

**Mikrofazielle Analyse eines mitteltriassischen
Riffkomplexes in den Tessiner Kalkalpen**

von
H. Zorn

Anschrift:
Dr. Helmut Zorn
Geologisch-Paläontologisches Institut
Senckenberg-Anlage 32–34,
D-6000 Frankfurt/Main

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	21. Bd.	S. 123–142	Innsbruck, 1972
-------------------------------	---------	------------	-----------------

Zusammenfassung

Die Mitteltrias besteht in der Umgebung des Luganer Sees aus Karbonatgesteinen. Der obere Teil ist heteropisch ausgebildet. Bituminöse feingeschichtete Dolomite und bitumenreiche Tonschiefer der Grenzbitumenzone (15 m) verzahnen sich seitlich mit dem mittleren Salvatore dolomit (250 m mächtig, massig, hellgrau).

Innerhalb dieses Komplexes lassen sich acht Mikrofaziestypen unterscheiden: (1) fossilreiche Arenite des Rückriffareals (Riffschutt-Fazies), (2) Korallen-Schwamm-Biolithite, welche Riffknospen bilden, (3) Algenbiolithite, die sich mit Lagunensedimenten verzahnen, (4) onkolithische Arenite, (5) Grapestone-Fazies, der häufigste Typ, welcher in flachen und geschützten Lagunenbereichen entstand, (6) die Diploporen-Fazies mit *Diplopora annulata* SCHAFFHÄUTL und *Diplopora philosophi* PIA, die in riff-fernen Lagunenbereichen gediehen, (7) die Kotpillenschlamm-Fazies und die Schlamm-Fazies des Gezeitenbereichs.

Im tiefsten Tal der Lagune (etwa 30-100 m tief) entstanden die Sapropel der Grenzbitumenzone. Die große Mächtigkeit des Salvatore dolomits beruht auf hoher Sedimentationsrate und kontinuierlicher Absenkung. Das Becken der Grenzbitumenzone blieb dagegen stabil, und die Sedimentationsgeschwindigkeit war insgesamt außerordentlich niedrig.

Summary

The Middle Triassic beds of the surroundings of Lake Lugano are built up by carbonate sediments. The upper part is heteropic. Bituminous laminated dolomites and high bituminous shales (Grenzbitumenzone 15 m) interfinger laterally with the middle Salvatore-Dolomite (250 m thick, unbedded, greyish).

Within this complex eight types of microfacies are distinguished: (1) skeletal arenites of the back-reef talus, (2) biolithites with corals and calcareous sponges belonging to patch reefs, (3) algal biolithites interfingering with lagoonal sediments, (4) oncolithic arenites, (5) grapestone facies, the most common type, which seems to be deposited in a shallow sheltered lagoon, (6) the *Diplopora* facies, with *Diplopora annulata* SCHAFFHÄUTL or *Diplopora philosophi* PIA, which lived in the off-reef part of the lagoon, (7) the pellet mud facies, and (8) the intertidal mud facies representing also lagoonal off-reef deposits.

The sapropels of the Grenzbitumenzone were formed in the deepest part of the lagoon at a depth of about 30 to 100 m. The enormous thickness of the middle Salvatore-Dolomite resulted from high sedimentation and continuous subsidence. However, the basin with the sapropels (Grenzbitumenzone) remained stable. Here the rate of sedimentation was extraordinarily slow.

A. Einleitung

Die Mitteltrias umfaßt in der Umgebung des Luganer-Sees (Schweiz/Italien) einen 500–800 m mächtigen Karbonatkomplex (Abb. 1). Seit A. FRAUENFELDER (1916) ist bekannt, daß die höheren Partien heteropisch ausgebildet sind. Während der nördliche Teil aus einem eintönigen, massigen Dolomitgestein, dem Salvatoredolomit, aufgebaut wird, ist der südliche Teil im Gebiet des Monte San Giorgio durch bituminösen, feingeschichteten Dolomit mit bituminösen Tonzwischenlagen (Grenzbitumenzone), durch dünnbankig bis schiefrige Kalke und Mergelkalke (Meridekalke) und massigen Dolomit gekennzeichnet (Tab. 1). Das Ladin des Monte San Giorgio wurde von A. WIRZ (1945) untersucht.

		Monte San Giorgio	Monte San Salvatore
Karn		Raibler Schichten	Raibler Schichten
	Ladin	Obere Meride Kalke Dolomitband Untere Meridekalke Ladinische Dolomite	Oberer Salvatore- dolomit
		Gervillienhorizont	Gervillienhorizont
		Grenzbitumenzone	Mittlerer Salvatore- dolomit
Anis		Anisischer Diploporendolomit) Anisischer Plattendolomit)	Unterer Salvatoredolomit
Skyth		Servino-Verrucano-Serie	

Tab. 1: Stratigraphische Gliederung der Mitteltrias des Südtessins

Bis in jüngste Zeit nahm man an, daß Fossilinhalt und ursprüngliches sedimentäres Gefüge des Salvatoredolomits verwischt oder zerstört wurden. Die große Mächtigkeit und die Fossilreste weisen nach D. BERNOULLI (1964) auf eine Ablagerung im Riffbereich hin. Eine genauere Kenntnis der Genese des Salvatoredolomits wäre von großem Interesse, da die Grenzbitumenzone und die Meridekalke eine große Zahl vorzüglich erhaltener Wirbeltierreste lieferte (E. KUHN-SCHNYDER 1963, 1964).

Deshalb wurde die Paläontologie, Stratigraphie und Sedimentologie des Salvatore-dolomits vom Autor 1971 näher untersucht¹. Dünnschliffe von etwa 400 Handstücken wurden überprüft und es zeigte sich, daß nur etwa ein Viertel soweit rekristallisiert ist, daß das Sedimentärgefüge nicht mehr zu erkennen ist. Etwa ein Viertel ist sogar vorzüglich erhalten.

Das untersuchte Material läßt sich in acht Mikrofaziestypen gruppieren. Wir setzen voraus, daß jeder Faziestyp unter bestimmten Bedingungen (Wassertiefe, Strömung, Salzgehalt) zur Ablagerung kam. Da nicht einzelne Dünnschliffe beschrieben werden, kann Typisches von Zufälligem oder Nebensächlichem geschieden werden. So ist es möglich, die Ablagerungsbedingungen auf Grund der beobachteten Merkmale und dem Vergleich mit rezenten Sedimenten abzuleiten. Aus der räumlichen Beziehung der Faziestypen ist der Ablagerungsraum zu rekonstruieren.

B. Mikrofaziestypen des Salvatore-dolomits

1. Riffschlucht-Fazies

(Taf. 1, Fig. 1)

Grobkörnige Arenite oder seltener Rudite mit zahlreichen aufgearbeiteten Resten von Riffbildnern und Riffbewohnern.

Komponenten

Detritus: grober und feiner Detritus, 5–10 mm große Intraklaste aus Arenit, selten Grapestone lumps, grober Schutt fehlt.

Biogene: Foraminiferen, Kalkschwämme (Sphinctozoa, Inozoa), Korallen, Schnecken, Muscheln, Echinodermen (Crinoiden und Seeigelstacheln); inkrustierende und bohrende Algen, *Solenopora*, Codiaceen (selten), *Diploporella annulata* SCHAFFHÄUTL, *Macroporella beneckeii* (SALOMON), *Macroporella alpina* PIA (nur in Campione), *Teutloporella triasina* (SCHAUROTH), *Teutloporella nodosa* (SCHAFFHÄUTL).

Grundmasse: Mikrit und/oder Feindetritus und/oder Spatit.

Kleinhöhlen: Hohlräume zwischen größeren Körnern und unterhalb von Fossilien (Umbrellas), Birdseyes und fladenförmige Hohlräume.

Ablagerungsmedium: Der Fossilinhalt weist auf Riffnähe hin. An der Nordseite des Monte S. Salvatore und in Campione befinden sich mächtige Schichtpakete dieses Faziestyps. Da im Untersuchungsgebiet keine größeren Riffkörper zu finden sind, welche als Lieferanten in Frage kämen, müssen sie weiter nördlich gelegen haben, wo sie abgetragen worden oder unter dem Luganer-See verborgen sind.

1 An dieser Stelle sei dem Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung und der Georges- und Antoine-Claraz-Schenkung für die finanzielle Unterstützung aufrichtig gedankt.

Daß die Riffschutt-Fazies nicht im Vorriff, sondern im Rückriff entstand, ergibt sich aus folgenden Beobachtungen:

1. kein grober Schutt,
2. keine gradierte Schichtung,
3. Vorkommen von Grapestone lumps,
4. vereinzelt Auftreten von Lagunenbewohnern (*Diplopora annulata* SCHAFFH., Codiaceen),
5. feinkörnige Komponenten wurden nicht ausgewaschen.

Das Rückriffareal scheint den Dasycladaceenarten *Macroporella beneckeii* (SALOMON) und *Teutoporella triasina* (SCHAUROTH) und *T. nodosa* (SCHAFFHÄUTL) zugesagt zu haben. Offenbar besiedelten sie die gleiche ökologische Nische wie *Teutoporella herculata* (STOPPANI) in der nordalpinen Trias (E. OTT 1966, 1967). Letztere kommt im Untersuchungsgebiet nicht vor.

2. Korallenschwammbiolithit-Fazies (Taf. 1, Fig. 2+3)

Diese Fazies ist auf einen Riffstotzen am Monte San Salvatore beschränkt. Kalkschwammkolonien sind vorwiegend in den unteren Partien und bis metergroße Korallenstöcke im Hangenden zu finden.

Biogene: Foraminiferen, Sphinctozoen (*Olangocoelia* BECHSTÄDT & BRANDNER 1970 und größere schlecht erhaltene Celyphia-artige Sphinctozoen), Korallen (*Thecosmilia clathrata* (EMMR.) mit ästig verzweigten Stöcken), Muscheln, Schnecken, Ammonoiten (im Liegenden), Crinoiden (mehrere Stielglieder oft noch im Verband, stellenweise gesteinsbildend); inkrustierende Algen, Pseudeostromata (Algemmikrit), *Solenopora* selten, Diploporen selten, *Tubiphytes obscurus* MASLOV häufig.

Grundmasse: krümeliger, schliriger und tubulöser Mikrit (Algenmikrit), daneben detritische Partien.

Kleinhöhlen: Die für die Riffkernfazies typischen Großoolithe sind nicht ausgebildet. Nur kleinere, mit Spatit ausgefüllte Hohlräume kommen vor. Kein Sandfang.

Ablagerungsmedium: Die Wasserbewegung war nicht allzu stark, denn sie reichte nicht aus, den Riffschutt auszuwaschen, so daß Großoolithe entstehen konnten. Dafür spricht auch, daß Crinoidenstiele nicht in einzelne Glieder aufgelöst sind und vereinzelt *Diplopora annulata* SCHAFFH. vorkommt. Es handelt sich wohl um einen isolierten Riffstotzen innerhalb der Plattform und nicht an deren Peripherie. Er sitzt einer linsenförmigen Lumachelle auf, welche einen genügend stabilen Untergrund für das Riffwachstum lieferte. Die Lumachelle ist sehr reich an Arten (38 Muschelarten). Dies steht in krassem Gegensatz zur sonstigen Artenarmut auf der Riffplatte. Es muß also ein besserer Zugang zum offenen Meer bestanden haben, der die Anschwemmung der Molluskenschalen ermöglichte. Die große austernähnliche *Newaagia noettingi* (FRECH) dürfte allerdings am Einbettungsort gelebt haben. Eine gute Versorgung mit nährstoffreichem Wasser aus dem offenen Meer war also an dieser Stelle gewährleistet und eine Übersalzung, die für manche Teile der Lagune anzunehmen ist, unterblieb.

3. Algenbiolithit-Fazies (Taf. 1, Fig. 4)

Das Gestein wird zum großen Teil von unregelmäßig geformten Massen aus dichtem, krümeligem, schlierigem und schwammigem Mikrit oder feinkristalinem Pseudospatit aufgebaut. Im Anschliff erscheint er porzellanartig weiß. K.H. WOLF (1965 a) und J.D. AITKEN (1967) nehmen an, daß derartige Bildungen von Blaualgen-Biohermen herrühren. WOLF bezeichnet sie als Pseudostromata, AITKEN als Thrombolite. Die Zellstrukturen gehen verloren, weil sie bei der Frühdiagenese durch dichten Mikrit ersetzt werden (K.H. WOLF 1965 b, G.V. CHILINGAR et al. 1967, Taf. II–IV).

Bezeichnend sind die vielen Hohlräume (bis mehrere cm Durchmesser) mit unregelmäßigem Umriß. Die Füllung besteht aus Spatit verschiedener Struktur.

Häufig sind Einschlüsse von Detritus und Biogenen (*Olangocoelia*, Brachiopoden), Muscheln, Schnecken (relativ häufig), Ostracoden (z.T. in Nestern), Echinodermenreste, Codiaceenbruchstücke (sehr selten), dünnwandige Röhren von 0,3–0,6 mm Durchmesser, das Problematikum *Lamellitubus cauticus* OTT (Taf. 1, Fig. 4), welches von O. KRAUS & E. OTT (1968) aus ladinischen Riffkalken von Kärnten beschrieben wurde.

Ablagerungsmedium: Rezente Blaualgenbioherme gedeihen nahe der Meeresoberfläche bis in 6 m Tiefe (K.H. WOLF 1965 a). Da sich die Pseudostromata des Salvatoreadolomits mit der Korallenschwammliolithit-Fazies verzahnen, ist sublitorales Milieu von wenigen m Tiefe anzunehmen. Außerdem zeigt dies, daß die Wasserbewegung relativ stark war. Eine sehr hohe Turbulenz, wie sie rezente Cyanophytenbioherme bevorzugen, ist jedoch auszuschließen, denn Pseudostromata kommen auch innerhalb der Grapestone-Fazies vor und außerdem fehlen Erosionskanäle und -höhlen. K.H. WOLF (1965 c) beschreibt solche Aushöhlungen aus devonischen Biohermen und führt sie auf die zerstörende Wirkung der Brandung zurück.

Rezente Cyanophyten sind sehr unempfindlich gegenüber der Salinität. Auch die Algenbioherme des Salvatoreadolomits kommen in normalem Salzwasser in der Nachbarschaft von Korallen und Kalkschwämmen und in übersalzten Teilen der Lagune (Grapestone-Fazies) vor.

4. Onkolithische Fazies (Taf. 2, Fig. 1)

Arenite und Rudite, deren Komponenten in der Mehrzahl von laminierten Krusten umgeben sind.

Komponenten: Die maximalen Durchmesser der Onkolithen liegen zwischen 3,5 und 20 mm, wobei der Durchmesser des Kerns stets größer ist als die Dicke der Kruste. Die Kerne bestehen aus Intraklasten, Grapestonleumps, Codiaceen, Algenpellets, Stromatolithfragmenten, Muscheln und Schnecken. Manchmal sind sie zu klarem Spatit rekristallisiert (Taf. 2, Fig. 1). Mehrere kleinere Onkolithen können zu einem größeren verkittet sein. Außer den erwähnten Fossilien kommen selten Foraminiferen und kleine unbestimmbare Diploporen vor.

Grundmasse: Detritus (oft mit Disarenittextur) und feinkristalliner Spatit.

Kleinhöhlen: Intergranulare, Umbrellas, Birdseyes, fladenförmige Hohlräume. Sie werden von Orthospatit ausgefüllt. Zuweilen sind sie auch von Onkolithkrusten ausgekleidet. Das Wachstum der Onkolithen setzte sich also im Sediment fort.

Ablagerungsmedium: Konzentrische Inkrustierungen können nur entstehen, wenn die Wasserbewegung so stark ist, daß die als Kerne dienenden Komponenten gerollt werden können und wenn das Wasser an Karbonaten übersättigt ist. Als Entstehungsort kommen Untiefen innerhalb der Lagune in Frage, da enge Beziehungen und häufige Übergänge zur Grapestone-Fazies, welche als typisches Lagunensediment betrachtet wird, bestehen. Die Seltenheit dieses Faziestyps weist auf kurzfristige und räumlich beschränkte Bildung hin.

5. Grapestone-Fazies (Taf. 2, Fig. 2–4, Taf. 3, Fig. 1)

Schlecht sortierte Arenite mit zahlreichen Birdseyes und fladenförmigen Hohlräumen (laminare Fenster-Gefüge G.E. TEBBUTT et al., Disarenit H. ZORN 1971). Typisch sind Grapestone lumps (Kornaggregatklumpen), Codiaceen und ein Problematikum.

Komponenten

Detritus: Pellets, rindenumkrustete Körner, Peloide. Ein großer Teil der Mikritkörner dürfte von rekristallisierten Codiaceenskeletten stammen. Sortierung und Rundungsgrad im allgemeinen schlecht. Korngröße schwankt zwischen 0,2 und 0,1 mm. In einigen Fällen fehlen die grobkörnigen Komponenten über 0,5 mm (Taf. 2, Fig. 3).

Biogene: Tierische Reste selten. Foraminiferen, Muscheln, Schnecken, Problematikum 1 sehr zahlreich und häufig in Kolonien (Taf. 3, Fig. 1). Eine bedeutende Rolle spielen Algen: dünne Mikritkrusten zwischen den Körnern z.T. mit Filamenten, Stromatolithen, Onkolithen, Codiaceen der Gattung *Ortonella* (z.T. in Lebensstellung), relativ selten Diploporen (*Diplopora annulata* SCHAFFH. und seltener *Physoporella lotharingica* (BENECKE)).

Grundmasse: Spatit, kaum mechanisch angelagerte Matrix.

Kleinhöhlen: Kleinhöhlen nehmen einen großen Raum ein (bis über 50 % des Gesamtvolumens). Es sind vorwiegend zwei Typen: Birdseyes (wenige mm Durchmesser) und fladenförmige Hohlräume (wenige mm hoch und mehrere cm lang). Die Kleinhöhlen sind häufig untereinander verbunden. Meistens sind sie mit faserigem Spatit ausgekleidet und das Restlumen ist von granulösem Spatit erfüllt. Mechanische Anlagerung war nicht festzustellen.

Ablagerungsmedium: Der Reichtum an Grünalgen deutet auf flaches, gut durchlichtetes Wasser hin. Sedimente, in denen Stromatolithen und Onkolithen auftreten, mögen im Gezeitenbereich entstanden sein.

Die Turbulenz war gering und zwar aus folgenden Gründen:

1. Schlechte Sortierung und Rundung des Detritus;
2. Bildung von Grapestone lumps (vgl. E.G. PURDY 1963);
3. lockere Packung;
4. kein Sandfang in den Kleinhöhlen.

Die Fazies zeigt Ähnlichkeit mit der von E.G. PURDY (1963) beschriebenen Grapestone-Fazies der Bahamabank, welche in abgeschirmten, 0–5 m tiefen Lagunen gebildet wird. Beschränkte Zufuhr von Frischwasser, starke Erwärmung und Verdunstung haben eine Kalkübersättigung zur Folge. PURDY nimmt an, daß durch den Abbau des organischen Materials, das den Meeresboden als schleimiger Film überzieht, und durch die Assimilation der Blaualgen die Fällung von Kalk induziert wird. Auf diese Weise kommt es zu einer raschen Zementierung der Komponenten. Die lockere Packung kann dadurch erhalten bleiben. Die dünnen Mikritkrusten, welche die locker gepackten Körner verbinden, und das Auftreten von Filamenten in gut erhaltenen Schliffen lassen auf einen ähnlichen Zementierungsvorgang im Salvatoreadolomit schließen. Die schichtparallelen fladenförmigen Hohlräume, die in manchen Areniten sehr häufig und regelmäßig auftreten (Taf. 2, Fig. 3), wurden vermutlich von Algenmatten eingenommen. Es besteht große Ähnlichkeit mit den von C.L.V. MONTY (1967, Taf. 7 und 12) beschriebenen supralitoral und litoral Algenmatten der Bahamabank. Ein Teil der Kleinhöhlen war vielleicht ursprünglich von Pflanzenweichteilen angefüllt. Bei ihrem Abbau war die Zementierung der umgebenden Körner so weit fortgeschritten, daß sie nicht nachsacken konnten, sondern ein Gerüst um den Hohlraum bildeten (Taf. 2, Fig. 4). Stenohaline Organismen fehlen, was auf eine erhöhte Salinität schließen läßt. Diploporen erreichen keine große Entfaltung. Einschaltungen, die vorwiegend aus Skeletten von *Diploporella annulata* SCHAFFH. aufgebaut sind, weisen allerdings auf enge Beziehungen zur Diploporen-Fazies hin. Wahrscheinlich wurde die Grapestone-Fazies in etwas tieferen Gebieten der Lagune durch Diploporenrasen ersetzt.

6. Diploporen-Fazies (Taf. 3, Fig. 2)

Skelettreste von Dasycladaceen bilden die Hauptkomponenten des Gesteins. Nur zwei Arten treten in großer Häufigkeit auf: *Diploporella annulata* SCHAFFHÄUTL oder *Diploporella philosophi* PIA.

Komponenten: Detritusanteil meist gering oder fast fehlend.

Biogene: Neben *Diploporella annulata* und *D. philosophi*, die nur im Gervillienhorizont (s. Tab. 1) auftritt, kommen andere Diploporen nur vereinzelt vor: *Physoporella minutula* (GÜMBEL) und *Ph. lotharingica* (BENECKE), *Teutloporella triasina* (SCHAUROTH) und *Macroporella beneckeii* (SALOMON). Sehr selten sind Codiaceen. Ansonsten Foraminiferen, Muscheln und Schnecken.

Grundmasse: Spatit, Mikrit und Algenmikrit, welcher Krusten und Brücken zwischen den Komponenten bildet.

Kleinhöhlen: Inter- und intrabiogene Hohlräume, Birdseyes, Umbrellas. Eine mechanische Anlagerung von Mikrit und Detritus ist häufig zu beobachten. In einigen Fällen ging ihr eine Abscheidung von faserigem Spatit voraus. Das Restlumen wird von granulosem Spatit ausgefüllt.

Außerdem sind Detritus und Mikrit in den Skelettröhren von Diploporen auch "geofugal", d.h. an den Wänden und Dächern der Hohlräume angelagert. Vermutlich handelt es sich hier um eine biogene Anlagerung (H. ZORN 1970).

Ablagerungsmedium: Die Skelette von *Diplopora annulata* und *D. philosophi* sind durch Einkerbungen gegliedert. An diesen Stellen ist das Skelett sehr dünn, einen weiten Transport würde es deshalb kaum unbeschädigt überstehen. Da Zerreibsel von Diploporenskeletten nur in geringen Mengen auftreten, können wir annehmen, daß die Diploporen an ihrem Lebensort eingebettet wurden. In mehreren Fällen ist fast keine detritische oder mikritische Grundmasse vorhanden. Dies beruht weniger auf einer Auswaschung, sondern auf einer hohen Produktion von Algenskeletten, auf geringer Aufarbeitung und fehlender Zufuhr von klastischem Fremdmaterial. *Diplopora annulata* und *D. philosophi* bildeten dichte Rasen (Monokulturen) in geschützten Meeresbereichen. In unserem Falle waren es rifferne Teile der Lagune, denn Rifforganismen sind nicht vorhanden. Zu demselben Ergebnis kam auch E. OTT (1963, 1966, 1967) bei der Untersuchung des Wettersteinkalkes (nördliche Kalkalpen).

Offenbar gediehen die Diploporen auch an Standorten mit stärkerer Schlammsedimentation. Eine statistische Auszählung ergab, daß die Skelette von *Diplopora annulata* hier wesentlich dichter gegliedert sind als in den schlammfreien Bereichen. Vermutlich bewohnten die stärker gegliederten Formen tieferes und ruhigeres Wasser.

Dasselbe gilt für *D. philosophi*. Sie tritt im Gervillienhorizont auf, der in beiden Faziesbereichen des Südtessins ausgebildet ist (vgl. Tab. 1). Nach H. ZORN (1971) kann angenommen werden, daß er im südlichen Bereich, in dem auch die Grenzbitumenzone zur Ablagerung kam, in größerer Tiefe entstand. Hier ist *D. philosophi* stärker gegliedert als im Faziesbereich des Salvatoredolomits.

Die völlige Abwesenheit von Echinodermen und Cephalopoden dürfte durch erhöhten Salzgehalt bedingt sein. Rezente Dasycladeceen vertragen jedenfalls übersalzenes Wasser (E. OTT 1963). Die Abscheidung von faserigem Spatit in Kleinhöhlen und nachträgliche Anlagerung von Detritus und Mikrit muß nahe der Sedimentoberfläche erfolgt sein. Eine solch frühe Zementierung setzt voraus, daß das Meerwasser warm und an Kalk übersättigt war.

7. Kotpillenschlamm-Fazies (Taf. 3, Fig. 3)

Dolomikrit mit zahlreichen Kotpillen. Dieser Faziestyp entspricht der von E.G. PURDY (1963) beschriebenen Pellet-mud facies der Bahamabank.

Zwei Typen von Kotpillen treten auf: wurstförmige, bis 3 mm lang, mit kreisrundem Querschnitt von 0,10–0,35 mm Durchmesser (Taf. 3, Fig. 3) und ovale, meist kleinere mit 0,05–0,30 mm Durchmesser. Letztere sind im anisischen Plattendolomit verbreitet. Häufig sind sie diagenetisch umgewandelt (H. ZORN 1971). Manchmal sind sie zu größeren Klumpen (bis zu 10 mm Durchmesser) verkittet.

Fossilreste sind abgesehen von Kotpillen äußerst selten (kleine Schalenreste von Muscheln oder Ostracoden, Stromatolithen). Nur einmal wurde ein Muschelpflaster mit einer Art, nämlich *Myophoriopsis subundata* (SCHAUROTH) beobachtet. Die fast stets mit der Wölbung nach oben eingekippten Schalen werden nicht größer als 10 mm.

Kleinhöhlen: Birdseyes und fladenförmige Hohlräume sind häufig.

Textur: Das Gestein dieser Fazies ist mehr oder weniger dick gebankt. Zuweilen ist Feinschichtung zu erkennen. Die langgestreckten Kotpillen sind in diesen Fällen mit der Längsachse parallel zur Schichtung orientiert. Fehlt die Feinschichtung, dann ist auch keinerlei Einregelung der Kotpillen zu erkennen und zudem treten unregelmäßig verzweigte Kleinhöhlen auf. Dies weist auf Bioturbation hin.

Ablagerungsmedium: Das Ablagerungsmedium dürfte ähnlich dem der Pellet-mud facies der Bahamabank sein. Diese ist auf Lagunenbereiche östlich der Androsinsel beschränkt (E.G. PURDY 1963). Hier ist die Strömung am geringsten und der Salzgehalt am höchsten. Die Wassertiefe beträgt 2–7 m. Die Pellets werden von schlammfressenden Tieren erzeugt. Zunächst sind sie weich und zerbrechlich. Schon bei schwacher Wasserbewegung zerfallen sie. Erst durch Fällung von Kalk werden sie verfestigt. Bruchstücke von Kotpillen können durch eine schleimige, organische Masse zu größeren Klumpen verkittet werden, wie sie auch im Salvatoredolomit vorkommen (Taf. 3, Fig. 3).

8. Schlamm-Fazies (Taf. 3, Fig. 4)

Zu diesem Faziestyp werden nur Schlammsedimente gezählt, die mit der Kotpillenschlamm-Fazies oder seltener der Grapestone-Fazies vergesellschaftet sind.

Der Mikrit ist zu Mikrospatit und Spatit umgewandelt, welcher ein äquigranulöses Mosaik bildet. In beschränktem Maße ist feinkörniger Detritus beigemischt. Bitumenfasern können gehäuft auftreten. Biogene sind sehr selten (Ostracoden, Stromatolithen, Kotpillen).

Kleinhöhlen: Birdseyes, fladenförmige Hohlräume, senkrecht und parallel zur Schichtung stehende Schrumpfungsrisse mit Schlamm und Intraklasten gefüllt. Fladenförmige Hohlräume, die zwischen Schichtlaminae mit senkrechten Filamenten liegen, dürften von Algenmatten herrühren.

Textur: Die mikritischen Gesteine sind gebankt und plattig und in vielen Fällen feingeschichtet. Oft ist sie unregelmäßig (Taf. 3, Fig. 4). Sie erinnert an Schichtungsformen des Schlickwatts der Nordsee (Gezeiten und Flaserschichtung). Vereinzelt sind Schrägschichtungsblätter, wie sie in der Rippelschichtung auftreten, zu beobachten (H.-E. REINECK 1958). Die Feinschichtung kann durch Bioturbation ganz oder teilweise zerstört werden.

Ein Teil der Sedimente mag ursprünglich aus Kotpillenschlamm bestanden haben und wurde während der Frühdiagenese in strukturlosen Mikrit umgewandelt. Dieser Vorgang wurde jedenfalls an jungen Sedimenten beobachtet (A. MATTER, mündl. Mitteil.).

Ablagerungsmedium: Schrumpfungsrisse, Algenmatten, die Art der Schichtung und die innige Verzahnung mit der Kotpillenschlamm-Fazies weisen darauf hin, daß zumindest ein Teil der Sedimente im Gezeitenbereich entstand. Die Schlamm-Fazies entspricht der Mud facies der Bahamabank. Das Ablagerungsmedium ist dort ähnlich wie in der Pellet-mud facies. Die Turbulenz ist allerdings etwas höher und die

Schwankungen des Salzgehaltes sind vermutlich größer. Das Wasser ist bis zu 5 m tief (E.G. PURDY 1963).

C. Charakterisierung des Ablagerungsraumes des Salvatoredolomits

Um ein Gesamtbild des Ablagerungsraumes zu erhalten, ist es notwendig, die räumliche Beziehung der Faziestypen zu kennen. Horizontale und vertikale Fazieswechsel geben uns darüber Auskunft. Dem stehen Schwierigkeiten entgegen. Die beschriebenen Mikrofaziestypen sind gewöhnlich makroskopisch nicht zu erkennen, so daß ein Fazieswechsel im Gelände meist nicht festzustellen ist. Außerdem ist es kaum möglich, einzelne Schichthorizonte im Ausbiß zu verfolgen, da die Schichtung meist fehlt und charakteristische Leithorizonte kaum vorkommen. Hinzu kommt eine komplizierte Tektonik, die wegen der Eintönigkeit des Salvatoredolomits schwer zu durchschauen ist (vgl. P. LEHNER 1952).

So blieb es zum großen Teil dem Zufall überlassen, Proben zu finden, die eine vermittelnde Stellung zwischen zwei Faziestypen einnehmen oder in denen Fazieswechsel im Dünnschliffbereich zu beobachten sind. Eine weitere Hilfe bietet der Vergleich mit anderen ähnlichen Ablagerungsräumen.

Auf diese Weise war es möglich, die Faziesbeziehung zu rekonstruieren und die Faziestypen aneinanderzureihen (Abb. 2).

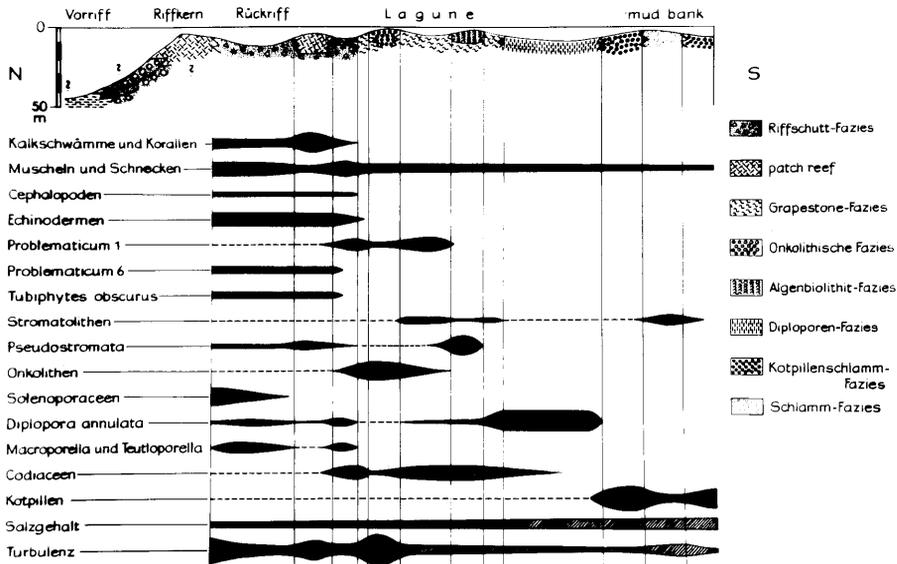


Abb. 2: Verteilung der Mikrofaziestypen und Verbreitung der Organismenreste (schematisch). Problematicum 6 = *Olangocoelia* (Sphinctozoa).

Trotz der Vielfalt der Sedimente gehören alle beschriebenen Faziestypen einem einheitlichen Ablagerungsraum an, der in folgender Weise zu charakterisieren ist:

1. Reine Karbonatsedimentation ohne terrigene Komponenten, abgesehen von Tonröbe.
2. Die Karbonate sind vorwiegend organogener Natur.
3. Hohe Sedimentationsrate.
4. Seichtes Wasser (0 bis etwa 20 m tief).
5. Die Wasserbewegung war nie sehr stark, teilweise ausgesprochen gering. Größere Sedimentkomponenten wurden deshalb nur über kurze Strecken verfrachtet.
6. Der Salvatoredolomit wurde in einem geschützten Meeresteil (Lagune) abgelagert, welcher durch submarine Schwellen, Riffe und vielleicht auch Inseln abgeschirmt war.
7. Der Wasseraustausch war im internen Lagunenbereich unzureichend, so daß es zu Übersalzung kam.
8. In den peripheren Teilen der Lagune (Rückriffareal) ist die Fauna und Flora vielfältig, gegen das Laguneninnere verarmt sie. Stenohaline Organismen kommen nur in riffnahen Sedimenten vor.
9. Kalkalgen erweisen sich als ausgezeichnete Faziesindikatoren.
10. Größere Riffkörper kommen im Untersuchungsgebiet nicht vor. Mächtige Riffschuttsedimente deuten auf eine Riffbarriere nördlich des Monte S. Salvatore und nördlich Campione hin.
11. Die hohe Mächtigkeit des Salvatoredolomits setzt voraus, daß die Akkumulation durch Absenkung kompensiert wird.

D. Die paläogeographische Stellung der Grenzbitumenzone

Es stellt sich die Frage, ob die Grenzbitumenzone als das der Riffplattform vorgelagertes Beckensediment zu betrachten ist oder ob es innerhalb der Lagune auf der Plattform entstanden ist.

Die geographische Verbreitung der Grenzbitumenzone wird aus Abb. 1 ersichtlich. Im Osten und Süden ist die Mitteltrias unter jüngeren Schichten verborgen. Die Sedimente sind in Tab. 2 charakterisiert nach Angaben von E. KUHN-SCHNYDER (1963, 1964), H. RIEBER (1968) und H. ZORN (1971).

Tab. 2: Charakterisierung der Sedimente der Grenzbitumenzone

Sedimente	bituminöser Tonschiefer, Dolomikrit und sehr feinkörniger Dolarenit, z.T. Tuffite
Schichtung	ausgeprägte Feinschichtung
Mächtigkeit	etwa 15 m
Sedimentationsrate	sehr gering (maximal 1–4 m/Mio. Jahre)
Salzgehalt	Oberflächenwasser wahrscheinlich normal marin

Durchlüftung	stagnierendes Bodenwasser
Lebewelt	kein Benthos, nur Nekton und Pseudoplankton (Daonellen, Ammonoideen, Fische, Saurier, eingeschwemmte Landpflanzen)

Die biostratigraphische Untersuchung (H. ZORN 1971) ergab, daß die 15 m mächtige Grenzbitumenzone dem mindestens 250 m mächtigen Komplex des mittleren Salvatore dolomits entspricht.

Die geringe Mächtigkeit und die Art des Sedimentes legen die Vermutung nahe, daß es sich um eine Hungerfazies des tieferen Beckens handelt, ähnlich wie die Partnach-Schichten in den Nördlichen Kalkalpen (M. SARNTHEIN 1967).

Dagegen spricht jedoch:

1. Das Liegende und Hangende der Grenzbitumenzone wird von der Diploporen-Fazies gebildet (Anisischer Diploporendolomit bzw. Gervillienhorizont). Beides sind Flachwasserablagerungen.
2. Bei einem größeren Reliefunterschied hätten wir mit ausgedehnten Schuttfächern zu rechnen. Am Südfuß des Monte S. Salvatore, wo die Grenzbitumenzone zum letzten Mal auftritt, ist nichts von einer verstärkten Schuttlieferung zu spüren.
3. Ein weiteres nördliches Vorkommen liegt bei Campione (s. Abb. 1). Hier sind Sedimente der Grenzbitumenzone mit Riffschuttablagerungen in einem Schlammstrom vermengt (H. ZORN 1971). Schlammströme entstehen nur an sehr schwach geneigten Böschungen ($5-10^\circ$ nach P.H. KUENEN (1956)). Bei stärkerem Relief wären Trübestrome zu erwarten. Diese sind nicht nachzuweisen.

Es kommt also nur die Möglichkeit in Frage, daß die Sapropel der Grenzbitumenzone im tiefsten Teil der Lagune (etwa 30–100 m tief) gebildet wurden. Während der Faziesbereich des Salvatore dolomits durch hohe Sedimentationsgeschwindigkeit und kontinuierliche Subsidenz gekennzeichnet ist, blieb der Ablagerungsraum der Grenzbitumenzone mehr oder weniger stabil bei außerordentlich niedriger Sedimentationsrate.

Literaturverzeichnis

- AITKEN, J.D. (1967): Classification and Environmental Significance of Cryptalgal Limestones and Dolomites with Illustrations from Cambrian and Ordovician of Southwestern Alberta. – *J. Sed. Petrol.*, **37**, 1163–1178.
- BECHSTÄDT, T. & BRANDNER, R. (1970): Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Prager- und Olinger Dolomiten, Südtirol). – Festband d. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 9–103.
- BERNOULLI, D. (1964): Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). – Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F. 118. Liefer.
- CHILINGAR, G.V., BISSELL, H.J. & WOLF, K.H. (1967): Diagenesis of Carbonate Rocks. – *Developments in Sedimentology*, **8**, 179–322.
- FRAUENFELDER, A. (1916): Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. – *Eclogae geol. Helv.*, **14**, 247–371.
- KRAUS, O. & OTT, E. (1968): Eine ladinische Riff-Fauna im Dobratsch-Gipfelkalk

- (Kärnten, Österreich) und Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug. – Mitt. Bayer. Staatssammlung, Paläont. hist. Geol., 8, 263–290.
- KUENEN, P.H. (1956): The Difference Between Sliding and Turbidity Flow. – Deep-Sea Res., 3, 134–139.
- KUHN-SCHNYDER, E. (1963): I sauri del Monte San Giorgio. – Arch. Stor. Ticinese, 16, 811–854.
- KUHN-SCHNYDER, E. (1964): Die Wirbeltierfauna der Trias der Tessiner Kalkalpen. – Geol. Rundsch., 53, 393–412.
- LEHNER, P. (1952): Zur Geologie des Gebietes der Denti della Vecchia, des M. Boglia, des M. Bre und des M. S. Salvatore bei Lugano. – Eclogae geol. Helv., 45, 85–159.
- MONTY, C.L.V. (1967): Distribution and Structure of Recent Stromatologic Algal Mats, Eastern Andros Island, Bahamas. – Ann. Soc. Geol. Belgique, 90, 55–100.
- OTT, E. (1963): Untersuchungen an ladinischen Dasycladaceen aus den Nördlichen Kalkalpen. – Diss. Tübingen.
- OTT, E. (1966): Die gesteinsbildenden Kalkalpen im Schlauchkar (Karwendelgebirge). – Jb. Ver. Schutz Alpenfl. u. -tiere, 31, 1–8.
- OTT, E. (1967): Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. – Abh. bayer. Wiss., math.-naturw. Kl., (N.F.) 131.
- PURDY, E.G. (1963): Recent Calcium Carbonate Facies of the Great Bahama Bank, 1. Petrography and Reaction Groups. – J. Geol., 71, 334–355, 2. Sedimentary Facies. – J. Geol., 71, 472–497.
- REINECK, H.-E. (1958): Über Gefüge von orientierten Grundproben aus der Nordsee. – Senck. leth., 39, 25–41.
- RIEBER, H. (1968): Zur Entstehung der Grenzbitumenzone der Mittleren Trias der Tessiner Kalkalpen. – Bull. Verein. Schweiz. Petrol. – Geol. u. -Ing., 35, (87), 55–62.
- SARNTHEIN, M. (1967): Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. – Geol. Rundsch., 56, 116–127.
- TEBBUTT, G.E., CONLEY, C.D. & BOYD, D.W. (1965): Lithogenesis of a Distinctive Carbonate Rock Fabric. – Contrib. Geol., 4 (1), 1–13.
- WIRZ, A. (1945): Beiträge zur Kenntnis des Ladinikums im Gebiet des Monte San Giorgio. – Schweiz. paläont. Abh., 65.
- WOLF, K.H. (1965 a): Petrogenesis and Palaeoenvironment of Devonian Algal Limestones of New South Wales. – Sedimentology, 4, 113–178.
- WOLF, K.H. (1965 b): Grain Diminution of Algal Colonies to Micrite. – J. Sed. Petrol., 35, 420–427.
- WOLF, K.H. (1965 c): Littoral Environment Indicated by Open-space Structures in Algal Limestones. – Palaeogeogr. Palaeoclimat., Palaeoecol., 1, 183–223.
- ZORN, H. (1970): Frühdiagenetische Vorgänge im Salvatore-Dolomit (Mitteltrias, Kanton Tessin, Schweiz). – Z. Deutsch. Geol. Ges., 121, 163–177.
- ZORN, H. (1971): Paläontologische, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen des Salvatoredolomits (Mitteltrias) der Tessiner Kalkalpen. – Schweiz. Paläont. Abh., 91, in Druck.

Erläuterungen zu den Bildtafeln

Tafel 1

- Fig. 1: Riffschutt-Fazies. Feinkörniger Arenit mit zahlreichen Biogenen: Korallen (Bildmitte), Muscheln, Schnecken, Crinoiden, Diploporen, *Solenopora* (rechts oben). Mittl. Salvatoredolomit, Campione, Schliff 328/1, 5,2 x.
- Fig. 2: Schwammbiolithit-Fazies. Celyphia-artige Sphinctozoen in Algenmikrit-Matrix. Mittl. Salvatoredolomit, M. S. Salvatore, Schliff 1260, 5,5 x.
- Fig. 3: Schwammbiolithit-Fazies. *Olangocoelia* (Sphinctozoa) in Algenmikrit-Matrix. Mittl. Salvatoredolomit, M. S. Salvatore, Schliff 1314, 4,6 x.
- Fig. 4: Algenbiolithit-Fazies. Schlieriger Algenmikrit mit *Lamellitubus cauticus* OTT (unten). Hohlräume mit mehreren Generationen von faserigem Spatit gefüllt. Ob. Salvatoredolomit, M.S. Salvatore, Schliff 845/1, 5,5 x.

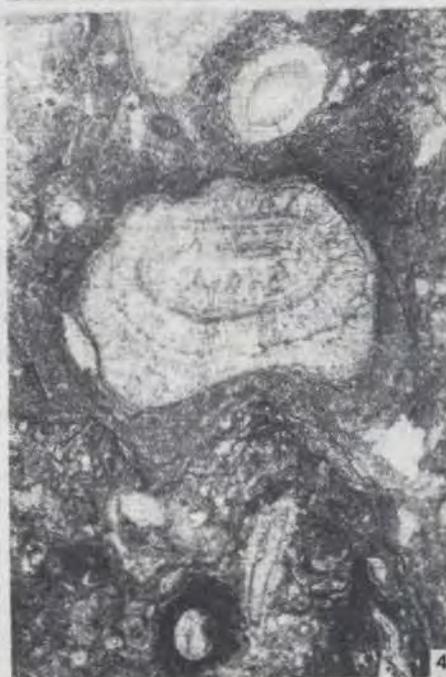
Tafel 2

- Fig. 1: Onkolithische Fazies. Die Onkolithkerne sind teilweise zu klarem Spatit rekristallisiert. – Mittl. Salvatoredolomit, M. S. Salvatore, Schliff AA1, 5,5 x.
- Fig. 2: Grapestone-Fazies. Locker gepackter Arenit mit Grapestone lump (oben) und Codiaceen in Lebensstellung (Mitte). Ob. Salvatoredolomit, M. S. Salvatore, Schliff AV 1/1, 5,5 x.
- Fig. 3: Grapestone-Fazies. Feinkörniger Arenit mit fladenförmigen Hohlräumen (Algenmatten). Ob. Salvatoredolomit, N Brusimpiano, Schliff IB5, 5,5 x.
- Fig. 4: Grapestone-Fazies. Disarenit mit Birdseyes. Mittl. Salvatoredolomit, M. S. Salvatore, Schliff AA2, 9,5 x.

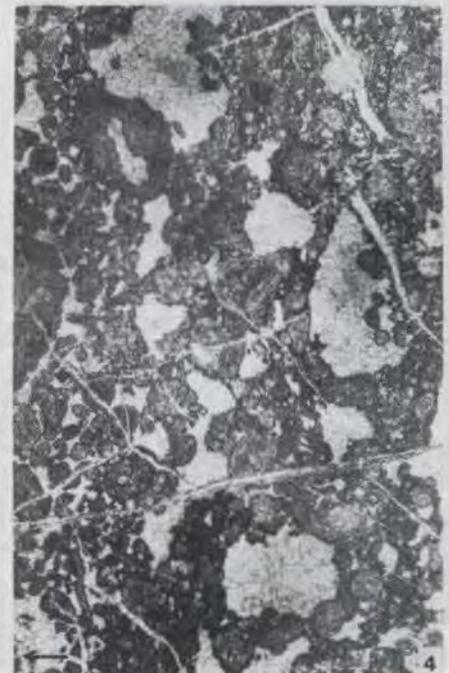
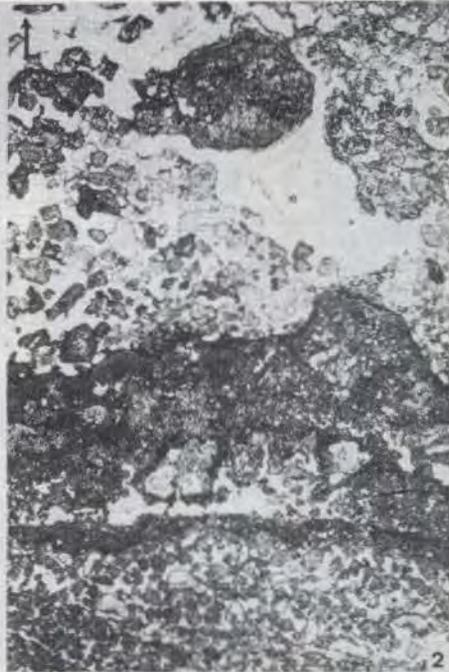
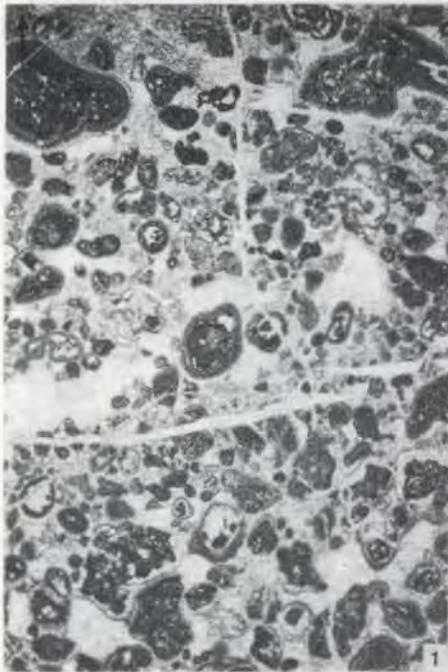
Tafel 3

- Fig. 1: Problematikum 1, Grapestone-Fazies. Ob. Salvatoredolomit, M. S. Salvatore, Schliff AA 16/2, 6 x.
- Fig. 2: Diploporen-Fazies mit *Diplopore annulata* SCHAFHÄUTL. Mittl. Salvatoredolomit, M. S. Salvatore, Schliff 1325/2, 7,0 x.
- Fig. 3: Kotpillenschlamm-Fazies. Wurstförmige Kotpillen aus dunklem, bituminösem Mikrit oder aus hellem feinkristallinem Pseudospatit. Salvatoredolomit, M. S. Salvatore, Schliff AM 5, 5,5 x.
- Fig. 4: Schlamm-Fazies. Mikrit mit Flaserschichtung. Salvatoredolomit, M. S. Salvatore, Schliff AC2, 5,5 x.

Tafel I



Tafel II



Tafel III

