mit sacharoider Struktur. Von allen untersuchten Proben ist diese am meisten mit dem leichten O-Isotop angereichert. Der δO^{18} -Wert der Probe beträgt $-5,4 \text{ ‰}$. Der δC^{13} -Wert von $+0,3 \text{ ‰}$ liegt ebenfalls im Bereich der geringsten Werte, die gemessen wurden.

Diskussion der Resultate

Obwohl nur 32 Kalkstein- und Dolomitproben auf ihre Isotopenzusammensetzung untersucht wurden, zeigen sich charakteristische Unterschiede zwischen den einzelnen Probengruppen. Die Ergebnisse sind mit den δO^{18} - und δC^{13} -Daten gut vergleichbar, die für Dachsteinkalk und Dolomit aus den Nördlichen Kalkalpen (Gökdağ, 1974) sowie aus benachbarten mediterranen Gebieten (Fabricius et al., 1970) bekannt sind.

Biomikritische und oolithische Kalke weisen δO^{18} - und δC^{13} -Gehalte auf, die für Kalksteine eines flachmarinen Bildungsmilieus mit normaler Salinität charakteristisch sind.

Die Ergebnisse von 12 Kalksteinproben, die keine extremen diagenetischen Veränderungen erfahren haben, können zur Interpretation der Paläotemperatur herangezogen werden. Demnach wurde der Dachsteinkalk der slowenischen Dinariden bei Temperaturen zwischen 20,4°C und 30,6°C (Häufigkeitswert bei 24°C) abgelagert.

Die δO^{18} - und δC^{13} -Werte der Analysen des Radialcalcit-Zements, der Lösungshohlräume (vugs) und herausgelöste Megalodontenschalen (molds) ausfüllt, liegen im Bereich der Daten von diagenetisch wenig veränderten Kalken. Aufgrund der Isotopengehalte können Süßwassereinflüsse bei der Zementbildung ausgeschlossen werden. Daraus kann man schließen, daß die Zementierung der Hohlräume im Dachsteinkalk submarin unter ähnlichen Bedingungen erfolgte wie die Sedimentation der Megalodonten-Bänke. Eine Ausnahme hiervon stellen Proben (Drusen-Zemente) von Kalksteinen mit Schrumpfporen und Gravitationszemente dar.

Die in diesen Zementen festgestellte, relative Anreicherung mit dem leichteren Sauerstoffisotop wird als Süßwassereinfluß interpretiert.

Die untersuchten Dolomite sind im Vergleich zu den Kalksteinen an schwereren Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen um 3 bis 4‰ bzw. um 1‰ angereichert (Abb. 32). Die Anreicherung von schwereren Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen (δO^{18} und δC^{13}) in Dolomit wurde mehrfach beschrieben (Degens, 1967; Hoefs, 1973) und von Degens & Epstein (1964) theoretisch erklärt. Fritz & Smith (1970) bestätigten die Überlegungen experimentell. Die Studien haben gezeigt, daß der Dolomit, der bei normalen Temperaturverhältnissen (ca. 25°C) entstanden ist, im Vergleich mit Calcit, der unter gleichen Bedingungen gebildet wurde, eine Anreicherung um 4–7‰ aufweist (Northrop & Clayton, 1966). Dies wird mit verschiedenen Fraktionierungsfaktoren zwischen Calcit und Dolomit erklärt.

Andere Autoren (Berner, 1965; Supko, 1977) dagegen nehmen an, daß die isotopisch »schwereren« Dolomite unter Mitwirkung von salinaren Porenlösungen entstanden sind, die mit dem O^{18} wegen der Evaporation angereichert wurden. Diese Interpretation steht mit der sedimentologischen Interpretation der hier untersuchten Proben des Hauptdolomits in Einklang. Es handelt sich um mikritische und stromatolithische Dolomite, die frühdiagenetisch im Litoralbereich bei erhöhter Salinität gebildet worden sind.

Sparitische Dolomite aus Schrumpfporen und Zementen zwischen Onkoiden weisen im Vergleich zu den Dolomikriten eine Anreicherung des leichten Sauerstoffisotops von 2–5‰ auf. Diese Werte liegen damit im »Kalkstein-Feld« (Abb. 32). Dies kann dadurch erklärt werden, daß die stromatolithischen und onkoidischen Strukturen frühdiagenetisch dolomitisiert wurden, während die Zemente zunächst aus calcitischem Sparit bestanden. Der Sparit wurde später dolomitisiert. Dabei sind die relativen Gehalte an leichteren Isotopen übernommen worden.

Die Ergebnisse zeigen ferner, daß bei der spätdiagenetischen Dolomitisierung, die die vollständige Dolomitisierung des Gesteins bewirkte, Lösungen mit Beimengungen von vadosem Wasser wirksam waren. Daher zeigt der körnige Dolomit eine relative Anreicherung der leichteren Sauerstoffisotopen. Ähnliche Ergebnisse haben Fritz & Katz (1972) von einem devonischen Dolomit aus Kanada beschrieben. Während die Dolomikrite, die frühdiaagenetisch unter litoralen Bedingungen entstanden sind, mit den schwereren Isotopen angereichert sind, enthalten die sparitischen Zemente und der zuckerkörnige Dolomit, als typisch spätdiagenetische Bildungen, bis zu 10 ‰ mehr des leichteren Sauerstoffisotops. Eine Anreicherung der leichteren Isotopen von etwa 2 ‰ beschreibt auch Gökdağ (1974) aus dem Dachsteinkalk der Nördlichen Kalkalpen.

Zusammenfassende Diskussion der geochemischen Untersuchungen

Nachfolgend aufgeführte Faktoren beeinflussen die Verteilung der Spurenelemente in Karbonatgesteinen wesentlich. Eine bedeutende Rolle spielt die primäre Konzentration der Elemente in den Lösungen, aus welchen die karbonatischen Minerale ausgeschieden werden (das Verhältnis Spurenelement/Ca). Weiterhin von Bedeutung sind die physiko-chemischen Bedingungen im Ablagerungsraum, die Zusammensetzung der diagenetisch wirksamen Lösungen, die sich in den frühdiaagenetischen Umbildungen von Aragonit und Mg-Calcit in die stabilen Minerale Calcit und Dolomit äußern sowie die Einflüsse von meteorischen Wässern und die damit verbundenen spätdiagenetischen Prozesse.

Die Vergleiche von rezenten karbonatischen Sedimenten mit fossilen Karbonatgesteinen zeigen, daß primär vorhandene Gehalte an Eisen und Mangan in den primären Karbonatmineralen sich bei der Transformation von metastabilen Karbonaten (Aragonit und Mg-Calcit) in die stabilen Modifikationen (Calcit und Dolomit) nicht wesentlich ändern.

Völlig anders aber verhalten sich Strontium und Natrium, die bei den Mineralumbildungen merklich um den Faktor 10 oder mehr abgereichert werden. Dies geschieht meist schon unter frühdiaagenetischen Bedingungen. Strontium zeigt allgemein das »normale Verhalten«; die konstante Abnahme der Konzentration im Laufe der Diagenese (z.B. Kinsman, 1969; Veizer & Demovič, 1974). Hierbei enthält der Dolomit im Vergleich zum Kalkstein in der Endphase der Diagenese nur noch etwa halb so viel Strontium. In den hier untersuchten Profilen Sloweniens ist eine regionale Strontium-Abnahme von W nach E zu beobachten. Das kann teils mit der primären Faziesverteilung aufgrund der paläogeographischen Verhältnisse, teils aber mit intensiveren diagenetischen Prozessen im E des Untersuchungsgebiets gedeutet werden, die auch zu der umfangreicheren Dolomitisierung des karbonatischen Komplexes in gleicher Richtung geführt haben.

Im Vergleich mit rezenten Sedimenten werden in der Diagenese-Endphase die Gehalte an Natrium, das ein sehr leicht lösliches und mobiles Element ist, stark vermindert. Die Natrium-Konzentration wird dabei etwa um den Faktor 10^2 verringert. Die Dolomitisierungsprozesse, besonders während der Frühdiaagenese, vermindern die Natrium-Gehalte in Dolomiten nicht so stark wie in Kalksteinen (Tab. 12). Der Grund dafür liegt in salinaren Porenlösungen, die ein hohes Na/Ca- und Mg/Ca-Verhältnis aufweisen. Bei der späten Dolomitisierung ist die Natrium-Anreicherung weniger deutlich. Ein unterschiedlich starker Einfluß des Durchsatzes von meteori-

Tab. 12. Spurenelement-Gehalte der verschiedenen Gesteinstypen. Zusammenfassung der Werte aus allen untersuchten Profilen. Mittelwerte ohne Klammern, Extremwerte in Klammern

Tabela 12. Vsebnost slednih prvin v različnih tipih kamnin. Zbirna tabela analiz vseh raziskanih vzorcev, srednje vrednosti. V oklepajih so podane ekstremne vrednosti za posamezne elemente

Gesteinstyp	Sr ppm	Fe ppm	Mn ppm	Na ppm
<u>Kalkstein</u> Dachsteinkalk	160 (90-465)	75 (30-240)	10 (4-25)	35 (25-70)
<u>Dolomitischer</u> <u>Kalkstein</u>	140 (65-245)	300 (70-1120)	20 (6-44)	130 (35-520)
<u>Dolomit</u> Hauptdolomit	100 (40-230)	150 (40-655)	15 (6-35)	100 (40-390)
Karn-Dolomit	90 (55-145)	300 (120-850)	30 (12-75)	120 (60-260)

schen Wässern kann zu einer erheblichen Verminderung der Natrium-Gehalte während der Spätdiagenese auch im Dolomit führen (Abb. 33).

Es kann angenommen werden, daß es im Zuge der Dolomitisierung im Vergleich zum Kalkstein zu einer Erhöhung der Eisen- und Mangan-Gehalte gekommen ist. Dies kann besonders in dem feinkristallinen frühdiagenetischen Dolomit beobachtet werden. Diese Tatsache kann mit der besseren Möglichkeit des Einbaus von Eisen und Mangan in das zu dieser Zeit weniger geordnete Kristallgitter des Dolomits erklärt werden. Grobkristalline Dolomite dagegen weisen geringere Gehalte beider Elemente auf.

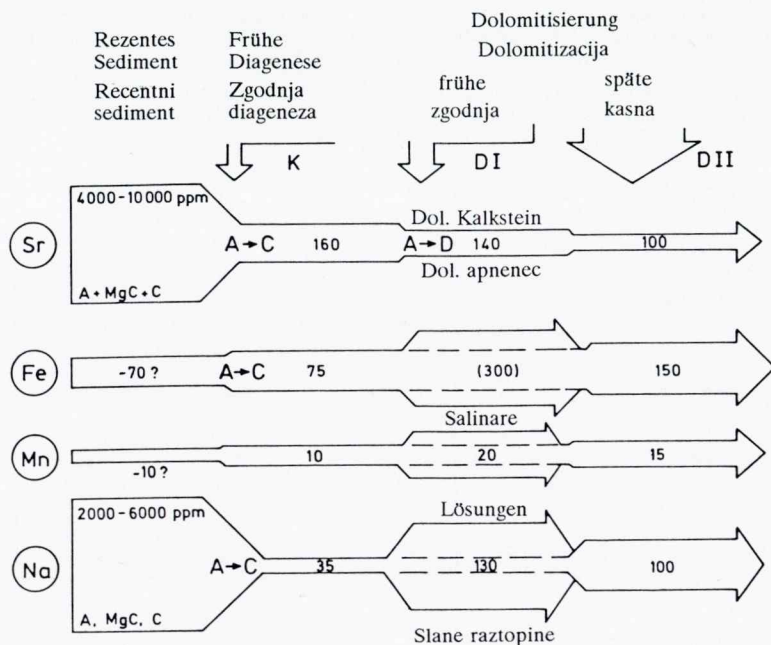
Im allgemeinen liegen die Gehalte der analysierten Spurenelemente in dem untersuchten Karbonatkomplex der oberen Trias und des Lias in den slowenischen Dinariden im Rahmen der bisher allgemein publizierten Werte (vgl. Tab. 4, 7 u. 9).

ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit behandelt die mikrofaziellen, diagenetischen und geochemischen Merkmale des Dachsteinkalkes und Hauptdolomits in SW-Slowenien. In geringerem Umfang wurden auch Schichten des Oberkarn mit erfaßt.

Oberkarnischer Dolomit mit Mergel-Zwischenlagen: Dieser Komplex, der auf Schiefern und Pyroklastiten liegt, ist 100 bis 250 m mächtig. Das oberkarnische Alter des Dolomits ist durch die Alge *Poikiloporella duplicata* Pia angezeigt. Der Dolomit und pelmikitische Dolomit ist feingeschichtet. Er ist dunkel gefärbt und hat im allgemeinen mehr als 96 % Gesamtkarbonatgehalt. Im Gebiet von Borovnica treten im Dolomit auch vereinzelt kleine Hornstein-Linsen auf.

Der Ablagerungsraum wird als ruhiger, flacher Innenschelf mit lagunärem Charakter (restricted shelf) und häufig litoralen Bedingungen interpretiert. Die litoralen,



Bei der Frühdiagenese treten "Sprünge" auf, bei denen der Dolomit (D) direkt aus Aragonit (A) und Mg-Calcit (MgC) ohne die Calcit (C) - Zwischenphase gebildet wird. Die primären Konzentrationen der Elemente variieren sehr in Abhängigkeit von den Eh- und pH- Bedingungen

Med zgodnjo diagenezo pride do "skokov", pri katerih nastaja dolomit (D) direktno iz aragonita (A) in Mg- kalcita (MgC), brez vmesne kalcitne (C) faze.

Na prvotne koncentracije naštetih prvin močno vplivajo Eh in pH pogoji v sedimentacijskem okolju

Abb. 33. Schematische Darstellung der Veränderung der Gehalte einzelner Spurenelemente in den Karbonatgesteinen unter dem Einfluß der Diagenese.

Die Zahlen bedeuten den durchschnittlichen Gehalt der einzelnen Elemente in den analysierten Proben des Kalksteins (K), des »frühdiagenetischen« Dolomits (D I) und des »spätdiagenetischen« Dolomits (D II)

Sl. 33. Shematski prikaz sprememb vsebnosti slednih prvin v karbonatnih kamninah v odvisnosti od stopnje diageneze.

Številke predstavljajo poprečne vsebnosti elementov v analiziranih vzorcih apnenca (K), zgodnjediagenetskega dolomita (D I) in kasnodigenetskega dolomita (D II)

intertidalen Gebiete sind durch stromatolithische Folgen und Karbonatgesteine mit Schrumpfporen gekennzeichnet.

Hauptdolomit: Etwa 800 m der untersuchten Schichtfolge gehören zum Hauptdolomit. Er ist in Gesamt SW-Slowenien monoton und rein dolomitisch entwickelt. Das norisch-rätische Alter des Dolomits kann aufgrund von großen Megalodontiden und stratigraphisch leitenden Foraminiferen (*Involutina* Kristan-Tollman u.a.) bewiesen

werden. Die Folge ist durch rhythmische Wechsel von sparitischem Dolomit mit Stromatolithlagen, Laminit und supratidalen Konglomerat charakterisiert. Eine so mächtige und monotone Abfolge von Dolomitschichten deutet auf eine langsame und gleichmäßige Absenkung einer Karbonat-Plattform hin. Die Zykloteme, unter welchen der sub- bis intertidale Typ überwiegt, erreichen Mächtigkeiten von 0,5 bis 5 m. Der Dolomit ist meistens hell, sehr rein und enthält über 98 % Gesamtkarbonat. Nur die Stromatolithlagen sind durch organische Beimengungen (<0,1 %) dunkler gefärbt. Stromatolithtypen mit mm-Laminierung sind am häufigsten.

Dachsteinkalk: Er stellt ein laterales Äquivalent des Hauptdolomits dar. Der Dachsteinkalk ist nur dort erhalten, wo er nicht spätdiagenetisch in Dolomit umgewandelt wurde.

Im westlichen Teil des Trnovski gozd und auf dem Plateau von Banjška planota tritt der Dachsteinkalk in einer bis zu 200 m mächtigen Schichtenfolge auf. Er ersetzt dort den oberen Teil des Hauptdolomits. Der Dachsteinkalk ist weiter nördlich in den Julischen Alpen bzw. auf der »Julischen Karbonatplattform« weit verbreitet. Der Kalkstein ist dickbankig und von heller Farbe.

Es handelt sich vorwiegend um Biomikrite und gelegentlich um Pelmikrite und Biosparite. Charakteristisch sind Megalodontiden und Skelett-Algen.

Als Ablagerungsraum wird ein flacher Litoralbereich interpretiert. Darauf weisen besonders vereinzelt auftretende Schrumpfporen sowie Trockenrisse und Stromatolithlagen hin. Doch zeigen die überwiegend auftretenden Biomikrite an, daß es nur episodisch zu inter- bis supratidalen Bedingungen kam und flach subtidale Bedingungen vorherrschten (Abb. 34).

Während der Sedimentation des Dachsteinkalkes ist es mehrmals zu kurzfristigen lokalen Verlandungen der Karbonatplattform und zur Bildung von Paläokarst gekommen. Dieser kann aufgrund zahlreicher Korrosionshöhlräume und von Horizonten mit intraformationellen Brekzien deutlich erkannt werden.

Der Übergang des Dachsteinkalkes in die hangenden Kalksteine des Jura ist kontinuierlich. Die Lias-Schichten können in allen Profilen aufgrund der Mikrofossilien (Alge *Paleodasycladus mediterraneus* Pia) erkannt werden. Makroskopisch enthalten sie keine Horizonte mehr, in denen Texturmerkmale einer litoralen Sedimentation auftreten. Sie sind durch ooidreiche Schichten gekennzeichnet.

Die **diagenetische Geschichte** der untersuchten Karbonatgesteine ist durch verschiedene Poren- und Zement-Typen sowie durch eine früh- und spätdiagenetische Dolomitisierung dokumentiert.

An **Zementen** werden meist allseitige und drusige, marine Zemente gefunden. In intertidalen und supratidalen Sedimenten treten allerdings auch häufig Gravitationszemente als Hinweis auf eine meteorisch vadose Diagenese auf. Schrumpfporen (birds-eyes, Fenstergefüge), die mit granularen Blockzementen gefüllt sind, zeigen die meteorisch-phreatische Zone an. Oft sind vadose Silte als geopetale Füllungen zu beobachten.

Die **Dolomite** werden umfassend anhand der Literatur diskutiert. Dabei werden als Schwerpunkte die Dolomitierungsmodelle erörtert.

Die im Hauptdolomit und Dachsteinkalk auftretenden Dolomite können in frühdiagenetische (im Zusammenhang mit Algenlaminiten und Fenstergefügen) und spätdiagenetische (die gesamte über 1000 m mächtige Hauptdolomit-Folge mit zerstörten primären Strukturen) Dolomite unterteilt werden.

Die frühdiagenetischen, mehr feinkristallinen Dolomite stellen Evaporit-Dolomite nach dem Modell des »evaporative pumping« dar, während die Entstehung der

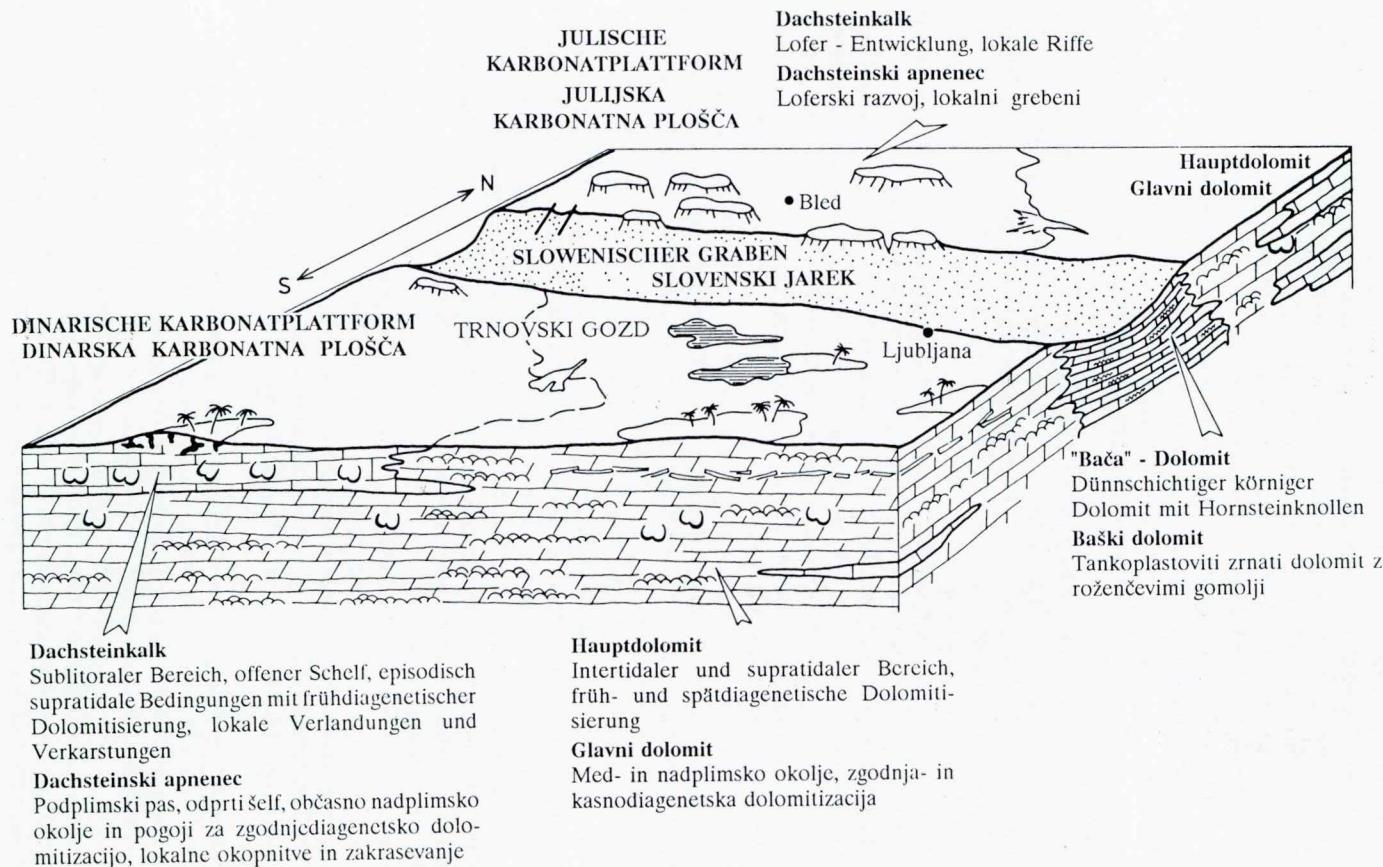


Abb. 34. Schematische paläogeographische Deutung des Ablagerungsmilieus während des Nor und Rät in dem Gebiet von West-Slovenien

Sl. 34. Shematski paleogeografski prikaz sedimentacijskega okolja v noriju in retiju na ozemlju zahodne Slovenije

spätdiagenetischen, grobkristallinen Dolomite auf die Mischung von Wasserkörpern (mixing water) zurückzuführen ist.

Frühdiaogenetische Dolomite weisen einen Ordnungsgrad von 0,2–0,5 und einen geringen Ca-Überschuß bis maximal 3 Mol % auf. Spätdiagenetische Dolomite haben einen Ordnungsgrad von 0,4–0,7 und sind allgemein stöchiometrisch oder lassen einen geringen Mg-Überschuß erkennen.

Die **geochemischen Ergebnisse** werden diskutiert im Hinblick auf die primäre Konzentration der analysierten Haupt- und Spurenelemente in den Lösungen, aus denen die Karbonatminerale gebildet wurden. Dabei wird auf die physiko-chemischen Bedingungen im Ablagerungsraum und die Zusammensetzung der spätdiagenetisch wirksamen Lösungen eingegangen. Besonders wird dabei auf die Stabilität oder leichte Zunahme der Fe- und Mn-Gehalte und die starke Abnahme der Sr- und Na-Gehalte im Laufe der Diagenese geachtet.

Aufgrund der mineralogischen, mikrofaziellen und diagenetischen Merkmale wurden die untersuchten Gesteine in drei Gruppen eingeteilt: 1. reine Kalksteine, 2. dolomitische Kalksteine; frühdiaogenetisch dolomitisiert und 3. reine Dolomite; spätdiagenetisch dolomitisiert.

Auffallend ist, daß reine Dolomite im Vergleich zu reinen Kalksteinen nur noch etwa halb so viel Strontium enthalten. Ferner ist eine regionale Abnahme der Sr-Gehalte von W nach E in den untersuchten Profilen zu beobachten. Dies kann teils mit primär faziellen Unterschieden, teils aber nur mit intensiveren diagenetischen Prozessen im E des Untersuchungsgebiets erklärt werden. Hier tritt eine besonders umfangreiche Dolomitisierung der Karbonatgesteine auf. In feinkristallinen Dolomiten kann ferner beobachtet werden, daß es im Laufe der Dolomitisierung zu einer Erhöhung der Fe- und Mn-Gehalte im Vergleich zu den gleichalten Kalksteinen gekommen ist.

Isotopenuntersuchungen zeigen, daß innerhalb der untersuchten Profile biotomkritische Kalke O^{18} – und C^{13} – Gehalte aufweisen, die für ein flach marines Bildungsmilieu mit normaler Salinität charakteristisch sind. Paläotemperaturbestimmungen ergaben, daß der Dachsteinkalk der slowenischen Dinariden bei Temperaturen um $24^{\circ}C$ abgelagert wurde.

Drusen-Zemente in Kalksteinen mit Schrumpfporen und Gravitationszemente lassen allerdings eine relative Anreicherung des leichten Sauerstoffisotops erkennen, was als Süßwassereinfluß bei ihrer Bildung interpretiert wird. Die Dolomite sind im Vergleich zu den Kalksteinen an schweren Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen um 3 bis 4 ‰ bzw. um 1 ‰ angereichert.

Die spätdiagenetischen, grobkristallinen Dolomite lassen eine relative Anreicherung des leichten Sauerstoffisotops erkennen, die auf Lösungen zurückzuführen ist, die einen großen Anteil an meteorischem Wasser hatten.

Mikrofacies, diageneza in geokemija dachsteinskega apnenca ter glavnega dolomita v jugozahodni Sloveniji

V predstavljenem delu so zajete mikrofacialne, diagenetske in geokemične značilnosti dachsteinskega apnenca in glavnega dolomita v jugozahodni Sloveniji, na ozemlju Trnovskega gozda, Banjske planote in Notranjske. V šestih profilih je bilo iz obeh formacij raziskanih skupno 340 izbranih vzorcev. Težišče raziskave so bile poleg faciesa še interpretacija paleogeografskih razmer v noriju in retiju, pri diage-

nezi pa dolomitizacijski procesi. Ugotoviti smo skušali tudi, v kolikšni meri je v kamninah po dolomitizaciji še ohranjena njena prvotna struktura.

Glavni dolomit je v jugozahodni Sloveniji razvit zelo monotono. Glede na njegovo litološko podobnost s karbonatnimi kamninami iste starosti v Severnih in Južnih Alpah (Tirolsko, Dolomiti), se je zanj tudi pri nas udomačilo ime »glavni dolomit« (Hauptdolomit, dolomia principale). V zahodnem delu Trnovskega gozda in na Banjski planoti je vrhnji del norijsko-retijskega zaporedja razvit apnenčevo, kot dachsteinski apnenec, ki predstavlja lateralni različek glavnega dolomita.

Skupna debelina glavnega dolomita se v jugozahodni Sloveniji giblje med 800 in 1200 metri, v zahodnem delu Trnovskega gozda pa na račun dachsteinskega apnenca le okrog 600 metrov. Značilni fosili za norijsko in za retijsko stopnjo so v dolomitu redki, zato obeh po fosilih ne moremo ločiti med seboj. Najbolj pomembni in tudi najbolj pogostni fosili so megalodontidne školjke *Triadomegalodon cf. tofanae* (Hoernes), *Neomegalodon triqueter* (Wulfen), polž *Worthenia solitaria* Bennecke, nadalje foraminifere *Triasina hantkeni* Majzon, *Involutina* sp. in alge (kodiaceje, solenopore, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri).

Talnino glavnega dolomita sestavlja plastoviti dolomit s polami skrilavega laporja in z alga *Poikiloporella duplicata* Pia, prehod iz retijskega dolomita v jurske plasti pa je zaradi enakomerne sedimentacije pogosto nejasen oziroma zvezen do srednjega liasa, ko se množično pojavijo ooliti in alga *Paleodasycladeus mediterraneus* (Pia) ter istočasno izginejo stromatolitne plasti.

Za zaporedje glavnega dolomita je značilno ciklično menjavanje 0,3 do 2 m debelih plasti mikritnega ali zrnatega dolomita in do največ 50 cm debelih horizontov dolomita s teksturami, ki so značilne za medplimsko okolje (intertidal environment), kot so stromatoliti, izsušitve pore, nadplimski konglomerat, onkoidi ter izsušitvene razpoke in poligoni. Skratka, dokaj podoben razvoj, kot ga poznamo iz loferskega faciesa. Glede na to, da so plasti z rdečo glino, intraformacijska breča in kraški fenomeni v glavnem dolomitu dokaj poredki, se naš glavni dolomit nekoliko razlikuje od klasičnega loferskega razvoja (Fischer, 1964).

Raziskava zajema podrobneje litofacialne tipe med- in nadplimskega sedimentacijskega okolja. Med stromatoliti prevladujejo drobnolaminirane oblike (cryptalgal laminite) nad »spužvastimi« oblikami. Stromatolitne plasti na terenu izstopajo po temnejši barvi, kljub temu da vsebujejo zelo malo (pod 0,1 %) organske snovi. Dolomit, ki nastopa v členu C posameznih ciklotem, je po sestavi mikrit, pelmikrit ali zrnat, je svetle barve in mineraloško zelo čist, saj vsebuje manj kot 0,5 % in največ 1,5 % nekarbonatne primesi.

Glavni dolomit je nastajal v zelo plitvem, lagunskem okolju zaprtega šelfa (»restricted environment«), kjer so se menjavale litoralne sedimentacijske razmere (med- in nadplimsko okolje) s podplimskimi. Tako menjavanje okolja je pogojevalo nastanek ciklotem. Nastanek ciklične sedimentacije je bil pogojen:

- s klimo (epizodično nihanje morske gladine)
- s počasnim tonjenjem karbonatne plošče (»bank model« sedimentacije)
- z uravnoteženjem med tonjenjem platforme in sedimentacijo.

Podobna sedimentacijska okolja, v kakršnih je nastajal glavni dolomit, opazujemo danes v Perzijskem zalivu in v delih Bahamskega šelfa.

Glede na debelino formacije glavnega dolomita ugotavljamo stopnjo sedimentacije približno na 0,1 mm/letno, podobno kot ugotavlja Fischer (1964) za loferski razvoj glavnega dolomita v Severnih Alpah.

Dachsteinski apnenec predstavlja lateralni različek glavnega dolomita. Ohranjen

je le tam, kjer apnenec ni zajela kasnodiaogenetska dolomitizacija in ga »spremenila« v glavni dolomit. Severno od raziskanega ozemlja, na Julijski karbonatni plošči, pa je apnenec močno razširjen in prevladuje nad dolomitom.

Formacijo dachsteinskega apnenca sestavljajo pretežno do 2 metra debele plasti svetlega biomikritnega in biosparitnega apnenca. Med fosili so najpomembnejše alge, foraminifere in ehinodermi.

Sedimentacijsko okolje dachsteinskega apnenca razlagamo s plitvim priobrežnim šelfom, oksidacijskimi razmerami in relativno nizkim energijskim indeksom. V primerjavi z glavnim dolomitom se je dachsteinski apnenec odlagal v bolj odprtem delu šelfa in nekaj metrov globljem okolju sublitorala. Na občasne med- in nadplimske razmere sedimentacije lahko zaključimo po sicer redkih stromatolitih plasteh in po izsušitvenih porah (fenestral limestone, loferite). Plasti s temi teksturnimi značilnostmi je večidel zajela zgodnjediaogenetska dolomitizacija.

Občasno je na karbonatni plošči v noriju in predvsem retiju prišlo do kratkotrajnih okopnitev njenih posameznih delov. V teh primerih se je razvil paleokras, za katerega so značilne korozijske kaverne ter intraformacijska breča.

Med **diagenetskimi značilnostmi** raziskanih plasti smo največjo pozornost posvetili karbonatnim cementom in dolomitizacijskim procesom. Po vrstah cementov lahko sklepamo na različna sedimentacijska in diagenetska okolja znotraj karbonatne plošče. Tako se npr. v nekaj vzorcih javlja gravitacijski cement, ki je značilen za meteorsko-vadozno okolje. Večji del apnenca pa je bil cementiran v morsko-freatičnem in meteorsko-freatičnem okolju.

Na osnovi regionalnih geoloških opazovanj kot tudi po mineraloških in geokemičnih analizah ločimo v glavnem dolomitu in dachsteinskem apnencu zgodnje – in kasnodiaogenetsko dolomitizacijo.

Zgodnjediaogenetska dolomitizacija kot po pravilu zajema tiste plasti, ki kažejo značilnosti med- in nadplimskega sedimentacijskega okolja, kot so stromatolitne plasti, apnenec z izsušitvenimi porami in laminiti. Ti dolomiti so drobnozrnati, večidel mikritni in imajo ohranjeno prvotno strukturo kamnine. Mineraloško kažejo slabo urejenost kristalne dolomitne rešetke (stopnja urejenosti po Goldsmithu in Grafu 1958b, se giblje med 0,2 in 0,5) in navadno vsebujejo presežek CaCO_3 nad MgCO_3 . Izotopske analize kažejo, da je dolomit obogaten s težkim izotopom kisika za 3 do 4‰ v primerjavi z apnencem iz prikamnine. Predvidevamo, da je večji del zgodnjediaogenetskega dolomita nastal v najbolj zgodnji fazi litifikacije karbonatnega sedimenta z modelom kapilarne koncentracije (»capillary concentration« oz. »evaporative pumping«), ko so se prvotne raztopine, bogate z Mg^{++} ioni kapilarno dvigale v sedimentu.

V nasprotju z omenjenimi plastmi zgodnjediaogenetskega dolomita lahko druge dolomitne plasti glavnega dolomita (člen C loferske cikloteme) opredelimo kot kasnodiaogenetske. Ta dolomit kaže boljše urejenost kristalne rešetke (0,4 do 0,7) ter stehiometrično mineralno sestavo, lokalno celo z rahlim presežkom MgCO_3 . Prvotna struktura kamnine je večidel zabrisana. Dolomit je bolj debelozrnat, povečini s saharoidnim izgledom in je nekoliko porozen (do 5% medzrnskih por, nastalih pri dolomitizaciji kamnine). Pri razlagi dolomitizacije glavnega dolomita se regionalno-geološko postavljata v ospredje naslednji dve vprašanji:

- obdobje, v katerem je prišlo do popolne dolomitizacije prvotnega apnenca in
- mehanizem oz. model kasnodiaogenetske dolomitizacije.

Po terenskih opazovanjih lahko sklepamo, da je prišlo do popolne dolomitizacije glavnega dolomita relativno zelo kmalu, še v noriju in retiju. To lahko sklepamo po

tem, da v liasnih brečah v dveh profilih na Trnovskem gozdu in na Banjški planoti opazujemo poleg apnenčevih blokov in kosov tudi popolnoma dolomitizirane bloke dolomita.

Težje določljiv kot čas dolomitizacije je dolomitizacijski model za nastanek glavnega dolomita. Glede na novejša raziskave obsežnih dolomitnih kompleksov je nastanek tako velike kamninske mase, kot je formacija glavnega dolomita Južnih Alp, najbolj primeren model mešanja morskih in sladkovodnih pornih raztopin (»model podzemnega mešanja« oz. »dorag« model dolomitizacije po Badiozamaniju, 1973).

Vsi vzorci apnenca in dolomita so bili **geokemično** raziskani na naslednje glavne in sledne prvine: Ca, Mg, Sr, Fe, Mn, Na in Zn. Na podlagi rezultatov analiz smo skušali interpretirati procese, ki so vplivali na današnjo vsebnost omenjenih elementov. Glede na mineralno sestavo, mikrofacies in diagenetske značilnosti so raziskani vzorci razdeljeni v tri skupine: čiste apnenice, dolomitizirane apnenice, ki jih je zajela zgodnjediagenetska dolomitizacija, in čiste dolomite (kasnodigenetske dolomite).

Koncentracija stroncija in natrija se je v primerjavi z recentnimi sedimenti že v fazi zgodnje diageneze znižala za 50 do 100 krat, pri čemer vsebuje dolomit v primerjavi z apnencem v končni fazi diageneze približno polovico vsebnosti stroncija. Dolomitizacijski procesi, posebno zgodnja diageneza, niso znižali vsebnosti natrija v dolomitu v tolikšni meri kot v apnencu. Vzrok temu so bile slane porne raztopine v procesu dolomitizacije sedimenta z visokima razmerjema Na/Ca in Mg/Ca. Apnenec vsebuje v povprečju 30–40 ppm Na, zgodnjediagenetski dolomiti do 500 ppm in kasnodigenetski dolomit okrog 100 ppm Na.

Pri železu in manganu je prišlo do zelo rahle obogatitve (do 50 %) obeh elementov v dolomitu, posebno med zgodnjediagenetsko dolomitizacijo, v primerjavi z apnencem.

V splošnem se vsebnosti analiziranih slednih prvin v raziskanih vzorcih norijsko-retijskega karbonatnega kompleksa slovenskih Dinaridov gibljejo v mejah dosedaj znanih in objavljenih literaturnih podatkov.

V 32 izbranih vzorcih je bila raziskana izotopska sestava kisika in ogljika. Apnenci, ki niso bili posebno prizadeti z diagenetskimi procesi, govorijo na raziskanem prostoru za paleotemperaturo v noriju in retiju med 21 in 30 °C, s poprečjem okrog 24 °C. Zgodnjediagenetski dolomiti so obogateni s težkim izotopom kisika za 3–4 ‰, medtem ko so kasnodigenetski dolomiti in dolomitni cementi obogateni z lahkim izotopom kisika (vpliv meteorskih pornih vod).

Danksagung

Die vorliegende Arbeit konnte dank der langjährigen Zusammenarbeit zwischen dem Institut für Sedimentforschung der Universität Heidelberg und dem Institut für Geologie, Geotechnik und Geophysik der geologischen Anstalt (Geološki zavod Ljubljana) realisiert werden.

Herrn Prof. Dr. G. Müller, Direktor des Instituts für Sedimentforschung der Universität Heidelberg, der stets für Diskussionen aufgeschlossen war und viele wertvolle Hinweise gab, möchte der erste Autor für die Möglichkeit seines einjährigen Aufenthalts im Institut bestens danken. Ebenfalls möchte er Herrn Prof. Dr. R. Koch vom gleichen Institut (jetzt im Institut für Paläontologie, Erlangen) für alle freundschaft-

haftliche Hilfsleistungen und Diskussionen bei der Endfassung der Dissertation-Arbeit herzlich danken.

Besonderen Dank schulden wir Herrn Prof. Dr. S. Buser von der Universität Ljubljana für die Führung im Gelände, sowie für die Redaktionskorrekturen und die Vorschläge bei der Publikation. Für zahlreiche Diskussionen danken wir noch den Kollegen vom Geološki zavod Ljubljana Herrn Dipl. Ing. K. Grad und besonders Herrn Dipl. Ing. J. Štern, der auch die deutsche Übersetzung der ersten Rohschrift der Arbeit vorgenommen hatte.

Herrn Prof. Dr. J. Hoefs im Geochemischen Institut der Universität Göttingen und Herrn Prof. Dr. T. Dolenec im Institut Jožef Stefan Ljubljana danken wir für die Analysen der O- und C-Isotopen, sowie Frau Dipl. Ing. L. Šribar (Geološki zavod Ljubljana) für die paläontologischen Bestimmungen von Foraminiferen.

Das Aufbaustudium des ersten Autors in Heidelberg (1973/74) und somit die Durchführung der vorliegenden Arbeit wurde durch die finanzielle Hilfe des Deutschen Akademischen Austauschdienstes (DAAD) sowie des Ministeriums für Wissenschaft und Technologie (MZT) der Republik Slowenien ermöglicht, wofür wir den beiden Institutionen unseren besten Dank aussprechen.

Literatur

Adams, J. E. & Rhodes, M. L. 1960, Dolomitization by seepage refluxion. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 44, 1912–1921, Tulsa.

Aitken, J. D. 1967, Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. Jour. Sed. Petrol., 37, 1163–1178, Tulsa.

Alderman, A. R. & Skinner, H. C. W. 1957, Dolomite, sedimentation in the southeast of South Australia. Amer. Jour. Sci., 225, 561–567, New Haven.

Archie, G. E. 1952, Classification of carbonate reservoir rocks and petrophysical considerations. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 36/2, 278–298, Tulsa.

Assereto, R. & Folk, R. L. 1976, Brick-like texture and radial rays in Triassic pisolites of Lombardy, Italy; a clue to distinguish ancient aragonitic pisolites. Sediment. Geol., 16, 205–222, Amsterdam.

Assereto, R. L. & Kendall, C. G. St. C. 1977, Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. Sedimentology, 24, 153–210, Oxford.

Babić, L. 1968, O triasu Gorskog kotara i susjednih područja. Geol. vjesnik, 21, 11–18, Zagreb.

Babić, L. 1970, Sphaerocodium or onkoids from the Upper Triassic dolomite of Western Yugoslavia? Geološki vjesnik, 23, 11–21, Zagreb.

Radiozamani, K. 1973, The Dorag dolomitization model – application to the Middle Ordovician in Wisconsin. Jour. Sed. Petrol., 43, 965–984, Tulsa.

Radiozamani, K., McKenzie, F. T. & Thorstensen, D. C. 1977, Experimental carbonate cementation: salinity, temperature and vadosephreatic effects. Jour. Sed. Petrol., 47, 529–542, Tulsa.

Bathurst, R. G. C. 1971, Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in Sedimentology, 12, Elsevier Publ. Co., 620p., Amsterdam.

Bausch, W. M. 1965, Strontiumgehalte in Süddeutschen Malmkalken. Geol. Rundschau, 55, 86–96, Stuttgart.

Bausch, W. M. 1968, Outlines of distribution of strontium in marine limestones. In: G. Müller & G. M. Friedman (eds.), Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe. Springer Verlag, 106–115, Berlin.

Bechstädt, T. 1974, Sind Stromatactis und radiaxial-fibröser Calzit Faziesindikatoren? N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 11, 643–663, Stuttgart.

Bechstädt, T. 1975, Zyklische Sedimentation im erzführenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 149/1, 73–95, Stuttgart.

Behrens, E. & Land, L. S. 1972, Subtidal Holocene dolomite, Baffin Bay, Texas. Jour. Sed. Petrol., 42/1, 155–161, Tulsa.

- Bencini, A. & Turi, A. 1974, Mn distribution in the Mesozoic carbonate rocks from Lima Valley, Northern Apennines. *Jour. Sed. Petrol.*, 44/3, 774–782, Tulsa.
- Berner, R. A. 1965, Dolomitization of the Mid-Pacific atolls. *Science*, 147, 1297–1299, Washington.
- Berner, R. A. 1971, *Principles of Chemical Sedimentology*. Mc Graw-Hill, 240p., New York.
- Bernouilli & Wagner, C. W. 1971, Subaerial diagenesis and fossil caliche deposits in the Calcare Massiccio Formation (Lower Jurassic, Central Apennines, Italy), *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 138, 135–149, Stuttgart.
- Billings, G. K. & Ragland, P. C. 1968, Geochemistry and mineralogy of the recent reef and lagoonal sediments south of Belize (British Honduras). *Chem. Geology*, 3, 135–153, Amsterdam.
- Blatt, H., Middleton, G. & Murray, R. 1980, *Origin of Sedimentary Rocks* (2nd edition). Prentice Hall Publ. Co., 782p., New Jersey.
- Bosellini, A. 1965, Analisi petrografica della «Dolomia Principale» nel gruppo di Sella (Regione Dolomitica). *Mem. Geopaleont. d'Univ.*, 1/2, 49–109, Ferrara.
- Bosellini, A. 1967, La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete). *Boll. Soc. Geol. It.*, 68/2, 133–169, Roma.
- Bosellini, A. & Rossi, D. 1974, Triassic carbonate buildups of the Dolomites, Northern Italy. In: I. F. Laporte (ed.), *Reefs in time and space*. *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, 18, 209–233, Tulsa.
- Bricker, O. P. (ed.) 1971, *Carbonate Cements*. John. Hopkins Univ. Stud. Geol., 19, 376p., Baltimore-London.
- Brock, T. D. 1976, Environmental microbiology of living stromatolites. In: M. R. Walter (ed.), *Stromatolites. Dev. in Sedimentology*, 20, Elsevier Publ. Co., 790p., Amsterdam.
- Broecker, W. S. & Takahashi, T. 1966, Calcium carbonate precipitation on the Bahama Banks. *J. Geophys. Res.*, 71, 1575–1602, London.
- Buggisch, W. 1974, Die Bellerophonschichten der Reppwand (Gartner-Kofel), Oberperm, Karnische Alpen. *Carinthia II*, 164/84, 17–26, Klagenfurt.
- Buser, S. 1965a, Geološka zgradba južnega dela Ljubljanskega barja in njegovega obrobja. *Geologija*, 8, 34–57, Ljubljana.
- Buser, S. 1965b, Biološke razmere v Trnovskem gozdu. *Geografski vestnik*, 37, 128–135, Ljubljana.
- Buser, S. 1966, Starost plasti z algo *Sphaerocodium bornemanni* Rothpletz v slovenskih zunanjih Dinaridih. *Geologija*, 9, 385–389, Ljubljana.
- Buser, S. 1968a, Osnovna geološka karta SFRJ, list Gorica 1 : 100.000, Zvezni geol. zavod Beograd.
- Buser, S. 1968b, Osnovna geološka karta SFRJ, list Ribnica 1 : 100.000, Zvezni geol. zavod Beograd.
- Buser, S. 1971, Zaključno poročilo o izdelavi osnovne geološke karte lista Tolmin na Idrijskem področju v letu 1970. *Arhiv GZ Ljubljana*, 46p. Ljubljana.
- Buser, S. 1973, Tolmač k osnovni geološki karti SFRJ, list Gorica–Palmanova 1 : 100.000, 50p., Beograd.
- Buser, S. 1974a, Tolmač k osnovni Geološki karti SFRJ, list Ribnica 1 : 100.000, 60p., Beograd.
- Buser, S. 1974b, Zaključno poročilo o izdelavi osnovne geološke karte SFRJ lista Tolmin v letu 1973. *Arhiv GZ Ljubljana*, 25p., Ljubljana.
- Buser, S. 1976, Tektonska zgradba južnozahodne Slovenije (Tektonischer Aufbau Südwest-Sloveniens). 8. jugosl. geol. Kongr. Bled 1974, 3, 45–58, Ljubljana.
- Buser, S. 1986a, Tolmač k osnovni geološki karti SFRJ, list Tolmin in Videm 1:100.000, 103 p., Beograd.
- Buser, S. 1986b, Osnovna geološka karta SFRJ, list Tolmin in Videm 1:100.000, Zvezni geol. zavod Beograd.
- Buser, S. 1987, Development of the Dinaric and the Julian carbonate platforms and of the intermediate Slovenian basin (NW Yugoslavia). *Mem. Soc. Geol. Ital.* 40, 313–320, Roma.
- Buser, S., Grad, K. & Pleničar, M. 1967, Osnovna geološka karta SFRJ, list Postojna 1:100.000, Zvezni geol. Zavod Beograd.
- Buser, S. & Radoičić, R. 1975, Prispevki za paleogeografijo področja med Tolminom in Ljubljano od triasa do eocena. II. *Geol. zn. skup. znanst. savj. naftu JAZU*, p.1 (Abstr.), Zagreb.
- Bulter, G. P. 1973, Strontium geochemistry of modern and ancient calcium sulphate minerals. In: B. H. Purser (ed.), *The Persian Gulf*. Springer Verlag, 423–452, Berlin.

- Caron, M. & Cousin, M. 1972, Le sillon slovène: les formations terrigènes crétacées unités externes au Nord-Est de Tolmin (Slovénie occidentale). *B.S.G.F.*, 7/14, 34–45, Paris.
- Catalano, R., D'Argenio, B. & Lo Cicero, G. 1974, I ciclotemi di Capo Roma (Monti di Palermo). *Geologica Romana*, 13, 125–145, Roma.
- Chafetz, H. S. & Butler, J. C. 1980, Petrology of recent caliche pisolites, spherulites and speleothem deposits from Central Texas. *Sedimentology*, 27, 497–518, Oxford.
- Chilingar, G. V. 1956, Relationship between Ca/Mg ratio and geologic age. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 40, 2256–2266, Tulsa.
- Chilingar, G. V. 1957, Classification of limestones and dolomites on basis of Ca/Mg ratio. *Jour. Sed. Petrol.*, 27/1, 69–74, Tulsa.
- Chilingar, G. V., Bissell, H. J. & Wolf, K. H. 1967, Diagenesis of carbonate rocks. In: G. Larsen & G. V. Chilingar (eds.), *Diagenesis in Sediments. Developments in Sedimentology*, 8, Elsevier Publ. Co., 179–322, Amsterdam.
- Choquette, P. W. & Pray, L. C. 1970, Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 54, 207–250, Tulsa.
- Choquette, P. W. & Steinen, R. P. 1980, Mississippian non-supratidal dolomite, Ste. Genevieve limestone, Illinois basin: Evidence for mixed water dolomitization. In: D. H. Zenger, J. B. Dunham & R. L. Ethington (eds.), *Concepts and models of dolomitization. Soc. econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 28, 163–196, Tulsa.
- Clayton, R. N., Jones, B. F. & Berner, R. A. 1968, Isotope studies of dolomite formation under sedimentary conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, 415–432, New York.
- Cook, P. J. 1973, Supratidal environment and geochemistry of some recent dolomite concretions, Broad Sound, Queensland, Australia. *Jour. Sed. Petrol.*, 43, 998–1011, Tulsa.
- Craig, H. 1961, Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, 133, 1833–1834, Washington.
- Davies, P. J. 1972, Trace element distribution in reef and subreef rocks of Jurassic age in Britain and Switzerland. *Jour. Sed. Petrol.*, 42, 183–194, Tulsa.
- Davies, P. J. & Ferguson, J. 1975, Dolomite and organic material. *Nature*, 255, 472–473, London.
- Deffeyes, K. S., Lucia, F. J. & Weyl, P. K. 1965, Dolomitization of Recent and Pliocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire, Netherlands Antilles. In: L. C. Pray & R. C. Murray (eds.), *Dolomitization and limestone diagenesis, a symposium. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, 13, 71–88, Tulsa.
- Degens, E. T. 1976, Stable isotope distribution in carbonates. In: G. V. Chilingar, H. J. Bissell & R. W. Fairbridge (eds.), *Carbonate Rocks; Developments in Sedimentology. Elsevier Publ. Co.*, 9B, 193–208, Amsterdam.
- Degens, E. T. & Epstein, S. 1964, Oxygen and carbon isotope ratios in coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 23–47, New York.
- Dunham, R. J. 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W. E. Ham (ed.), *Classification of Carbonate Rocks, a Symposium. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 1, 108–122, Tulsa.
- Dunham, R. J. 1969, Vadose pisolites in the Capitan Reef (Permian), New Mexico and Texas. In: G. M. Friedman (ed.), *Depositional Environments in Carbonate Rocks. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, 14, 182–191, Tulsa.
- Epstein, S. & Mayeda, T. 1953, Variation of O^{18} content of waters from natural sources. *Geochim. et. Cosmochim. Acta*, 4, 213–224, New York.
- Esteban, C. M. 1976, Vadose pisolite and caliche. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 60, 2048–2057, Tulsa.
- Evamy, B. D. 1973, The precipitation of aragonite and its alteration to calcite on the Trucial Coast of the Persian Gulf. In: B. H. Purser (ed.), *The Persian Gulf. Springer Verlag*, 329–341, Berlin.
- Fabricius, F., Friedrichsen, H. & Jacobshagen, V. 1970, Zur Methodik der Paläotemperatur-Ermittlung in Obertrias und Lias der Alpen und benachbarten Mediteran-Gebieten. *Verh. Geol. B. A.*, 4, 583–593, Wien.
- Fairbridge, R. W. 1957, The dolomite question. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 5, 125–178, Tulsa.
- Fischer, A. G. 1964, The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. In: D. F. Meier (ed.), *Symposium on cyclic sedimentation. Kansas Geol. Soc. Bull.*, 169/1, 107–150, Lawrence.
- Fischer, A. G. 1975, Tidal deposits, Dachstein limestone of the North Alpine Triassic. In: R. N. Ginsburg (ed.), *Tidal Deposits. Springer Verlag*, 235–242, Berlin.

- Flügel, E. 1963, Zur Mikrofazies der Alpenen Trias. *Jb. Geol. B. A.*, 106, 205–228, Wien.
- Flügel, E. 1972, Mikrofazielle Untersuchungen in der Alpenen Trias, Methoden und Probleme. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, 9–64, Innsbruck.
- Flügel, E. 1978, Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. Springer Verlag, 454p., Berlin.
- Flügel, E. 1981, Paleoecology and facies of Upper Triassic reefs in the Northern Calcareous Alps. In: D. F. Toomey (ed.), *European fossil reef models. SEPM Spec. Publ.*, 30, 291–359, Tulsa.
- Flügel, E. & Ramovš, A. 1961, Fossilinhalt und Mikrofazies des Dachsteinkalkes (Ober Trias) im Begunjščica-Gebirge, S-Karawanken (NW Slowenien, Jugoslawien). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 287–294, Stuttgart.
- Flügel, H. W. & Wedepohl, K. H. 1967, Die Verteilung des Strontiums in Oberjurassischen Karbonatgesteinen der nördlichen Kalkalpen. *Contr. Mineral. Petrol.*, 14, 229–249, Heidelberg.
- Folk, R. L. 1965, Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: L. C. Pray & R. C. Murray (eds.), *Dolomitization and Limestone Diagenesis. A Symposium. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, 13, 14–48, Tulsa.
- Folk, R. L. 1974, The natural history of crystalline calcium carbonate: Effect of magnesium content and salinity. *Jour. Sed. Petrol.*, 44/1, 40–53, Tulsa.
- Folk, R. L. & Land, L. S. 1975, Mg/Ca ratio and salinity: Two controls over crystallization of dolomite. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 59, 60–68, Tulsa.
- Frakes, L. A. 1979, *Climates throughout geologic time.* Elsevier Sci. Publ. Co., 310p., Amsterdam.
- Friedman, G. M. 1964, Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. *Jour. Sed. Petrol.*, 34, 777–813, Tulsa.
- Friedman, G. M. 1968, The fabric of carbonate cement and matrix and its dependence on the salinity of water. In: G. Müller & G. M. Friedman (eds.), *Recent developments in carbonate sedimentology in central Europe.* Springer Verlag, 11–20, Berlin.
- Friedman, G. M., 1969, Trace elements as possible environmental indicators in carbonate sediments. In: G. M. Friedman (ed.), *Depositional environments in carbonate rocks.* Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 14, 193–200, Tulsa.
- Friedman, G. M., 1980, Dolomite is an evaporite mineral: Evidence from the rock record and from sea marginal ponds of the Red Sea. In: D. H. Zenger, J. B. Dunham & R. L. Ethington (eds.), *Concepts and models of dolomitization.* Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 28, 69–80, Tulsa.
- Friedman, I. & O'Neil, J. R. 1977, Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: Fleischer M. (ed.), *Data of Geochemistry*, 6th ed., U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 440, Washington.
- Friedman, G. M. & Sanders, J. E. 1967, Origin and occurrence of dolostones. In: G. V. Chilingar, H. J. Bissell & R. W. Fairbridge (eds.), *Carbonate rocks. Part A: Origin, occurrence and classification.* Developments in Sedimentology 9A, Elsevier Publ. Co., 267–348, Amsterdam.
- Friedman, G. M. & Sanders, J. E. 1978, *Principles of sedimentology.* John Wiley and Sons, 792p., New York.
- Fritz, P. & Katz, A. 1972, The sodium distribution of dolomite crystals. *Chem. Geology*, 10, 237–244, Amsterdam.
- Fritz, P. & Smith, D. G. W. 1970, The isotopic composition of secondary dolomites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 1161–1173, New York.
- Fruth, T. & Scherreiks, R. 1975, Facies and geochemical correlations in the Upper Hauptdolomit (Norian) of the Eastern Lechtaler Alps. *Sed. Geology*, 13/1., 27–45, Tulsa.
- Füchtbauer, H. (ed.) 1969, *Lithification of carbonate sediments.* Pts. 1 and 2. *Sedimentology*, 12, 7–159, 163–322, Oxford.
- Füchtbauer, H. 1980, Experimental precipitations of ferroan calcites. 1st Europ. Inter. Sedim. Congr., 170 (Abstr.), Bochum.
- Füchtbauer, H. & Goldschmidt, H. 1965, Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite. *Geol. Rundschau*, 55, 29–40, Stuttgart.
- Füchtbauer, H. & Müller, G. 1970, *Sedimente und Sedimentgesteine.* Sediment-Petrologie, Teil 2. Schweizerbart'sche Verl., 784 p., Stuttgart.
- Fülöp, J. 1976, The Mesozoic Basement Horst Blocks of Tata. *Geol. Hungarica*, 16, Inst. Geol. Hung., 228p., Budapest.
- Gaines, A. M. 1980, Dolomitization kinetics: Recent experimental studies. In: D. H.

Zenger, J. B. Dunham & R. L. Ethington (eds.), Concepts and models of dolomitization. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 28, 81–86, Tulsa.

Gavish, E. & Friedman, G. M. 1969, Progressive diagenesis in Quaternary to Late Tertiary carbonate sediments: Sequence and time scale. Jour. Sed. Petrol., 39/3, 980–1006, Tulsa.

Gebelein, C. D. 1969, Distribution, morphology and accretion rate of Recent subtidal algal stromatolites, Bermuda. Jour. Sed. Petrol., 39/1, 49–69, Tulsa.

Gebelein, C. D. 1976, Open marine subtidal and intertidal stromatolites (Florida, the Bahamas and Bermuda). In: M. R. Walter (ed.), Stromatolites. Developments in Sedimentology, 20, Elsevier Publ. Co., 790 p., Amsterdam.

Gebelein, C. D. & Hoffman, P. 1973, Algal origin of dolomite laminations in stromatolitic limestone. Jour. Sed. Petrol., 43, 603–613, Tulsa.

Ginsburg, R. N. & Hardie, L. A. 1975, Tidal and storm deposits northwestern Andros Island, Bahamas. In: R. N. Ginsburg (ed.), Tidal Deposits. Springer Verlag, 201–208, Berlin.

Goldsmith, J. R. & Graf, D. L. 1958a, Structural and compositional variations in some natural dolomites. Jour. Geology, 66, 678–693, Chicago.

Goldsmith, J. R. & Graf, D. L. 1958b, Relation between lattice constants and composition of Ca-Mg carbonates. Amer. Mineralog., 43, 84–101, Washington.

Goldsmith, J. R., Graf, D. L. & Joensuu, O. I. 1955, The occurrence of magnesian calcites in nature. Geochim. Cosmochim. Acta, 7, 212–230, New York.

Golubic, S. 1976a, Organisms that build stromatolites. In: M. R. Walter (ed.), Stromatolites. Developments in Sedimentology, 20, Elsevier Publ. Co., 790 p., Amsterdam.

Golubic, S. 1976b, Taxonomy of extant stromatolite building cyanophytes. In: M. R. Walter (ed.), Stromatolites. Development in Sedimentology, 20, Elsevier Publ. Co., 790 p., Amsterdam.

Goodell, H. G. & Garman, R. K. 1969, Carbonate geochemistry of superior Deep Test Well, Andros Island, Bahamas. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 53/3, 513–536, Tulsa.

Gökdağ, H. 1974, Sedimentpetrographische und isopenchemische (O^{18} , C^{13}) Untersuchungen im Dachsteinkalk (Oberror-Rät) der Nördlichen Kalkalpen. Dissertation Marburg/Lahn, 156 p.

Graf, D. L. & Goldsmith, J. R. 1956, Some hydrothermal syntheses of dolomite and protodolomite. Jour. Geology, 64, 173–186, Chicago.

Ham, W. E. 1952, Algal origin of the »birdseye« limestone in the Mc-Lish Formation, Oklahoma AC. Soc. Proc., 33, 200–203 (Zit. nach Deelman, J. C., 1972).

Hanshaw, B. B., Back, W. & Deike, R. G. 1971, A geochemical hypothesis for dolomitization by ground water. Econ. Geology, 66, 710–724.

Hardie, L. A. 1987, Dolomitization: a critical view of some current views Jour. Sed. Petrol., 57, 166–183, Tulsa.

Harris, P. M., Kendall, C. G. St. C. & Lerche, I. 1985, Carbonate cementation - a brief review. In: N. Schneidermann & P. M. Harris (eds.) Carbonate Cements. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 36, 17–31, Tulsa.

Herak, M., Sokač, B. & Ščavničar, B. 1967, Correlation of the Triassic in SW Lika, Paklenica and Gorski Kotar (Croatia). Geol. sbornik, XVIII/2, 189–202, Bratislava.

Hoefs, J. 1973, Stable isotope geochemistry. Springer Verlag, 140 p., Berlin.

Hsü, K. & Siegenthaler, Ch. 1969, Preliminary experiments on hydrodynamic movement by evaporation and their bearing on dolomite problem. Sedimentology, 12, 11–25, Oxford.

Illing, L. V., Wells, A. J. & Taylor, J. C. M. 1965, Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. In: L. C. Pray & R. C. Murray (eds.), Dolomitization and limestone diagenesis, a symposium. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., 13, 89–111, Tulsa.

Irion, G. & Müller, G. 1968, Huntite, dolomite, magnesite and polyhalite of Recent age from Tuz Gölü, Turkey. Nature, 220, 1309–1310, London.

James, H. P. 1972, Holocene and Pleistocene calcareous crust (caliche) profiles: Criteria for subaerial exposure. Jour. Sed. Petrol., 42, 817–836, Tulsa.

Kendall, A. C. 1978, Subaqueous evaporites. In: R. G. Walker (ed.), Facies models. Geol. Ass. Canada, 159–174, Toronto.

Kinsman, D. J. J. 1969, Interpretation of Sr^{2+} concentrations in carbonate minerals and rocks. Jour. Sed. Petrol., 39, 486–508, Tulsa.

Kinsman, D. J. J. & Holland, H. D. 1969, The co-precipitation of cations with $CaCO_3$ – IV. The co-precipitation of Sr^{2+} with aragonite between 16° und 96°C. Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 1–17, New York.

- Kitano, Y., Okumura, M. & Idogaki, M. 1975, Incorporation of sodium, chloride and sulfate with calcium carbonate. *Geochim. Jour.*, 9, 75–84.
- Koch, R. 1977, Mikrofazielle Untersuchungen in der Kreide Sloweniens. Dissert. Univ. Heidelberg, 123p., Heidelberg.
- Koch, R. & Schorr, M. 1986, Diagenesis of Upper Jurassic sponge-algal reefs in SW Germany. In: J. H. Schröder & B. Purser (eds.), *Reef Diagenesis*. Springer Verlag, 224–244, Berlin, Heidelberg.
- Konrad, J. G., Chesters, G. & Keeney, D. R. 1970, Determination of organic and carbonate carbon in freshwater lake sediments by a microcombustion procedure. *Jour. Therm. Anal.*, 2, 199–208, London.
- Kossmat, F. 1898, Die Triasbildungen der Umgebung von Idria und Gereuth. *Verh. d. Geol. R. A.*, 86–104, Wien.
- Kossmat, F. 1905, Erläuterungen zur geologischen Karte der österr.-ungar. Monarchie. SW Gruppe, Nr. 98, Haidenschaft und Adelsberg. Wien.
- Kossmat, F. 1906, Das Gebiet zwischen dem Karst und dem Zuge der Julischen Alpen. *Jahrb. d.k.k. geol. R. A.*, 259–276, Wien.
- Kossmat, F. 1920, Geologische Karte 1:75.000, Tolmein, Wien.
- Kranz, J. 1973, Die Strontium-Verteilung in den Arlbergsschichten (Oberes Ladin) des Klostertales (Vorarlberg/Nördliche Kalkalpen). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 3, 170–187, Stuttgart.
- Kranz, J. 1976, Strontium – ein Fazies-Diagenese-Indikator im Oberen Wettersteinkalk (Mittel Trias) der Ostalpen. *Geol. Rundschau*, 65/2, 593–615, Stuttgart.
- Land, L. S. 1973a, Holocene meteoric dolomitization of Pleistocene limestones, North Jamaica. *Sedimentology*, 20, 411–424, Oxford.
- Land, L. S. 1973b, Contemporaneous dolomitization of Middle Pleistocene reefs by meteoric water, North Jamaica. *Bull. Mar. Sci.*, 23, 64–92.
- Land, L. S. 1983, Dolomitization. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Education Course Note Ser.*, 24, 1–20, Tulsa.
- Land, L. S. & Epstein, S. 1970, Late Pleistocene diagenesis and dolomitization, North Jamaica. *Sedimentology*, 14, 187–200, Oxford.
- Land, L. S. & Hoops, G. K. 1973, Sodium in carbonate sediments and rocks: A possible index to the salinity of diagenetic solutions. *Jour. Sed. Petrol.*, 43/3, 614–617, Tulsa.
- Laporte, L. F. & Imbrie, J. 1964, Phases and facies in the interpretation of cyclic deposits. In: D. F. Merriam (ed.), *Symposium on cyclic sedimentation*. Geol. Survey Kansas Bull., 169/1, 249–263, Lawrence.
- Leonardi, P. 1967, *Le Dolomiti*. Geologia dei monti tra Isarco e Piave: two volumes. Nat. Res. Council, 1019p., Roma.
- Lipold, M. V. 1858, Geologische Manuskriptkarte 1:75.000 Weichselburg–Zirknitz; Wien.
- Lippmann, F. 1973, *Sedimentary carbonate minerals*. Springer Verlag, 228 p., Berlin.
- Logan, B. W., Hoffman, P. & Gebelein, C. D. 1974, Algal mats, cryptalgal fabrics and structures, Hamelin Pool, Western Australia. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 22, 140–194, Tulsa.
- Logan, B. W., Rezak, R. & Ginsburg, R. N. 1964, Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Jour. Geology*, 72, 68–83, Chicago.
- Longman, M. W. 1980, Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 64/4, 461–487, Tulsa.
- Lucia, F. J. 1968, Recent sediments and diagenesis of South Bonaire, Netherlands Antilles. *Jour. Sed. Petrol.*, 38, 845–858, Tulsa.
- Macintyre, I. G. 1984, Extensive submarine lithification in a cave in the Belize Barrier Reef Platform. *Jour. Sed. Petrol.*, 54, 221–235, Tulsa.
- Matavelli, L., Chilingarian, G. V. & Storer, D. 1969, Petrography and diagenesis of the Taormina formation, Gela oil field, Sicily (Italy). *Sedimentary Geology*, 3, 59–86, Amsterdam.
- Mc Crea, J. M. 1950, On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Jour. Chem. Physics*, 18, 549–587, Oxford.
- Milliman, J. D. 1974, *Marine carbonates; recent sedimentary carbonates*. Springer Verlag, 375 p., Berlin.
- Mlakar, I. 1969, Krovna zgradba idrijsko-žirovskega ozemlja. *Geologija*, 12, 5–72, Ljubljana.
- Möller, P. & Kubanek, F. 1976, Role of magnesium in nucleation process of calcite, aragonite and dolomite. *N. Jb. Miner. Abh.*, 126, 199–220, Stuttgart.

- Moore, C. H. 1989, Carbonate Diagenesis and Porosity. Develop. in Sedimentol., 46, 338 p., Amsterdam.
- M' Rabet, A. 1981, Differentiation of environments of dolomite formation, Lower Cretaceous of Central Tunisia. Sedimentology, 28, 331–352, Oxford.
- Muir, M., Lock, D. & Von der Borch, C. 1980, The Coorong model for penecontemporaneous dolomite formation in the Middle Proterozoic Mc Arthur Group, Northern Territory, Australia. In: D. H. Zenger, J. B. Dunham & R. L. Ethington (eds.), Concepts and models of dolomitization. Soc. Econ. Paleont. Mineralog. Spec. Publ., 28, 51–68, Tulsa.
- Müller, G. 1962, Zur Geochemie des Strontiums in ozeanen Evaporiten unter besonderer Berücksichtigung der sedimentären Coelestinlagerstätten von Hemmelte–West (Süd–Oldenburg). Geologie, 11/35, 1–90, Bruxelles.
- Müller, G. 1971, »Gravitational« cement: An indicator for the vadose zone of the subaerial diagenetic environment. In: O. P. Bricker (ed.), Carbonate Cements. Johns Hopkins Univ. Stud. Geol., 19, 301–302, Baltimore.
- Müller, G. & Förstner, U. 1975, Recent dolomite formation in nonmarine environments. IXth Int. Congr. Sedim., 2, 101–108, Nice.
- Müller, G., Irion, G. & Förstner, U. 1972, Formation and diagenesis of inorganic Ca–Mg carbonates in the lacustrine environment. Naturwissenschaften, 59, 158–164, Berlin.
- Müller, G. & Tietz, G. 1971, Regressive diagenesis in Pleistocene eolianites from Fuerteventura, Canary Islands. Sedimentology, 22, 486–496, Oxford.
- Müller, G., Schöll, W. U. & Tietz, G. 1973, Diagenetic development of Precambrian Limestone as interpreted from a modern analogue. Sedimentology, 20, 529–537, Oxford.
- Müller, G. & Tietz, G. 1971, Dolomite replacing »Cement A« in biocalcarenes from Fuerteventura, Canary Islands, Spain. In: O. P. Bricker (ed.), Carbonate Cements. Johns Hopkins Univ. Stud. Geol., 19, 327–329, Baltimore.
- Müller-Jungbluth, W. U. 1968, Sedimentary petrologic investigation of the Upper Triassic »Hauptdolomit« of the Lechtal Alps, Tyrol, Austria. In: G. Müller & G. W. Friedman (eds.), Carbonate Sedimentology in Central Europe. Springer Verlag, 228–239, Berlin.
- Northrop, D. & Clayton, R. N. 1966, Oxygen-isotope fractionations in system containing dolomite. Jour. Geology, 74, 174–196, Chicago.
- Ogorelec, B. 1975, Mikrofazične, mineraloške in geokemične značilnosti dachsteinskega apnenca na območju Trnovskega gozda in Banjske planote. Mezozoik v Sloveniji. I. f. Arhiv GZL in FNT Ljubljana, 31p., Ljubljana.
- Ogorelec, B. 1976, Sedimentološki razvoj zgornjetriasnega dolomita v zahodnem delu Dinaridov Slovenije. Mezozoik v Sloveniji. II. f. Arhiv GZL in FNT, 53p., Ljubljana.
- Ogorelec, B. 1988, Mikrofazies, Geochemie und Diagenese des Dachsteinkalkes und Hauptdolomits in Süd–West–Slowenien, Jugoslawien. Dissertation, Univ. Heidelberg, 173 p., Heidelberg.
- Ogorelec, B. & Rothe, P. 1979, Diagenetische Entwicklung und faziesabhängige Na–Verteilung in Karbonat–Gesteinen Sloweniens. Geol. Rundschau, 68/3, 965–978, Stuttgart.
- Peterson, M. N. A. & Von der Borch, C. C. 1965, Chert: Modern inorganic deposition in a carbonate precipitating locality. Science, 149, 1501–1503, Washington.
- Pingitore, N. E., Jr. 1978, The behavior of Zn^{2+} and Mn^{2+} during carbonate diagenesis: theory and applications. Jour. Sed. Petrol., 48/3, 799–814, Tulsa.
- Placer, L. 1981, Geologic structure of southwestern Slovenia. Geologija, 24/1, 17–60, Ljubljana.
- Pleničar, M., Buser, S. & Grad, K. 1970, Tolmač k osnovni geološki karti SFRJ, List Postojna 1:100.000. 62 p., Beograd.
- Pray, L. C. & Esteban, C. M. (eds.) 1977, Upper Guadalupian facies, Permian Reef Complex, Guadalupe Mountains, New Mexico and West Texas. 1977 Field Conference. Permian Basic Sec., Soc. econ. Paleont. Mineral., 194 p. Tulsa.
- Pray, L. C. & Murray, R. C. (eds.), 1965, Dolomitization and Limestone Diagenesis. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., 13, 180 p., Tulsa.
- Premru, U. 1980, Geologic structure of Central Slovenia. Geologija, 23/2, 227–278, Ljubljana.
- Premru, U., Ogorelec, B. & Šribar, L. 1977, O geološki zgradbi Dolenjske. Geologija, 20, 167–192, Ljubljana.
- Prezbindowski, D. R. 1985, Burial cementation – is it important? A case study, Stuart City Trend, South Central Texas. In: N. Schneidermann & P. M. Harris (eds.), Carbonate Cements. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 36, 241–264, Tulsa.

- Purser, B. H. (ed.) 1973, The Persian Gulf – Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. Springer Verlag, 471 p., Berlin.
- Purser, B. H. & Loreau, J. P. 1973, Aragonitic, supratidal encrustations on the Trucial Coast, Persian Gulf. In: B. H. Purser (ed.), The Persian Gulf – Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea. Springer Verlag, 343–376, Berlin.
- Purtscheller, F. 1962, Sedimentpetrographische Untersuchungen am Hauptdolomit der Brentagruppe. *Tschermaks Mineral. u. Petrogr. Mitt.*, 167–217, Wien.
- Ramovš, A. 1953, O stratigrafskih in tektonskih razmerah v borovniški dolini in njeni okolici. *Geologija*, 1, 73–83, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1973, Biostratigrafske značilnosti triasa v Sloveniji. *Geologija*, 16, 379–388, Ljubljana.
- Rao, C. P. & Naqvi, I. H. 1977, Petrography, geochemistry and factor analysis of a Lower Ordovician subsurface sequence, Tasmania, Australia. *Jour. Sed. Petrol.*, 47/3, 1036–1055, Tulsa.
- Richter, K. D. & Füchtbauer, H. 1978, Ferroan calcite replacement indicates former magnesian calcite skeletons. *Sedimentology*, 25, 843–860, Amsterdam.
- Rothe, P. 1968, Dolomitization of biocalcarenes of Late-Tertiary age from Northern Lanzarote (Canary Islands). In: G. Müller & G. M. Friedman (eds.), Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe. Springer Verlag, 38–45, Berlin.
- Rothe, P. 1973, Sedimentation in the deep-sea areas adjacent to the Canary and Cape Verde Islands. *Marine Geology*, 14, 191–206, Amsterdam.
- Sander, B. 1936, Beiträge zur Kenntniss der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus Tirol). *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, 46, 27–209, Wien.
- Schneider, J. F. 1975, Recent tidal deposits, Abu Dhabi, UAE, Arabian Gulf. In: R. N. Ginsburg (ed.), Tidal Deposits. Springer Verlag, 209–214, Berlin.
- Schneidermann, N. & Harris, P. M. (eds.) 1985, Carbonate Cements. Soc. Econ. Paleontol. Mineralog. Spec. Publ. 36, 379 p., Tulsa.
- Schwarzacher, W. 1948, Über die sedimentäre Rhythmik des Dachstein-Kalkes von Lofer. *Verh. 8–B. A.*, 10–12, 175–188, Wien.
- Schwarzacher, W. 1954, Die Großrhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer. *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, 4, 44–45, Wien.
- Sears, S. O. & Lucia, F. J. 1980, Dolomitization of Northern Michigan Niagara reefs by brine refluxion and freshwater/seawater mixing. In: D. H. Zenger, J. B. Dunham & R. L. Ethington (eds.), Concepts and Models of Dolomitization. Soc. Econ. Paleontol. Mineralog. Spec. Publ., 28, 215–235, Tulsa.
- Shearman, D. J. & Shirmohammadi, N. H. 1969, Distribution of strontium in dedolomites from the French Jura. *Nature*, 223, 606–608, London.
- Shinn, E. A. 1968, Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. *Jour. Sed. Petrol.*, 38, 215–223, Tulsa.
- Shinn, E. A. 1969, Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology*, 12, 109–144, Oxford.
- Shinn, E. A. 1973, Sedimentary accretion along the Leeward, SE Coast of Quator Peninsula, Persian Gulf. In: B. H. Purser (ed.), The Persian Gulf. Springer Verlag, 199–204, Berlin.
- Shinn, E. A. & Ginsburg, R. N. 1964, Formation of recent dolomite in Florida and the Bahamas. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 48, 547 p., Tulsa.
- Shinn, E. A., Ginsburg, R. N. & Lloyd, R. M. 1965, Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. In: L. C. Pray & R. C. Murray (eds.), Dolomitization and limestone diagenesis, a symposium. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., 13, 112–123, Tulsa.
- Shinn, E. A., Lloyd, R. M. & Ginsburg, R. N. 1969, Anatomy of a modern carbonate tidal flat, Andros Island, Bahamas. *Jour. Sed. Petrol.*, 39, 1202–1228, Tulsa.
- Sholle, P. A. & Kinsman, D. J. H. 1974, Aragonitic and high Mg calcite caliche from the Persian Gulf – a modern analog for the Permian of Texas and New Mexico. *Jour. Sed. Petrol.*, 44/3, 904–916, Tulsa.
- Shrock, R. R. 1948, Sequence in layered rocks. McGraw-Hill Book Co., 507 p., New York.
- Shukla, V. 1988, Sedimentology and geochemistry of a regional dolostone: Correlation of trace elements with dolomite fabrics. In: Shukla, V. & Baker, P. A. (eds.), Sedimentology and Geochemistry of Dolostones. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 43, 145–157, Tulsa.
- Shukla, V. & Baker, P. A. (eds.) 1988, Sedimentology and Geochemistry of Dolostones. Soc. Econ. Paleontol. Mineralog. Spec. Publ. 43, 266 p., Tulsa.
- Siegel, R. R. 1961, Variations of Sr/Ca ratios and Mg contents in recent carbonate sediments of the Northern Florida Keys area. *Jour. Sed. Petrol.*, 31, 336–342, Tulsa.

- Sikošek, B. & Medwenitsch, W. 1965, Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden. Verh. Geol. B. A., 116, 86–102, Wien.
- Silvester, M. 1974, Poročilo o sedimentoloških analizah na listu Tolmin. Arhiv GZ Ljubljana, 10p., Ljubljana.
- Skinner, H. C. W., Skinner, B. J. & Rubin, M. 1963, Age and accumulation rate of dolomite-bearing carbonate sediments in South Australia. Science, 139, 335–336, Amsterdam.
- Strakhov, N. M. 1953, Diagenesis of sediments and its significance for sedimentary ore formation. Akad. Nauk SSSR, Izv., Ser. Geol., 5, 12–49, Moscow.
- Strakhov, N. M. 1958, Facts and hypotheses concerning the genesis of dolomite rocks. Akad. Nauk SSSR, Izv., Ser. Geol., 6, 1–8, Moscow.
- Stur, D. 1858, Das Isonzo-Thal von Flitsch abwärts bis Görz, die Umgebungen von Wippach, Adelsberg, Planina und die Wochein. Jahrb. Geol. R. A., 9, 323–366, Wien.
- Supko, P. R. 1977, Subsurface dolomites, San Salvador, Bahamas. Jour. Sed. Petrology, 47/3, 1063–1077, Tulsa.
- Slebinger, C. 1955, Poročilo o geološkem kartiranju na področju Cerknice. Arhiv Geološki zavod Ljubljana, 115p., Ljubljana.
- Tebbutt, G. E., Conley, C. D. & Boyd, D. W. 1965, Lithogenesis of a distinctive carbonate rock fabric. Contribut. Geology 4/1, Laramie.
- Teodorović, G. I. 1960, O proishozdeni osadočnog dolomita (Genesis of sedimentary dolomite). Sovetskaja geologija, 3/5, 1–13, Moscow.
- Tucker, M. E. & Wright, V. P. 1990, Carbonate Sedimentology. Blackwell Sci. Publ., 482p., Oxford.
- Turekian, K. K. 1964, The marine geochemistry of strontium. Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 1479–1496, New York.
- Turekian, K. K. & Kulp, J. L. 1956, The geochemistry of strontium. Geochim. Cosmochim. Acta, 10, 245–296, New York.
- Turekian, K. K. & Wedepohl, K. H. 1961, Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Geol. Soc. Amer. Bull., 72, 175–191, Tulsa.
- Urey, H. C. 1947, The thermodynamic properties of isotopic substances. Jour. Chem. Soc., 562–581, London.
- Urey, H. C., Löwenstam, H. A., Epstein, S. & McKinney, C. R. 1951, Measurement of paleotemperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark and the Southeastern United States. Bull. Geol. Soc. Amer., 62, 399–416, Tulsa.
- Uśdowski, H. E. 1967, Die Genese von Dolomit in Sedimenten. Springer Verlag, 95p., Berlin.
- Veizer, J. & Demović, R. 1973, Environmental and climatic controlled fractionation of elements in the Mesozoic carbonate sequences of the Western Carpathians. Jour. Sed. Petrol., 43, 258–271, Tulsa.
- Veizer, J. & Demović, R. 1974, Strontium as a tool in facies analyses. Jour. Sed. Petrol., 44, 93–115, Tulsa.
- Vinogradov, A. P. 1940, On the cause of the absence of calcareous (CaCO_3) skeletons in Precambrian invertebrates. Akad. Nauk Doklady, 27/3, 232–235, Moscow.
- Von der Borch, C. C. 1965, Source of ions for Coorong dolomite formation. Amer. Jour. Science, 263, 684–688, New Haven.
- Von der Borch, C. C. 1976a, Stratigraphy of stromatolite occurrences in carbonate lakes of the Coorong Lagoon Area, South Australia. In: M. R. Walter (ed.), Stromatolites. Developments in Sedimentology, 20, 790p., Amsterdam.
- Von der Borch, C. C. 1976b, Stratigraphy and formation of Holocene dolomitic carbonate deposits of the Coorong area, South Australia. Jour. Sed. Petrol., 46/4, 952–966, Tulsa.
- Von der Borch, C. C. & Lock, D. 1979, Geological significance of Coorong Dolomites. Sedimentology, 26, 813–824, Oxford.
- Weber, J. N. 1964, Trace element composition of dolostones and dolomites and its bearing on the dolomite problem. Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 1817–1868, New York.
- Wedepohl, K. H. 1966, Die Geochemie der Gewässer. Naturwiss., 53, 352–257, Berlin.
- Wedepohl, K. H. (ed.) 1969, Handbook of Geochemistry. Springer Verlag, Berlin.
- Wolf, K. H. 1978, Carbonate sediments – diagenesis. In: R. W. Fairbridge & J. Bourgeois (eds.), The Encyclopedia of Sedimentology. Dowden, Hutchinson & Ross. Inc., 94–104, Stroudsburg.
- Wolf, K. H., Chilingar, G. V. & Beales, F. W. 1967, Elemental composition of carbonate skeletons, minerals and sediments. In: G. V. Chilingar, H. J. Bissell & R. W.

Fairbridge (eds.), Carbonate Rocks. Developments in Sedimentology, 9B, Elsevier Publ. Co., 23–150, Amsterdam.

Zankl, H. 1967. Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. Geol. Rundschau, 56, 128–139, Stuttgart.

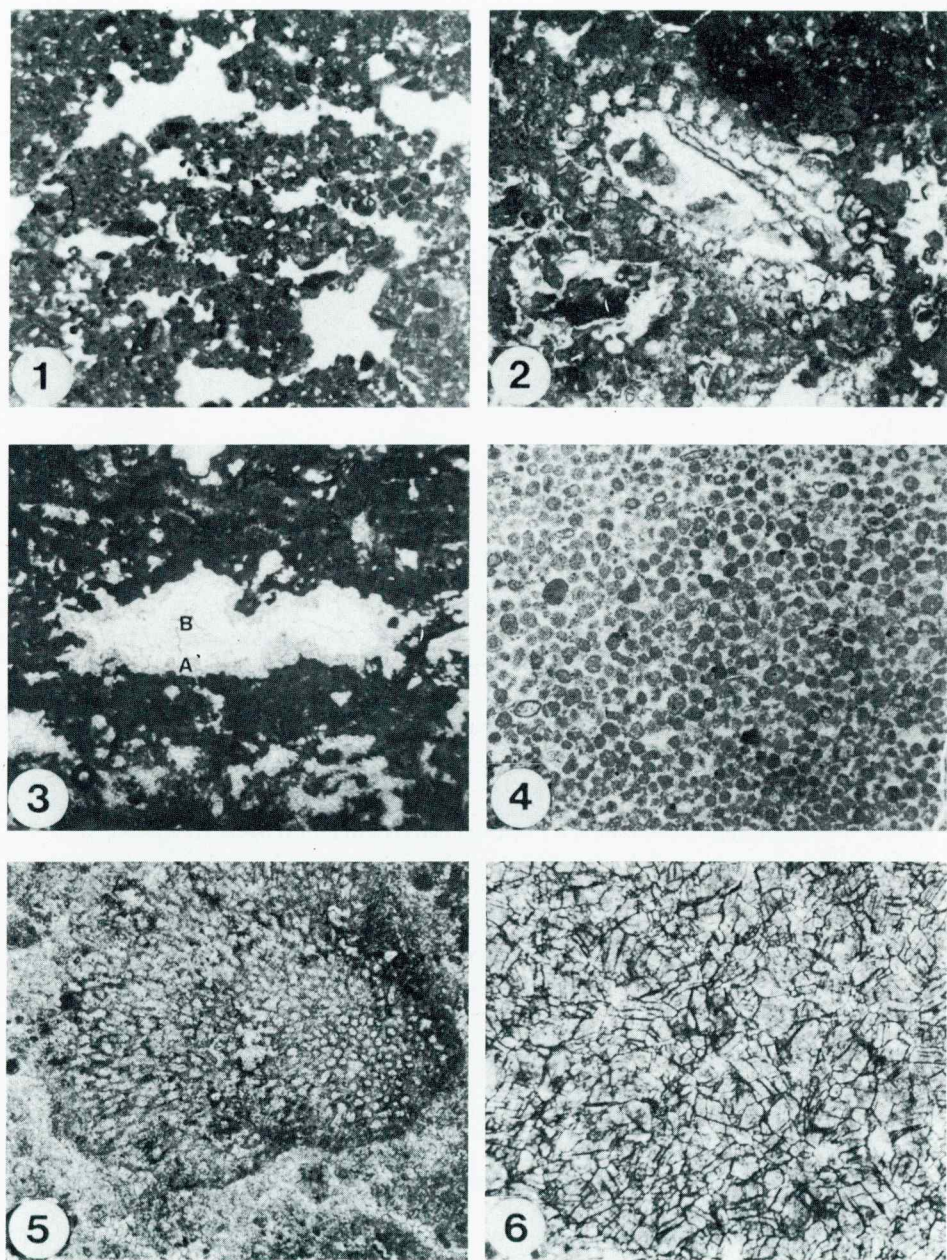
Zankl, H. 1971. Upper Triassic carbonate facies in the Northern Limestone Alps. In: G. Müller (ed.), Sedimentology of Parts of Central Europe, Guidebook. VIII. Int. Sediment. Congress 1971, 147–185, Heidelberg.

Zenger, D. H. 1972. Dolomitization and uniformitarianism. Jour. Geol. Education, 20, 107–124, Washington.

Zenger, D. H., Dunham, J. B. & Ethington, R. L. (eds.) 1980, Concepts and models of dolomitization. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 28, 320 p., Tulsa.

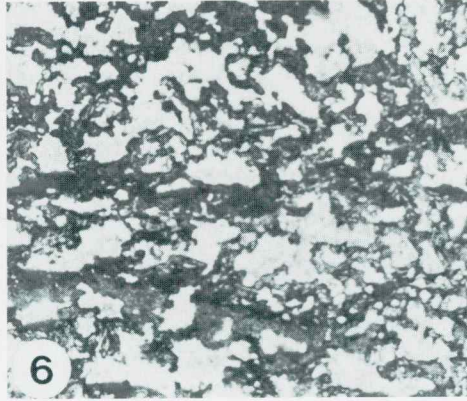
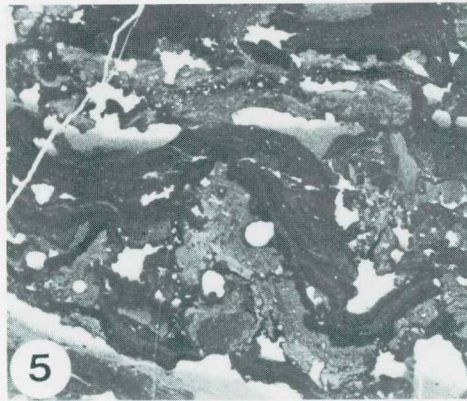
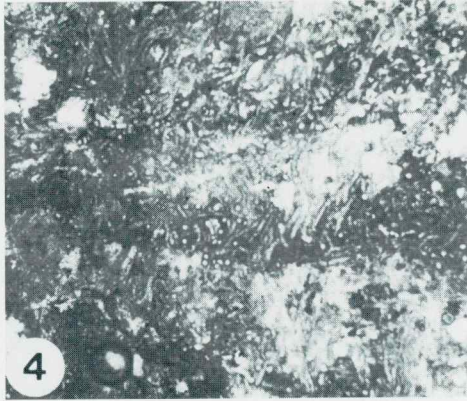
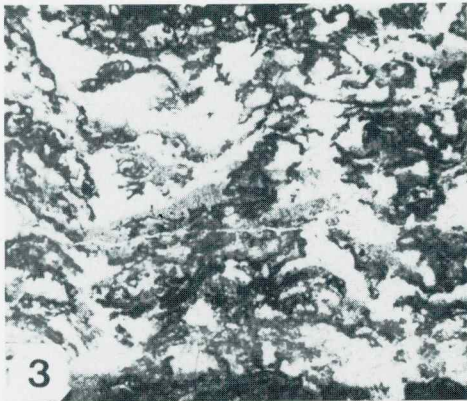
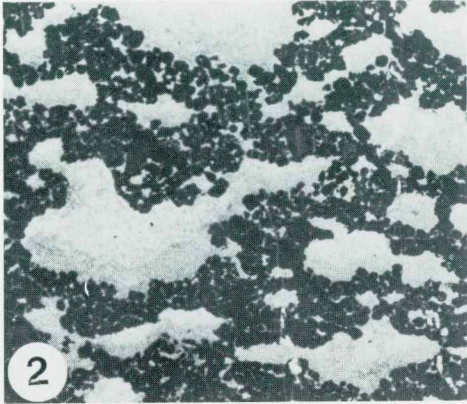
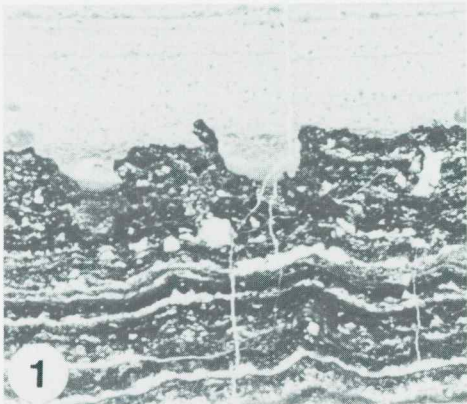
Tafel 1 – Tabla 1

- 1 Pelmikritischer Dolomit (Wackestone-Packstone) mit Schrumpfporen. Karnische Stufe ($\times 20$). Probe B-II/5a
Pelmikritni dolomit z izsušitvenimi porami (wackestone-packstone). Karnijske plasti ($\times 20$). Vzorec B-II/5a
- 2 *Poikiloporella duplicata* Pia in mikritischer Dolomit (Wackestone). Karnische Stufe ($\times 20$). Probe T-III/23
Alga *Poikiloporella duplicata* Pia v mikritnem dolomitu (wackestone). Karnijske plasti ($\times 20$). Vzorec T-III/23
- 3 Stromatolithischer Dolomit mit Schrumpfporen, in denen Randzement (A) und drusiger Zement (B) ausgebildet sind. Karnische Stufe ($\times 15$). Probe B-II/10
Izsušitvena pora v stromatolitnem dolomitu z dvema generacijama cementa – obrobnim cementom A in mozaičnim cementom B. Karnijske plasti ($\times 15$). Vzorec B-II/10
- 4 Rekristalisierter pelmikritischer Dolomit (Packstone). Hauptdolomit ($\times 20$). Probe T-III/51a
Rekristalizirani pelmikritni dolomit (packstone). Glavni dolomit ($\times 20$). Vzorec T-III/51a
- 5 Mikrospartischer Dolomit mit gut erhaltenem Codiaceen-Bruchstück. Hauptdolomit ($\times 15$). Probe T-III/37
Mikrospartni dolomit z lepo ohranjenim skeletom kodiaceje. Glavni dolomit ($\times 15$). Vzorec T-III/37
- 6 Dolosparit mit äquigranularer hypidiomorpher Struktur. Spätdiagenetische Dolomitisierung. Hauptdolomit ($\times 25$). Probe T-III/61
Enakomerno zrnati dolosparit s hipidiotopično strukturo. Kasnodiaogenetska dolomitizacija. Glavni dolomit ($\times 25$). Vzorec T-III/61



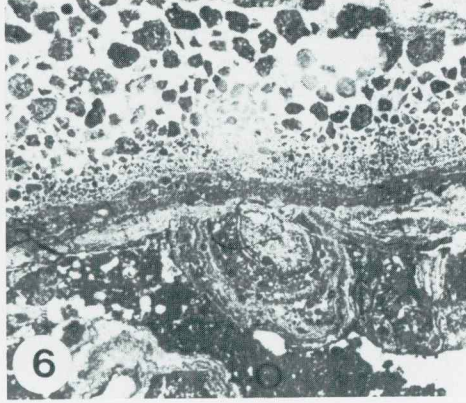
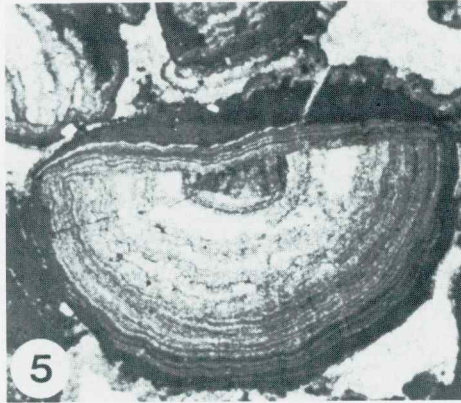
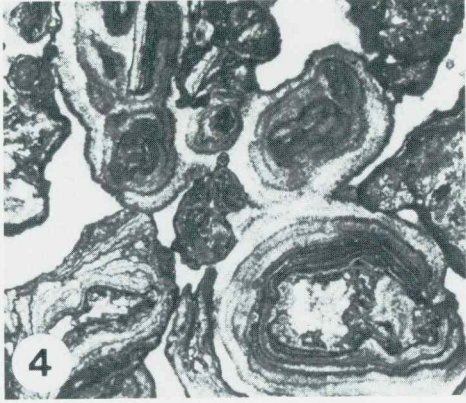
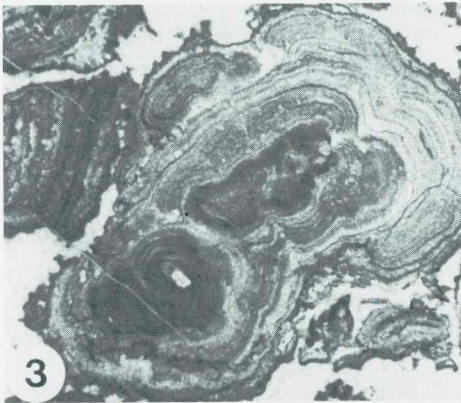
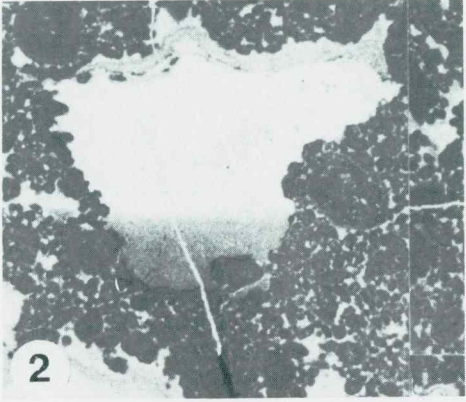
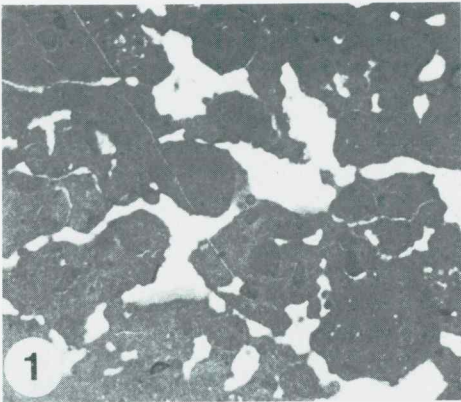
Tafel 2 – Tabla 2

- 1 Der Kontakt zwischen einem stromatolithischen Dolomit und einem rekristallisierten, mikritischen Dolomit ist durch einen »Hardground« gekennzeichnet, in dem geopetale Siltfüllungen auftreten. Hauptdolomit ($\times 15$). Probe T-I/16
Na stiku stromatolitnega in rekristaliziranega mikritnega dolomita opazujemo erozijske kanale, zapolnjene z internim mikritom. Glavni dolomit ($\times 15$). Vzorec T-I/16
- 2 Pelmikritischer Dolomit mit Schrumpfporen (Loferit, »birds-eyes«). Poren sind geopetal mit Mikrit gefüllt. Hauptdolomit ($\times 20$). Probe T-I/1 a
Pelmikritni dolomit z izsušitvenimi porami (loferit, »birds-eyes«). Pore zapolnjuje geopetalno mikrit. Glavni dolomit ($\times 20$). Vzorec T-I/1 a
- 3 Vadose Siltfüllungen in Porenräumen zwischen den Stromatolithlagen. Hauptdolomit ($\times 20$). Probe T-I/7
Izsušitvene pore v stromatolitu pogostno zapolnjuje interni mikrit. Glavni dolomit ($\times 20$). Vzorec T-I/7
- 4 Algenfilamente der Stromatolithlagen in Lebendstellung. Hauptdolomit ($\times 40$). Probe T-III/32
Algini filamenti stromatolitnih lamin v življenjskem položaju. Glavni dolomit ($\times 40$). Vzorec T-III/32
- 5 Dolomitischer Algen-Biolithit (Bindstone) mit stromatolithischen Lagen und Schrumpfporen (Loferit). Hauptdolomit ($\times 20$). Probe T-I/4
Dolomitni algini biolithit (bindstone) s stromatolitno strukturo in izsušitvenimi porami (loferit). Glavni dolomit ($\times 20$). Vzorec T-I/4
- 6 Algen-Biolithit (Bindstone). Detail der stromatolithischer Struktur des »schwammigen Typs«. Hauptdolomit ($\times 20$). Probe B-II/25
Algini biolithit (bindstone). Stromatolitna struktura spužvastega tipa. Glavni dolomit ($\times 20$). Vzorec B-II/25



Tafel 3 – Tabla 3

- 1 Dismikrit (Mudstone) – Dolomikrit mit Schrumpfporen und vereinzelt Plastiklasten. Hauptdolomit ($\times 15$). Probe T-III/41
Dismikrit (mudstone) – mikritni dolomit z izsušitvenimi porami in posameznimi plastiklasti. Glavni dolomit ($\times 15$). Vzorec T-III/41
- 2 Schrumpfpore mit Gravitationszement und geopetaler Füllung von vadosem Kristallsilt. Auftauchbereich, Dachsteinkalk ($\times 20$). Probe T-V/16a
Izsušitvena pora z gravitacijskim cementom in internim geopetalnim mikritom. Nadplimsko okolje, dachsteinski apnenec ($\times 20$). Vzorec T-V/16a
- 3 Detail der Mehrfachonkoide. Hauptdolomit ($\times 15$). Probe T-III/58a
Večkratno preraščanje onkoidov, detail. Glavni dolomit ($\times 15$). Vzorec T-III/58a
- 4 Onkoide durch allseitigen radialen Zement verfestigt (»vadosé pisoids«). Hauptdolomit ($\times 15$). Probe T-I/2d
Onkoidi, obdani z radialnim cementom (»vadosé pisoids«). Glavni dolomit ($\times 15$). Vzorec T-I/2d
- 5 Umgelagerte und zerbrochene Onkoide der Gruppe SS-I (»sferoidal structure – inverted form«). Hauptdolomit ($\times 15$). Probe T-I/2e
Zdrobljeni in presedimentirani onkoid iz skupine SS-I (»sferoidal structure – inverted form«). Glavni dolomit ($\times 15$). Vzorec T-I/2e
- 6 Reverse Gradierung der Karbonatklaste über erodierter onkoidische Dolomitschicht. Hauptdolomit ($\times 15$). Probe T-I/2g
Karbonatni klasti z nakazano obrnjeno postopno zrnastostjo so bili odloženi na erodirano plast onkoidnega dolomita. Glavni dolomit ($\times 15$). Vzorec T-I/2g



Tafel 4 – Tabla 4

- 1 Megalodonten-Schale in Lebendstellung (Pfeile). Dachsteinkalk (Aufschlussphoto, T-II/33)
Lupina megalodontne školjke v življenjskem položaju (strelica). Dachsteinski apnenec (teren-ski posnetek, golica T-II/33)
- 2 Trockenrisse auf der Schichtfläche. Auftauchbereich, Dachsteinkalk (Aufschlussphoto, T-V/12)
Izsušitvene razpoke poligonalnega tipa v plasti apnenca. Nadplimsko okolje. Dachsteinski apnenec (teren-ski posnetek, golica T-V/12)
- 3 Ausgewaschener Biomikrit (Packstone) mit benthonischen Foraminiferen. Dachsteinkalk ($\times 10$). Probe T-II/27
Izprani biomikritni apnenec (packstone) z bentoškimi foraminiferami. Dachsteinski apnenec ($\times 10$). Vzorec T-II/27
- 4 Biosparitischer Kalkstein (Grainstone) mit Gastropoden (»micrite envelopes«) und Fragmenten skelettbildender Algen. Gravitationszement (Pfeile). Dachsteinkalk ($\times 10$). Probe T-II/46
Biosparitni apnenec (grainstone) z lupinami polžev, ki so razpoznavni zaradi mikritnih ovojev (»micrite envelopes«) in fragmenti skeletnih alg. Gravitacijski cement (strelica). Dachsteinski apnenec ($\times 10$). Vzorec T-II/46
- 5 Rekristallisierter Biolithit (Bindstone) mit zahlreichen Algen von *Thaumatoporella* sp. Dachsteinkalk ($\times 20$). Probe T-V/17a
Rekristalizirani biolitit (bindstone) s številnimi algami vrste *Thaumatoporella* sp. Dachsteinski apnenec ($\times 20$). Vzorec T-V/17a
- 6 Intrabiosparit (Grainstone) – aufgearbeitete Pelsparite als Intraklasten und Molluskenbruchstücken. Dachsteinkalk ($\times 15$). Probe T-II/7
Intrabiosparitni apnenec (grainstone). Med pelmikritnimi intraklasti so pomešani odlomki moluskov. Dachsteinski apnenec ($\times 15$). Vzorec T-II/7

