

DIE LIAS-BECKENENTWICKLUNG DER UNKENER SYNKLINALE (NÖRDLICHE KALKALPEN, SALZBURG) UNTER BESONDERER BERÜCK- SICHTIGUNG DER SCHEIBELBERG FORMATION

Karl Krainer & Helfried Mostler

Mit 7 Abbildungen, 8 Fototafeln und 1 geol. Karte

Zusammenfassung:

Im Bereich der Unkener Synklinale (Nördliche Kalkalpen, Tirolikum) ist der Lias in einer außergewöhnlich geringmächtigen Beckenfazies entwickelt. Die nur rund 30 m mächtige Abfolge umfaßt Kendlbach Formation, Scheibelberg Formation, Saubach Formation mit eingeschalteten Bitumenmergeln und Adnet Schichten. Im Gegensatz zu benachbarten Jurabecken wurde jenes der Unkener Synklinale bereits in der Obertrias als Intraplattformbecken angelegt und nicht durch liassische Tektonik herausgeformt. Im Lias kam es lediglich zu einer weiteren Absenkung des Kössener Beckens um wenige 100 m, im gleichen Ausmaß wurde auch die südlich angrenzende Karbonatplattform der Steinplatte abgesenkt. Aus dem Kössener Becken hat sich dadurch ein etwas tieferes Lias-Becken entwickelt, aus der Karbonatplattform eine Tiefschwelle mit stark kondensierten liassischen Rotkalken.

Das Unkener Becken war im Lias aufgrund der geringen Subsidenzrate auch durch extrem geringe Sedimentationsraten gekennzeichnet, Debrite und Breccien fehlen.

Eingehend untersucht wurde die Scheibelberg Formation, für die ein neues Typusprofil vorgeschlagen wird. Die Scheibelberg Formation setzt sich aus grauen, dünn gebankten hornsteinführenden Knollenkalken zusammen, die reichlich Radiolarien und Kieselspicula enthalten. Aus dem unlöslichen Rückstand konnte eine hochdiverse Holothurienfauna gewonnen werden, die viele Arten enthält, von denen bislang angenommen wurde, daß sie bereits in der Obertrias ausgestorben sind. Diese wanderten jedoch aus einem bislang unbekanntem Rückzugsgebiet im Laufe des Sinemur und Pliensbach in das Unkener Becken ein, wo sie analoge Lebensbedingungen wie in der norischen Hallstätter Fazies vorfanden. Es dominieren Formen des tieferen Wassers, v. a. Vertreter der Gattungen *Praeeuphronides*, *Tetravirga*, *Biacumina*, *Uniramosa* und *Kristanella*. Insgesamt konnten aus der Scheibelberg Formation 6 Familien mit 23 Gattungen und 56 Arten, darunter eine neue Gattung und 15 neue Arten, nachgewiesen werden.

Abstract:

In the Unken Syncline of the Northern Calcareous Alps in western Salzburg (Austria) an exceptional thin basin facies (Unken basin) developed during the Liassic. The only 30 m thick basin succession is composed of Kendlbach Fm., Scheibelberg Fm., Saubach Fm. with intercalated oil shales (Bitumenmergel) and Adnet Formation.

In contrast to nearby Jurassic basins the Unken basin developed already during Late Triassic as an intraplateau basin, and was not formed by tectonics during the Liassic.

Subsidence of the Kössen basin continued to water depths of a few hundred meters during the Liassic. The adjacent carbonate platform of the Steinplatte in the south of the Unken basin subsided for the same extent.

From the Kössen basin a somewhat deeper basin, the Unken basin, evolved, and from the carbonate platform a seamount (Tiefschwelle) developed, on which condensed red limestones were deposited during the Liassic. Due to low rates of subsidence the Unken basin was characterized by extremely low rates of sedimentation. Breccias and other coarse-grained submarine mass flows are lacking.

For the Scheibelberg Formation a new type section is proposed. The Scheibelberg Formation consists of thin bedded, grey nodular cherty limestones which contain abundant radiolarians and siliceous spicules. From the insoluble residue a holothurian fauna of high diversity has been obtained, containing many species which have been believed to be extinct since the Upper Triassic. But these species immigrated from an unknown refuge during the Sinemurian and Pliensbachian into the Unken basin, where they found the same life conditions as in the Norian Hallstatt facies. Holothurian species of deeper water conditions predominate, especially those of the genera *Praeeuphronides*, *Tetravirga*, *Biacumina*, *Uniramosa* and *Kristanella*. The holothurian fauna consists of 6 families with 23 genera and 56 species, including 1 new genus and 15 new species, all described in the present paper.

1. Einleitung und Problemstellung

Im Lias wurden in den Nördlichen Kalkalpen eine Reihe von Sedimentationsbecken herausgeformt. Die meisten dieser Becken entstanden durch synsedimentäre Tektonik als Pull-Apart-Becken (ACHTNICH, 1982; SCHÄFFER & STEIGER, 1986; WÄCHTER, 1987; CHANNELL, et al., 1992; BRAUN et al., 1994; KRAINER et al., 1994; BÖHM et al., 1995), die sich nach CHANNELL, et al. (1992) hauptsächlich entlang E–W-gerichteter sinistraler Strike-Slip-Faults entwickelt haben. Die Entstehung dieser Becken weist auf eine ungefähr E–W-gerichtete Zone mit sinistralen Transstensionsbewegungen und wird in Zusammenhang mit der Öffnung des zentralen Nordatlantik gesehen (WEISSERT & BERNOULLI, 1985; SAVOSTIN et al., 1986; LEMOINE & TRÜMPY, 1987; TRÜMPY, 1988; u.a.).

Neben diesen durch intraliasische Tektonik entstandenen Becken existierte auch noch ein zweiter Typus von Becken. Dieser zweite Typus wurde bereits in der Obertrias angelegt (Kössener Becken) und hat sich im Lias durch eine leichte Vertiefung weiterentwickelt, zeigt jedoch keinerlei Anzeichen für synsedimentäre Tektonik. Die Sedimentabfolgen dieser beiden Beckentypen zeigen deutliche Unterschiede, insbesondere in den Mächtigkeiten.

Die Sedimentationsprozesse in den relativ kleinräumigen Jurabecken im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen waren durchwegs sehr komplex und von verschiedensten Parametern wie synsedimentäre Tektonik, Subsidenzrate, Wassertiefe, Bioproduktion, Neigung des Abhanges usw. gesteuert. Die einzelnen Beckenfüllungen sind durch starke lokale Faziesunterschiede charakterisiert, hervorgerufen durch den raschen Fazieswechsel (proximaler Abhang – distaler Abhang – Becken). Diese starke Faziesdifferenzierung führte letztlich dazu, daß im Lias gleichzeitig je nach Ablagerungsraum ganz unterschiedliche Sedimente abgelagert wurden: im Bereich der Tiefschwellen Adneter Cephalopodenkalk und Enzesfelder Kalk, im Bereich des oberen Abhanges Hierlatzkalk, im Hangbereich Weißbach Schichten, Kendlbachschichten, Adneter Schichten, im Übergangsbereich Hang – Becken Scheibelbergkalk und schließlich im Beckenbereich Kirchsteinkalk und Fleckenmergel (Allgäu Formation).

Zwischen diesen Faziestypen bestehen vielfach fließende laterale und vertikale Faziesübergänge, sodaß es oft schwierig ist, die einzelnen Formationen klar gegeneinander abzugrenzen. Dazu kommt noch, daß diese nach wie vor nicht exakt definiert sind bzw.

die Definitionen teilweise nicht den Richtlinien der Stratigraphischen Kommission entsprechen.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, anhand eines gut aufgeschlossenen Profils die Lias-Sedimentabfolge des Unkeners Beckens zu beschreiben, das sich bereits in der Obertrias herausgeformt und im Lias weiter vertieft hat. Insbesondere die Scheibelberg Formation soll faziell und mikrofaunistisch dargestellt und gegenüber den unter- und überlagernden Formationen, insbesondere Kendlbach Formation, Saubachschichten und Adneter Formation, klar abgegrenzt werden.

2. Geologischer Rahmen

Das untersuchte Profil liegt am Ausgang des Karnergrabens westlich von Unken (Salzburg), innerhalb der Unkeners Synklinale, die der tektonischen Einheit der tirolischen Stauffen-Höllengebirgsdecke angehört. Die Lage des Profils ist aus Abb. 1 ersichtlich.

Im Bereich der Unkeners Synklinale bilden Kössener Schichten die Unterlage der Jura-Abfolge, auf der südlich angrenzenden Steinplatte liegt dagegen der Jura auf Oberrhätalk (siehe geol. Karte).

Jura- und Unterkreidesedimente bilden den Kern dieser E–W- steichenden, nach Osten bis Südosten unter die juvavischen Decken abtauchenden Synklinale. Die Jurasedimente der Unkeners Synklinale wurden in einem Becken (Unkeners Becken) abgelagert, das durch eine Hochzone vom südöstlich gelegenen Weißbach-Diesbach-Becken getrennt war. Im Süden (Steinplatte) war das Becken von einer Tiefschwelle begrenzt. Beide Becken zeigen auch eine völlig unterschiedliche fazielle Entwicklung (vgl. KRAINER et al., 1994). Im Vergleich zur bis zu gut 1000 m mächtigen Sedimentabfolge im Weißbach-Diesbach-Becken erreicht der gesamte Jura in der Unkeners Synklinale im Bereich des Karnergrabens nicht einmal 100 m.

Die Jura-Beckenabfolge des Karnergrabens liegt auf Kössener Schichten, die zuletzt von KUSS (1983) auch im Bereich der Unkeners Synklinale sedimentologisch untersucht wurden. Über den Kössener Schichten folgen wenige Meter mächtige Kendlbachschichten, die von kieseligen Knollenkalken der Scheibelberg Formation mit einer Mächtigkeit von rund 15 m überlagert werden. Darüber ist eine mergelige Kalkfazies (Saubach Formation) entwickelt, in die bis zu 5 m mächtige schwarze Bitumenmergel („Lias-Epsilon-Schiefer“, EBLI, 1989) eingeschaltet sind. Die mergelige Kalkfazies der Saubach Formation wird mit einer

scharfen Grenze von ziegelroten, ammonitenführenden Kalkmergeln (Adneter Formation) des Toarc überlagert (siehe Profil, Abb. 2). Darauf folgen rund 4 m mächtige, dünnbankige Knollenkalke mit lokal eingeschalteten Debriten unterschiedlicher Mächtigkeit („Schwarzbergklamm-breccie“), überlagert von Radiolariten der Ruhpoldinger Formation, die im Karnergraben eine Mächtigkeit von ca. 40 m erreichen.

Im folgenden werden die Scheibelberg Formation, die darunterliegende Kendlbach Formation und die darüberliegende Saubach Formation im Detail beschrieben sowie deren Ablagerungsbedingungen, Mikrofauna und stratigraphische Stellung diskutiert.

3. Kendlbachschichten (Kendlbach Formation)

PLÖCHINGER (1982) faßte die Preplanorbis Beds und den grauen Liasbasiskalk als „Kendlbachschichten“ zusammen. GOLEBIOWSKI (1990) hat schließlich den Begriff Kendlbach Formation geprägt und diese in das Tiefengraben Member (= untere Kendlbachschichten bzw. Preplanorbis Beds) und Breitenberg Member (= obere Kendlbachschichten oder grauer Liasbasiskalk) untergliedert.

Die Kendlbachschichten stehen am Ausgang des Karnergrabens mit einer Mächtigkeit von gut 3 m an, wobei jedoch der Übergang in die liegenden Kössener Schichten nicht aufgeschlossen ist (Profil, Abb. 2).

Die Kendlbachschichten lassen sich auch im untersuchten Profil lithologisch in das Tiefengraben Member und in das Breitenberg Member untergliedern.

Das Tiefengraben Member bestehen aus dm-gebankten, fossilführenden, bräunlich anwitternden Kalken und zwischengeschalteten, schwarzgrauen, teilweise sandigen fossilfreien Mergeln (Abb. 3). Auf den Bankungsflächen der Kalkbänke sind z.T. reichlich Makrofossilien (Brachiopoden und Ostreiden) enthalten.

Die Mergellagen werden im unteren Teil bis zu mehrere dm mächtig, nach oben nimmt die Mächtigkeit rasch ab (Abb. 3).

Das Breitenberg Member ist im Profil Karnergraben 1 m mächtig und besteht aus eben gebankten Kalken ohne Mergelzwischenlagen.

3.1 Mikrofazies

Die Sedimente der Kendlbach Formation setzen sich aus folgenden Mikrofaziestypen zusammen:

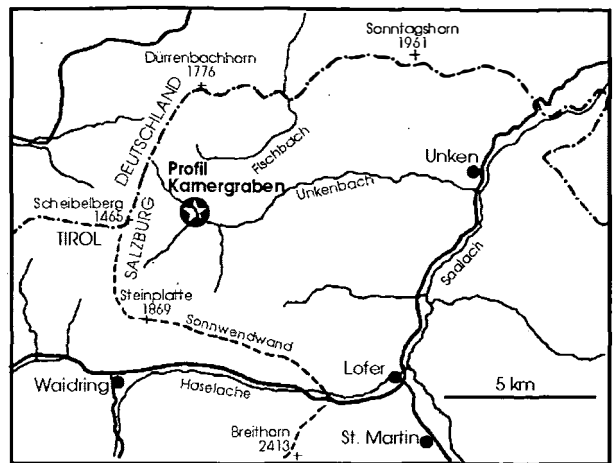


Abb. 1: Übersichtskarte mit Lage des untersuchten Profils im Karnergraben.

- a) Echinodermen-Packstones,
- b) Echinodermen-Peloid-Packstones sowie
- c) Echinodermen-Foraminiferen-Wackestones/Packstones

a) Echinodermen-Packstone (Taf. 1, Fig. 6): Dieser Mikrofaziestyp ist ungeschichtet bis undeutlich geschichtet, leicht bioturbat, schlecht bis sehr schlecht sortiert. Schalenreste sind mitunter eingeregelt. Die Grundmasse besteht aus Mikrit und sparitischem Zement.

An Bioklasten dominieren bis zu 5 mm große Echinodermenreste, untergeordnet sind verschiedene, teilweise angebohrte Schalenreste (v.a. von Brachiopoden; bis 1 cm groß), teilweise doppelklappig erhaltene Ostracoden, Spicula (z.T. häufig) und Foraminiferen enthalten. Selten sind Gastropoden und Serpuliden.

An Lithoklasten finden sich kleine dunkle mikritische Komponenten (Peloide), in denen selten kleine Foraminiferen und Glaukonit enthalten sind. Mikrit haftet z.T. auch an den Foraminiferen, einzelne Foraminiferen sind zerbrochen. Offensichtlich stammen die Foraminiferen aus demselben Ablagerungsraum wie die Peloiden („Foraminiferenschlammfazies“). Es ist auch auffallend, daß die Foraminiferen – es handelt sich um sessile Formen – nie auf anderen Komponenten, insbesondere Bioklasten, aufsitzen.

Feinkörniges siliziklastisches Material in Siltkorngröße ist locker eingestreut, der Anteil nimmt zum Hangenden hin kontinuierlich ab. Hauptsächlich handelt es sich um detritischen Quarz. Auch etwas Glaukonit ist vorhanden, und zwar in der Matrix, in Peloiden, in Wühlgefügen und als ?Komponente. Außerdem werden Schalenreste teilweise von

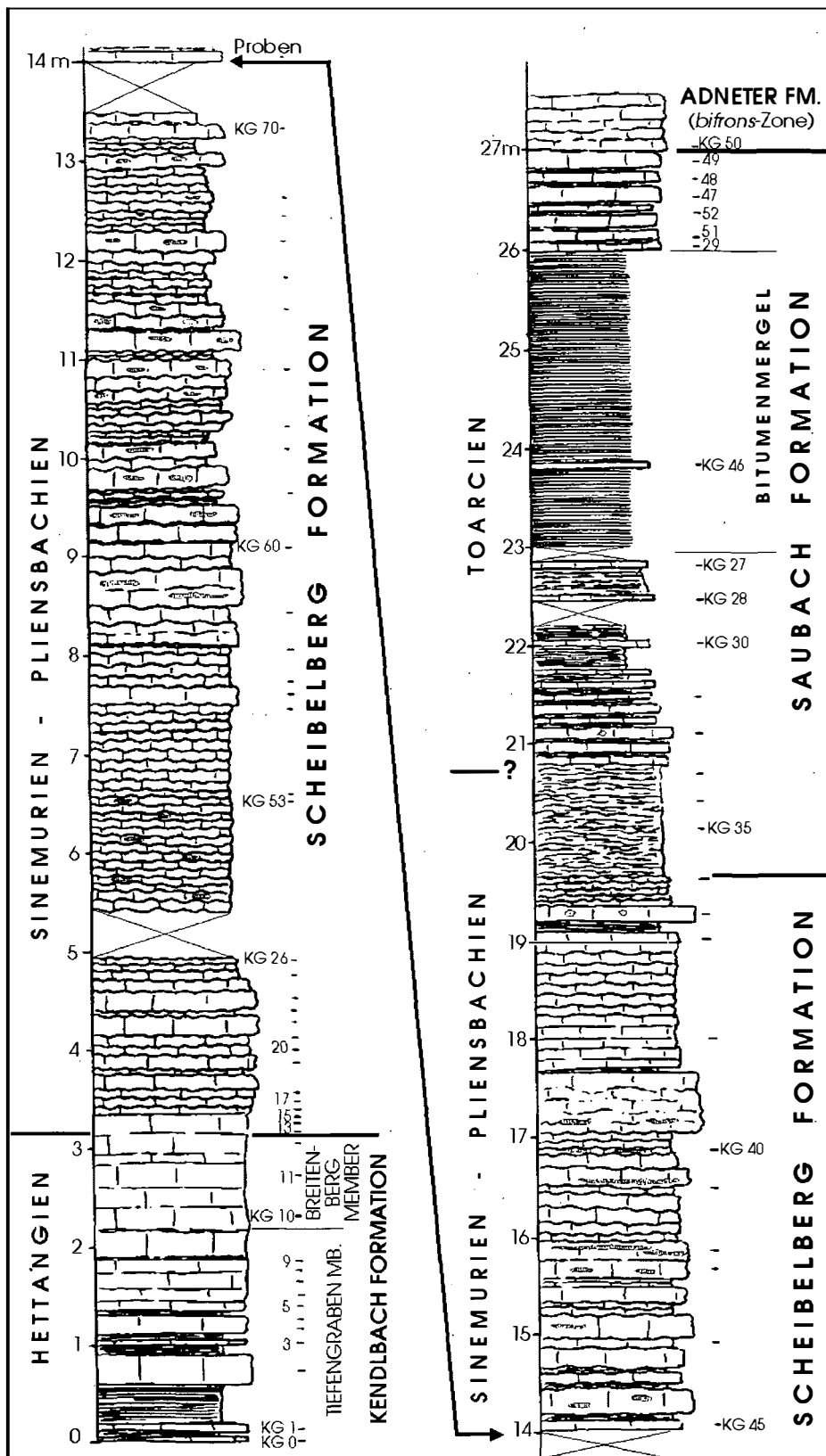


Abb. 2: Detailprofil durch die Lias-Abfolge der Unkener Synklinale am Ausgang des Kamegrabens. Die Lage des Profils ist aus Abb. 1 ersichtlich.

Glaukonit ersetzt. Einzelne Foraminiferen-Steinkerne und Kieselspicula sind z.T. völlig in Glaukonit umgesetzt.

Echinodermenreste zeigen mitunter syntaxiale Anwachssäume. Häufig werden Schalenreste, seltener auch Echinodermenreste von Mikroquarz verdrängt. Spicula sind vielfach kalzifiziert und mit einem Saum aus radiaxialen Kalzit umgeben.

Das Gestein ist leicht sammelkristallisiert und mikrotylolithisch überprägt, insbesondere um Echinodermenreste sind häufig Drucksuturen in Form von Mikrotylolithen zu erkennen, die auf beginnende Drucklösung hinweisen.

b) Echinodermen-Peloid-Packstones unterscheiden sich von den echinodermenreichen Packstones nur durch ihren höheren Anteil an dunklen, mikritischen Komponenten (Peloiden) (Taf. 1, Fig. 2, 7).

c) In Echinodermen-Foraminiferen-Wackestones/Packstones sind Kleinforaminiferen ein sehr häufiger biogener Bestandteil, wobei es sich fast ausschließlich um die Art *Planinvolutina carinata* handelt. Auch Spicula und Peloiden sind teilweise etwas häufiger (Taf. 1, Fig. 1, 3, 4 und 5).

Die gröberen (grobarenitischen) Bänke enthalten generell reichlich dicht gepackte Echinodermenreste (Echinodermen-Packstones), während die feinkörnigeren Bänke (feinarenitisch) neben Echinodermenresten überwiegend aus Foraminiferen, Spicula und Peloiden zusammengesetzt sind.

3.2 Faziesinterpretation

Die Sedimente der Kendlbach Formation zeigen in ihrer faziellen Entwicklung noch starke Anklänge an die Kössener Schichten. Die Beckenfazies der Kössener Schichten findet in den Kendlbachschichten ihre Fortsetzung, das Intraplattformbecken senkt sich im Lias weiter ab. Die Kendlbach Formation setzt sich einerseits aus feinkörnigen, siliziklastisch dominierten Sedimenten zusammen, die im tieferen Teil der Abfolge vorherrschen und faziell den Mergeln und sandigen Mergeln der Kössener Schichten entsprechen. Im höheren Teil dominieren Kalke, die reich an Echinodermenresten, stellenweise auch an Foraminiferen sind. Diese Kalke werden als submarine Schüttungen gedeutet, die auf einem distalen



Abb. 3: Aufschlußphoto der Kendlbach Formation am Ausgang des Kamergrabens mit dem Tiefengraben Member. Im unteren Teil sind dickere Mergellagen zwischengeschaltet (untere Bildhälfte). Höhe des Aufschlusses ca. 2 m.

Abhang zur Ablagerung gelangten. Sowohl die Echinodermenreste als auch die sessilen Foraminiferen sind allochthon. Dies erklärt auch, warum nie Komponenten vorgefunden werden, die von diesen sessilen Foraminiferen inkrustiert sind. Allerdings sind sie hin und wieder in mikritischen Komponenten (Peloiden) enthalten. Offensichtlich stammen Peloiden und sessile Foraminiferen aus demselben Ablagerungsraum („Foraminiferenschlammfazies“). Auch die Kalke enthalten siliziklastisches Material, der siliziklastische Einfluß nimmt erst innerhalb des Breitenberg Members allmählich ab. Sowohl das siliziklastische Material als auch die Bioklaste (v.a. Echinodermenreste) stammen vermutlich aus demselben Liefergebiet, von dem auch das Kössener Becken gespeist wurde. Die über dem Oberrhätalk im unteren Lias entstandene Tiefschwelle kommt als Liefergebiet nicht in Frage.

4. Scheibelbergkalk (Scheibelberg Formation)

4.1 Allgemeine Bemerkungen

Für die über dem „Liasbasiskalk“ (=Kendlbach Formation) entwickelten Liashomsteinknollenkalke hat GARRISON (1964) den Begriff Scheibelbergkalk geprägt. Die Typuslokalität liegt auf der Westseite des Scheibelberges, nur ca. 3km westlich des Kamegrabens (siehe auch HORNSTEINER, 1991).

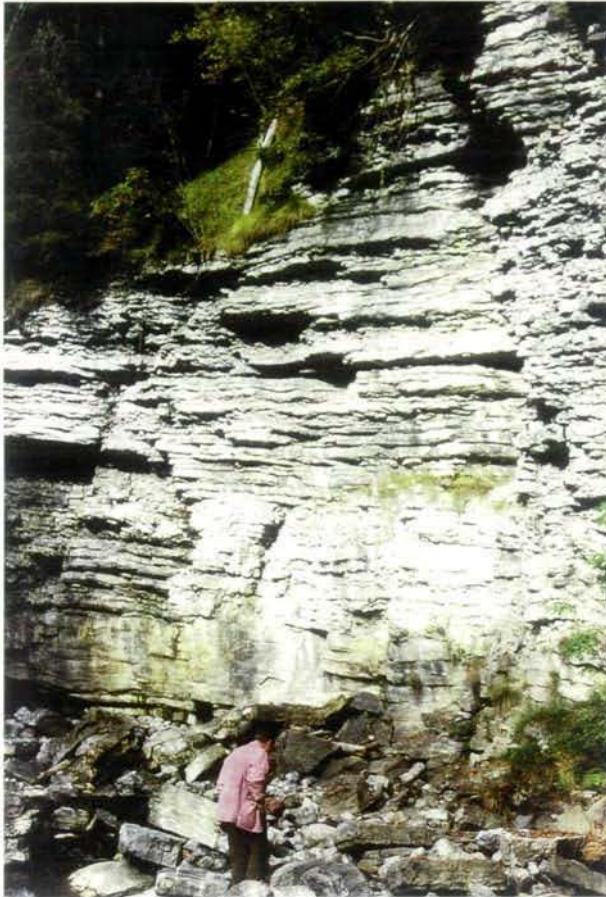


Abb. 4: Aufschlußphoto der Kendlbach Formation (undeutlich gebankte Kalke an der Basis) und der darüberliegenden, gut gebankten Knollenkalke der Scheibelberg Formation am Ausgang des Kamegrabens (Typusprofil).

Die Scheibelberg Formation ist im Kamegraben knapp 16 m mächtig (Profil, Abb. 2 und Abb. 4). Die Untergrenze ist scharf ausgeprägt und durch einen markanten Wechsel von bräunlichen, eben gebankten Kalken der Kendlbach Formation zu dünn gebankten grauen Knollenkalke der Scheibelberg Formation charakterisiert. Die Basis bildet eine knapp 30 cm

dicke, gelbbraune Kalkbank, die makroskopisch dem Enzesfelder Kalk ähnlich ist. Darüber folgen graue Knollenkalke. Die einzelnen Knollenkalkbänke sind an der Basis 5–20 cm dick und häufig durch dünne, tonige Lagen getrennt. Der unterste Abschnitt (1 m) enthält keine Kieselsäure, darüber führen die Knollenkalke auch Homstein in Form von dunklen, mehrere cm großen Knollen und dünnen Lagen. Im mittleren und höheren Abschnitt handelt es sich durchwegs um graue, gut gebankte Knollenkalke mit dünnen tonigen Zwischenlagen. Die Bänke sind meist 10–20 cm dick. Vereinzelt sind auch dickere Bänke, die eine undeutliche interne Bankung aufweisen, eingeschaltet.

Auch die Obergrenze ist recht scharf ausgebildet. Über den kieseligen Knollenkalke folgen zunächst eben gebankte und leicht knollige, grünlichgraue mergelige Kalke der Saubach Formation.

4.2 Basale Kalkbank der Scheibelberg Formation

Im untersuchten Profil ist über der Kendlbach Formation eine 30 cm dicke, undeutlich in 3 Bänke gegliederte gelbbraune Kalkbank entwickelt, die im Gelände aufgrund der Färbung und der glatten Bankflächen dem Enzesfelder-Kalk sehr ähnlich ist.

Der Begriff Enzesfelder Kalk geht auf STUR (1851) zurück und wird in der Originalarbeit als „Enzesfelder Schichten“ bezeichnet. Er verstand darunter „gelbe, mit Homsteinen wechsellagernde Kalksteinschichten“. TOLLMANN (1976) definiert den Enzesfelder Kalk als „honiggelbe, gut gebankte, selten gelbliche Homsteinknollen führende oder auch rote, gelblichknollige, oft an Ammoniten, Bivalven und Mikrofauna außerordentlich reiche Kalke“ (siehe auch KRISTAN-TOLLMANN & COLWELL, 1992). Charakteristisch ist auch die geringe Mächtigkeit von oft nur wenigen Dezimetern.

Mikrofaziell besteht die basale Kalkbank der Scheibelberg Formation aus einer honigbraunen Lage eines ungeschichteten, bioturbaten bioklastischen Wackestone/Packstone mit überwiegend Echinodermenresten und Kieselspicula sowie Ostracoden, Schalenresten, Foraminiferen (hpts. Kalkschaler, vereinzelt *Involutina*), Gastropoden sowie Radiolarien (Taf. 1, Fig. 8). Auch einzelne Peloiden und etwas Glaukonit sind enthalten. Die Matrix besteht aus einem grauen Mikrit. Darüber folgt ein ungeschichteter, bioklastischer Wackestone mit zahlreichen Schalenresten von Ostracoden, Brachiopoden, Muscheln, Gastropoden, Echinodermenresten sowie Kieselspicula, Foraminiferen (selten *Involutina*) und Radiolarien. Das Gestein

ist teilweise verkieselt und enthält kleine Kieselkonkretionen. Zu oberst ist ein undeutlich geschichteter bioklastischer Packstone entwickelt, bestehend aus zahlreichen Schalen- und Echinodermenresten, Spicula, Radiolarien und einzelnen Foraminiferen. Längliche Bioklasten sind teilweise eingeregelt. Radiolarien sind vielfach noch in Kieselsäureerhaltung, allerdings zu Mikroquarz sammelkristallisiert, wobei die Schalenstruktur noch deutlich erkennbar ist. Teilweise sind Radiolarien und Kieselspicula bereits kalzifiziert. Das Gestein ist lagenweise verkieselt. Die Matrix besteht aus Siltit und Mikrit.

Vergleichende Untersuchungen am Enzesfelder Kalk der Typuslokalität haben jedoch gezeigt, daß dieser aus einem deutlich anderen Mikrofaziestyp aufgebaut ist (vgl. auch TOLLMANN, 1976; KRISTAN-TOLLMANN & COLWELL, 1992): An der Typuslokalität besteht der Enzesfelder Kalk aus einem bioturbaten bioklastischen Wackestone mit reichlich Echinodermen, Schalenresten und Foraminiferen, insbesondere Involutinen. Radiolarien und Kieselspicula fehlen dagegen vollkommen. Auch Subsolutionserscheinungen und Hartgrundbildungen sind an der Typuslokalität ein charakteristisches Merkmal (vgl. auch BÖHM, 1992). Bereits STUR (1851) weist darauf hin, daß an der Typuslokalität bei Enzesfeld die „gelben Enzesfelder Schichten“ von „rothen Schichten“ (= Adneter Schichten) überlagert werden. Auch im bekannten Profil am Fonsjoch westlich vom Achensee, wo typischer, stark kondensierter Enzesfelder Kalk entwickelt ist, folgen darüber Adneter Schichten. Daraus ist zu schließen, daß die kondensierten Abfolgen des Enzesfelder Kalkes und der darüberfolgenden Adneter Schichten jeweils auf Tiefschwellenpositionen beschränkt sind, während in den tieferen Bereichen – distale Abhang- und Beckenfazies – Enzesfelder Kalk fehlt und die Kendlbachschichten direkt vom Scheibelbergkalk überlagert werden.

Der Enzesfelder Kalk wurde zuletzt von BLAU & GRÜN (1994) im Kendlbachprofil der Osterhorngruppe genauer untersucht. Allerdings entsprechen die von BLAU & GRÜN (1994) dem Enzesfelder Kalk zugeordneten Kalkbänke (Faziesbereich IV, Abb. 2) mikrofaziell keinesfalls dem Enzesfelder Kalk. Diese bestehen aus rötlichen Mudstones und Wackestones mit reichlich Kieselspicula und sind bereits den Adneter Schichten (Knollenkalk-Fazies) zuzuordnen. Eine mikrofazielle Ähnlichkeit mit dem Enzesfelder Kalk zeigen dagegen die Kalke ihrer Fazies III, die BLAU & GRÜN (1994) allerdings noch zum Breitenberg Member stellen. Diese Kalkbänke zeigen nicht die für den

Enzesfelder Kalk typischen Kondensationserscheinungen.

Auch im Karnergraben weist die am Top der Kendlbachschichten entwickelte Kalkbank makroskopisch gewisse Ähnlichkeiten mit dem Enzesfelder Kalk auf, mikrofaziell sind jedoch, wie zuvor beschrieben, deutliche Unterschiede feststellbar; aber es fehlen auch alle Anzeichen für Kondensation.

Nach unserer Auffassung fehlt im Bereich der Unterkener Synklinale der für die Schwellenfazies typische Enzesfelder Kalk aus faziellen Gründen. Die dem Enzesfelder Kalk ähnliche Bank wird von uns der Scheibelberg Formation zugerechnet und auch mikrofaunistisch im Detail erfaßt, um die Unterschiede zum Enzesfelder Kalk darzustellen.

4.3 Gesamt-Mikrofauna (unlöslicher Rückstand) der basalen Kalkbank

Die basale Kalkbank der Scheibelberg Formation unterscheidet sich von den Kalken der Kendlbach Formation auch durch eine reiche Mikrofauna. Die Mikrofauna der darüberfolgenden Knollenkalke unterscheidet sich dagegen nur durch eine größere Individuenhäufigkeit und Artenvielfalt.

Foraminiferen

Agglutinierte Foraminiferen auf Schalenbruchstücken aufsitzend; aber auch nicht sessile, agglutinierende Foraminiferen sind präsent. Untergeordnet sind Steinkerne von kalkschaligen Foraminiferen in Glaukonit-Erhaltung nachweisbar.

Radiolarien

Steinkerne von Spumellarien (sehr schlecht erhalten; nichteinmal auf die Gattung bestimmbar).

Poriferen (Kiesel-Spicula)

Vereinzelte pyritisierte Fragmente von dictyiden Hexactinelliden und glatte Hexactine. Häufiger sind Skleren von Demospongien; hier sind es fast ausschließlich Dichotriaene, und die meist in Glaukonit-Erhaltung. Nur einmal wurde ein Aster nachgewiesen. Die Präsenz der Kalkschwämme am Aufbau der basalen Kalkbank ist durch einfache triactine Skleren (nur 1 Typus) belegbar.

Ostracoden

Wenige Steinkerne; selten einzelne, stark von Säure ankorrodierte Schalen.

Echinodermaten

Mit Ausnahme der Asteriden sind alle Großgruppen vorhanden.

a) Crinoiden:

Wenige, relativ kleine Stielglieder; wesentlich mehr Brachialia; relativ häufig Cirrhalia.

b) Echiniden:

Von der Corona Ambulakral- und Interambulakralplatten; vom Kauapparat (Laterne des Aristoteles) konnten isolierte Rotula, Kompass- und Halbpiramiden und sehr selten Zähne nachgewiesen werden. Auffallend ist das starke Vorherrschen der Halbpiramiden (pro Laterne 10 Halbpiramiden). Eine Auszählung ergab 220 Halbpiramiden, 16 Rotula und 8 Kompass-Elemente sowie 2 Zähne. Damit soll aufgezeigt werden, daß durch Strömungen die kleinen Skelettelemente verfrachtet wurden (Frachtsonderung), zumal die 220 Halbpiramiden auf 22 Kauapparate zurückgehen, die Anzahl der Rotula nur auf 3 und die Zähne nur auf einen Kauapparat zurückzuführen sind.

Sehr häufig bis massenhaft sind Echinidenstacheln, wobei solche von Cidariden vorherrschen. Die Pedicellarien sind auffallend und relativ stark divers vertreten. Weiters wurden isolierte Fußscheibenplättchen, die von Ambulakralfüßchen stammen, nachgewiesen.

c) Ophiuren:

Sehr viele Lateralschilder, die vom proximalen Bereich bis in den distalen Bereich vertreten sind, wobei naturgemäß solche im distalen Bereich vorherrschen. Selten dagegen sind Armwirbel und diese stammen fast ausschließlich aus dem distalen Bereich. Eine Auszählung der Lateralia und Armwirbel ergab folgendes: 368 Lateralia; 15 Armwirbel, davon war nur ein Armwirbel aus dem proximalen Bereich. Da auf einen Armwirbel zwei Lateralia kommen (ein Armwirbel wird von zwei Lateralia eingeschlossen), müßten 184 Armwirbel vorgelegen haben. Auch daraus geht eindeutig hervor, daß die Lateralschilderanhäufung auf Frachtsonderung bzw. auf Bodenströmungen zurückgeht.

Relativ häufig sind Ventralplatten, seltener Dorsalia. Stark divers sind die vielen Stacheln, sowohl von der Scheibe, als auch von den Armen stammend. Darunter finden sich auch Armstacheln von *Ophioliassica ingridae* MOSTLER & KRAINER und *Ophiocapillus verticiformis* n. gen. n. sp.

d) Holothurien:

Neben verschiedenen Kalkringelementen fällt eine überreiche Skleritenvergesellschaftung an, die eine rege Besiedelung des Ablagerungsraumes durch Holothurien dokumentiert. Die Bioturbation in der basalen Kalkbank geht im wesentlichen auf die Wühl- und Freßtätigkeit der Holothurien zurück, was zu einer Entschichtung der Sedimente führte. Ein hoher Anteil an Sediment passierte den Darmtrakt der Holothurien; es werden auf diese Weise bis zu 20 kg Sediment pro Tag und Holothurie umgesetzt.

Folgende Familien und Gattungen sind in der basalen Kalkbank der Scheibelberg Formation (Probe KG 13) vertreten:

Fam. **Stichopitidae** FRIZZELL & EXLINE, 1956

Gen. *Rhabdotites* DEFLANDRE-RIGAUD, 1952

Rhabdotites inclinatus MOSTLER

Gen. *Uncinulina* TERQUEM, 1862

Uncinulina parvispinosa MOSTLER

Gen. *Punctatites* MOSTLER, 1968

Punctatites extensus (MOSTLER)

Gen. *Praeeuphronides* MOSTLER, 1967

Praeeuphronides latus MOSTLER

Praeeuphronides multiperforatus MOSTLER

Praeeuphronides simplex MOSTLER

Gen. *Tetravirga* FRIZZELL & EXLINE, 1956

Tetravirga gracilis MOSTLER

Gen. *Uncinulinoides* MOSTLER, 1972

Uncinulinoides regularis MOSTLER

Fam. **Achistridae** FRIZZELL & EXLINE, 1956

Gen. *Achistrum* ETHERIDGE, 1881

Achistrum bartensteini FRIZZELL & EXLINE

Achistrum longirostrum MOSTLER

Fam. **Semperitidae** MOSTLER, 1970

Gen. *Biacumina* MOSTLER, 1970

Biacumina inconstans MOSTLER

Biacumina rariperforata KOZUR & MOCK

Fam. **Priscopeditidae** FRIZZELL & EXLINE, 1956; emend. KOZUR & MOSTLER, 1996

Gen. *Centropedatus* MOSTLER, 1996

Centropedatus scheibelbergensis n. sp.

Centropedatus callosus n. sp.

Centropedatus undulatus n. sp.

Fam. **Theeliidae** FRIZZELL & EXLINE, 1956

Gen. **Theelia** SCHLUMBERGER

Theelia immisorbicula MOSTLER

Theelia stellifera ZANKL

Theelia variabilis ZANKL

Alleine in der Probe KG 13 sind es bei den Holothurien-Skleriten 5 Familien mit 11 Gattungen und 18 Arten (3 neue Arten). Alle Gattungen haben die Trias-Jura-Grenze überschritten. Zum Großteil sind es noch die gleichen Arten, die sich aus der Trias in den basalen Jura herübergerettet haben. Es sind dies Arten der Gattungen *Rhabdotites*, *Uncinulina*, *Punctatites*, *Prae-euphronides*, *Uncinolinoides*, *Tetravirga*, *Biacumina*, und *Theelia*. Das Skleritenspektrum wird sehr stark von obertriassische Formen dominiert. Die aus dem germanischen Unterlias bekannten Holothuriensklerite, wie Vertreter der Gattungen *Binoculites*, *Cucumari-tes*, *Stichopitites*, fehlen ebenso wie Formen der Familie Calclaminidae, z.B. die Gattungen *Calclamna*, *Calclamella* und *Mortensenites*. Weiters fehlen auch einige Formen der Familie Priscopodidae, wie *Stauromcumites* und eine Reihe von Arten der Gattung *Theelia*. Wie noch im taxonomischen Teil auszuführen ist, fällt die Fauna der basalen Kalkbank gegenüber jener der Knollenkalke nur als gattungs- und artenärmer heraus; sie spiegelt ein hochtriassisches Faunenspektrum wider. Faunenelemente aus dem germanischen Jura sind nicht nachweisbar.

Mikroproblematika

Konisch zulaufende, glatte, meist geradlinig gestaltete Röhren mit endständiger Blasenbildung, deren Ende zu einer Spitze ausgezogen ist. Es handelt sich um *Venerella stillata* KOZUR & MOSTLER, die bereits im Obenor sehr häufig auftritt.

Abschließend sei noch eine statistische Erfassung der Skelettelemente der basalen Kalkbank der Scheibelberg Formation aufgelistet. Vorweg soll festgehalten werden, daß die Echinodermaten mit insgesamt 69% bei weitem vorherrschen.

1. Echinidenskelettelemente	30,0%
2. Foraminiferen (aggl. und Kalkschaler)	20,0%
3. Crinoiden-Skelettelemente	16,0%
4. Ophiuren-Skelettelemente	15,0%
5. Holothurien-Sklerite	8,0%
6. Mikroproblematika	5,0%
7. Poriferen (Kieselspicula)	4,0%
8. Kalkschwämme	1,0%
9. Radiolarien	0,5%
10. Fischreste	0,5%

4.4 Mikrofazies der Knollenkalke

Die untersten 3 Bänke bestehen – ebenso wie die darunterliegende basale Kalkbank – aus bioklastischen Wackestones reich an Echinodermen. Die ersten Bänke unterscheiden sich mikrofaziell nicht von der basalen Kalkbank. Darüber läßt der Echinodermengehalt rasch nach und es dominieren bioklastische Wackestones/Packstones mit reichlich Kieselspicula und Radiolarien. Untergeordnet finden sich auch bioklastische Wackestones reich an Kieselspicula und Schalenresten. Nur vereinzelt sind echinodermenreiche Mikrofaziestypen eingeschaltet.

Bioklastischer Wackestone/Packstone, reich an Kieselspicula und Radiolarien (Taf. 2, Fig. 1, 2)

Diese Fazies erweist sich im Dünnschliff als ungeschichtet, selten undeutlich geschichtet und ist häufig bioturbat. An Bioklasten überwiegen Radiolarien und Spicula, untergeordnet finden sich auch Ostracoden (z.T. zweiklappig), größere Schalenreste, Echinodermenreste, Foraminiferen (auch *Involutina*), Gastropoden und Echinidenstacheln. Die Matrix ist mikritisch, selten pelmikritisch, in Packstones vereinzelt auch mikrosparitisch. Sporadisch tritt etwas Glaukonit auf. Selten sind größere Bohrgänge erkennbar, die mit siltitischer Matrix und kleinen Bioklasten gefüllt sind. Radiolarien und Kieselspicula sind partiell noch in Kieselsäureerhaltung, teilweise aber bereits kalzifiziert. Echinodermenreste sind z.T. verkieselt. Bioklaste, v.a. größere Schalenreste sind häufig sammelkristallisiert. Lokal ist authigene Pyritbildung zu beobachten. Charakteristisch ist eine selektive Verkieselung in Form von bis zu mehrere cm großen Kieselknauern.

Bioklastischer Wackestone, reich an Echinodermenresten

Dieser Mikrofaziestyp ist ungeschichtet, bioturbat, feinkörnig und enthält neben reichlich Echinodermenresten auch Schalenreste (v.a. von Ostracoden), Kieselspicula, Foraminiferen (Kalkschaler, selten *Involutina*), Gastropoden und Echinidenstacheln. Auch Pe-loide sind enthalten. Lagenweise sind bis zu 4 mm große Intraklaste eingestreut. Die Matrix besteht aus einem grauen Mikrit, fleckenweise tritt auch Sparit auf; Glaukonit ist selten. Bioklaste, v.a. Schalenreste,

sind stark sammelkristallisiert, einzelne Echinodermenreste sind angebohrt.

Bioklastische Wackestones, reich an Kieselspicula und Schalenresten (Taf. 2, Fig. 3, 4)

Auch dieser Typus ist ungeschichtet und bioturbat, z. t. dicht gepackt (Packstone). Dominierende Bioklaste sind Spicula und Schalenreste, v. a. von Ostracoden. Nebenbei sind auch Echinodermenreste, Foraminiferen (u. a. *Involutina*), Echinidenstacheln, Gastropoden und Radiolarien enthalten. Ostracoden sind vereinzelt doppelklappig erhalten und zeigen Geopetalgefüge. Größere Schalenreste sind mitunter angebohrt. Pelolide sind ebenfalls zu beobachten. Die Matrix ist mikritisch und enthält vereinzelt Glaukonit. Dieser Mikrofaziestyp ist teilweise verkieselt.

4.5 Faziesinterpretation

Lediglich im basalsten Abschnitt der Scheibelberg Formation treten noch echinodermenreiche Schüttungen eines distalen Abhanges auf, ansonsten sind die Knollenkalke der Scheibelberg Formation weitgehend aus hemipelagischen bis pelagischen, autochthonen Sedimenten aufgebaut, die von der distalen Hangfazies zur Beckenfazies überleiten. Die Absenkung des Beckens hat sich kontinuierlich fortgesetzt.

Die Knollenkalke enthalten eine pelagische autochthone Fauna, insbesondere Radiolarien, Kieselchwämme und Holothurien. Flachwasserformen fehlen völlig. Die Poriferen setzen sich zu 80% aus hexactinelliden Formen zusammen, was ebenso wie die Holothurienfauna für Tiefwasserbedingungen spricht. Das Fehlen psychosphärischer Ostracoden deutet darauf hin, daß Wassertiefen von 500 m nicht erreicht wurden. Die Sedimente der Scheibelberg Formation wurden im Sinemur-Pliensbach abgelagert, also in einem Zeitraum von ungefähr 15 Ma. Bei einer Mächtigkeit von ca. 15 m entspricht dies einer sehr geringen Sedimentationsrate von ca. 1mm/1000a. Anzeichen für Kondensation wie Subsolutionserscheinungen und Hartgründe fehlen vollkommen. Geringe Sedimentationsraten, starke Bioturbation, insbesondere durch Holothurien und dadurch bedingte selektive Lithifizierung bzw. Diagenese werden als Ursache für die knollige Ausbildung angenommen.

Zusammenfassend lassen sich die Hornsteinknollenkalke der Scheibelberg Formation als pelagische

Kalke abgelagert in Wassertiefen von mehreren 100 Metern im Übergangsbereich distaler Abhang – Becken interpretieren.

4.6 Kurzdefinition der Scheibelberg Formation

Name: Scheibelberg Formation

Derivatio nominis: Benannt nach dem Scheibelberg (1465 m) westlich von Unken und nördlich der Steinplatte, von wo GARRISON (1964) erstmals den „Scheibelbergkalk“ (Liashornsteinknollenkalk) beschrieben hat. Dem Scheibelbergkalk kommt innerhalb der lithostratigraphischen Hierarchie der Rang einer Formation zu.

Kurzbeschreibung: Bis 45m mächtige Abfolge aus hemipelagischen bis pelagischen mikritischen Kalken in Form von grauen, meist dünngebankten kieselligen Knollenkalken, die mikrofazial aus bioklastischen Wackestones reich an Schwammnadeln und Radiolarien zusammengesetzt sind. Im Typusprofil im Karnergraben ist die Scheibelberg Formation 16 m mächtig, wird von der Kendlbach Formation unterlagert und von der Saubach Formation überlagert.

Typusprofil: Profil am Ausgang des Karnergrabens im Bereich der Unkenener Synklinale westlich von Unken (Salzburg).

Referenzprofil: Westseite des Scheibelberg westlich von Unken.

Typusgebiet: Unkenener Synklinale (Staufen-Höllengebirgsdecke, Tirolikum) westlich von Unken (Salzburg-Bayern).

Verbreitung: Unkenener Synklinale, Osterhorngruppe und westliche Lechtaler Alpen (TOLLMANN, 1976; BÖHM, 1992).

Chronostratigraphische Stellung: Sinemur-Pliensbach (Lias); nach BÖHM (1992) ?Oberes Hettang – Unteres Toarc.

5. Saubach Formation

Mit relativ scharfer Grenze wird die Scheibelberg Formation von eben gebankten und leicht knolligen, grünlichgrauen, selten auch leicht rötlichen mergeligen Kalken und Mergeln überlagert (Abb. 5). Diese Abfolge kann der Saubach Formation zugeordnet werden. Eingeschaltet in die Saubach Formation sind bis zu 5 m mächtige Bitumenmergel (Profil, Abb. 2).



Abb. 5: Grünlichgraue Mergel und mergelige Kalkbänke der Saubach Formation im Profil Karnergraben.

Rote, im wesentlichen liassische Mergel, die gelegentlich mit roten Adneter Knollenkalken vergesellschaftet sind, hat TOLLMANN (1976) als Adneter Mergelserie bezeichnet. Diese Adneter Mergel entsprechen den Saubachschichten, die PLÖCHINGER (1975) erstmals im Juraprofil im Saubachgraben an der Zwölferhorn-Westflanke der nördlichen Osterhorngruppe beschrieben hat (PLÖCHINGER, 1982; vgl. auch BÖHM, 1992).

Diese Mergelfazies, die im Saubachgraben im höheren Teil auch eine 0,5 m mächtige schwarze Mergelschiefer-Lage enthält (PLÖCHINGER, 1975), entspricht sowohl in ihrer stratigraphischen Stellung als auch in ihrer faziellen Entwicklung recht gut der mergeligen Kalkfazies, die im Profil Karnergraben im Liegenden und Hangenden der Bitumenmergel entwickelt ist. Daher schlagen wir für diese mergelige Kalkfazies den Begriff Saubach Formation vor.

5.1 Mergelige Kalke und Mergel im Liegenden der Bitumenmergel

Über der Scheibelberg Formation folgen zunächst eben gebankte und leicht knollige, grünlichgraue, mergelige Kalke. In den mergeligen Kalken finden sich vereinzelt Echinodermenreste und Belemniten. Darü-

ber folgen rötliche, häufig grünlichgraue, teilweise knollig entwickelte Mergel, die stellenweise kleine Brachiopoden enthalten. Eingeschaltet sind 5–10 cm dicke, mergelige Kalkbänke mit einzelnen Crinoidenresten. Den Abschluß bildet ein dunkler, grünlichgrauer, flaseriger mergeliger Kalk mit Ammoniten. Über dieser ca. 4 m mächtigen Abfolge liegen mit scharfer Grenze die Bitumenmergel.

Die mergeligen Kalkbänke bestehen aus folgenden Mikrofaziestypen:

- Filament-Packstones
- Bioklastische Wackestones reich an Filamenten
- Bioklastische Wackestones mit Echinodermenresten
- Bioklastische Mudstones - Wackestones.

Filament-Packstone (Taf. 2, Fig. 6)

Dieser Faziestyp ist kennzeichnend für die Saubachschichten. Er ist undeutlich geschichtet, teilweise gut ausgewaschen und besteht aus dicht gepackten, dünnen Schalen (Filamenten) von *Posidonia* bzw. *Bositra*, die eine wirre Anordnung zeigen und häufig subparallel zueinandereingeregelt sind. Die Matrix ist mikritisch, gut ausgewaschene Bereiche sind sparitisch zementiert. Andere Bioklasten in Form von Echinoder-

menresten, Ostracoden und Foraminiferen sind nur ganz vereinzelt anzutreffen. Selten sind auch bis zu 5 mm große Intraklasten enthalten.

Bioklastischer Wackestone,
reich an Filamenten (Taf. 2, Fig. 7)

Dieser Typus besteht aus einer mikritischen Matrix mit reichlich dünnen Schalenresten (Filamenten) locker eingestreut. Die Schalenreste sind teils eingeregelt, teils in wirrer Lagerung und stellenweise auch dicht gepackt (Übergänge zu Packstones). Weiters sind Echinodermenreste, Ostracoden (z.T. zweiklappig und mit Geopetalgefüge), Foraminiferen, Radiolarien und Spiculae vertreten. Fleckenweise ist authigener Pyrit zu beobachten.

Bioklastischer Wackestone mit
Echinodermenresten (Taf. 2, Fig. 5)

In einer mikritischen und feinbioklastischen, ungeschichteten, teils bioturbaten Matrix sind bis zu mehrere mm große Bioklasten locker eingestreut. Echinodermenreste, die häufig angebohrt sind, überwiegen bei weitem. Angebohrte Echinodermen sind mit Mikrit ausgefüllt. Untergeordnet sind auch größere Schalenreste, Ostracoden, Foraminiferen, Kieselspicula und ?Radiolarien enthalten.

Selten ist dieser Faziestyp auch knollig ausgebildet, wobei die einzelnen „Knollen“ durch Mikrostylolithen voneinander abgegrenzt sind. Die Knollen bestehen aus bioklastischen Wackestones. Im zentralen Bereich der Knollen sind häufig Ansammlungen von kleinen Ammoniten zu erkennen (Taf. 2, Fig. 8). Untergeordnet sind auch Spicula, Radiolarien und Ostracoden sowie mit Sparit erfüllte Hohlräume, teilweise mit Geopetalgefüge, enthalten. Die Knollen sind in einem bioklastischen Wackestone mit reichlich Echinodermen eingebettet.

Bioklastischer Mudstone - Wackestone

In einer ungeschichteten, bioturbaten, mikritischen Matrix sind nur wenige und relativ kleine Bioklasten enthalten: Echinodermenreste, Schalenreste (v.a. Ostracoden, häufig zweiklappig), Foraminiferen, Gastropoden, Echinidenstacheln, ?Kieselspicula und ?Radiolarien.

5.2 Saubachschichten im Hangenden der Bitumenmergel

Die Saubachschichten im Hangenden der Bitumenmergel bestehen aus einer 1 m mächtigen Abfolge aus grauen und grünlichgrauen, 10–20 cm dicken mergeligen Kalkbänken und zwischengeschalteten grünlichen, selten schwarzen Mergeln.

Die mergeligen Kalkbänke sind mikrofazial ganz ähnlich zusammengesetzt wie im Liegenden der Bitumenmergel und bestehen aus bioklastischen Wackestones, bioklastischen Wackestones reich an Filamenten, und Filament-Packstones. Bioklastische Wackestones sind ungeschichtet, feinkörnig, bioturbat, bestehen aus mikritischer, feinbioklastischer Matrix mit locker gepackten Bioklasten. Bei den Bioklasten dominieren dünne, zerbrochene Schalenreste (Filamente), Ostracoden und Echinodermenreste, selten sind auch Foraminiferen und Radiolarien enthalten. Das Gestein ist leicht sammelkristallisiert.

Diese grünlichgraue Mergelkalkfazies wird von knapp 4 m mächtigen, roten Mergeln und gebankten mergeligen Kalken überlagert, die reichlich Ammoniten enthalten, u.a. auch *Collina cf. gemma*, eine Leitform für die oberste *bifrons*-Zone des Toarc (EBLI, 1989).

Diese Abfolge wurde von uns nicht näher untersucht. Die basale mergelige Rotkalkbank setzt sich aus einem ungeschichteten, bioturbaten bioklastischen Wackestone/Packstone zusammen, der reichlich Filamenten enthält. Die Matrix besteht aus einem rötlichgrauen, feinbioklastischen Mikrit. Neben den zahlreichen Filamenten sind auch Ostracoden, Echinodermenreste, Foraminiferen, stellenweise auch zahlreiche kleine Ammoniten vorhanden. EBLI (1989) bezeichnet diese roten, mergeligen Kalke als Klauskalk. In dieser Arbeit werden diese jedoch der Adneter Formation zugeordnet, da der Klauskalk nicht mergelig ausgebildet ist und erst im Dogger auftritt (vgl. BÖHM, 1992).

5.3 Faziesinterpretation

Die Biogenreste der Saubach Formation, insbesondere Radiolarien, Kieselspicula und Posidonien, weisen auf Ablagerung in größerer Wassertiefe hin. Vermutlich war der Ablagerungsraum noch etwas tiefer als zur Zeit der Sedimentation der Scheibelberg Formation. Neben autochthonem Sediment wurde auch Material aus flacheren Bereichen geschüttet,

insbesondere Echinodermenreste. Die Sedimentationsrate dürfte im Vergleich zur Scheibelberg Formation nicht wesentlich höher gewesen sein. Die Sedimentation dieser hemipelagischen Mergel und mergeligen Kalke wurde durch die Ablagerung von Bitumenmergeln als Folge eines anoxischen Events unterbrochen.

6. Bitumenmergel

Eingeschaltet in die Saubach Formation sind Bitumenmergel, die im Karnergraben nach EBLI (1989) eine Mächtigkeit von bis zu 5 m erreichen. EBLI (1989) und EBLI et al. (1991) bezeichnen die Bitumenmergel im Bereich der Unkener Mulde als „Lias-Epsilon-Schiefer“.

Bitumenmergel und Bitumenschiefer sind im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen ein charakteristisches Schichtglied vieler jurassischer Beckenabfolgen und als Folge eines anoxischen Events im Toarc entstanden. Für diese bituminösen Sedimentgesteine sind verschiedene Begriffe wie Lias-Bositraschiefer, Lias-Posidonienschiefer, Lias-Epsilon-Schiefer, Bächentaler Schiefer, Unkener Schiefer und Sachranger Schichten in Verwendung. Um dieser Begriffsvielfalt Einhalt zu gebieten, hat TOLLMANN (1976) für diese Sedimentgesteine den Begriff Sachranger Schiefer vorgeschlagen.

Im Profil Karnergraben sind die schwarzen Bitumenmergel feinblättrig und teilweise stärker deformiert. Mikrofazies und Fossilgehalt wurden bereits von EBLI et al. (1991) dargestellt. Im unteren Teil ist eine 5–10 cm dicke Kalkbank eingeschaltet (Profil, Abb. 2). Dabei handelt es sich um einen feinkörnigen Debrit aus mäßig dicht gepackten, karbonatischen Intraklasten von meist 0,5–1 cm, selten über 1 cm Größe.

Die Intraklaste sind hauptsächlich aus grauem Mikrit-Pelmikrit mit selten kleinen, meist nicht mehr identifizierbaren Fossilresten (u.a. Radiolarien und Kieselspicula) zusammengesetzt. Ein über 1 cm großer Intraklast besteht aus einem bräunlich-grauen Wackestone mit zahlreichen, noch sehr gut erhaltenen Radiolarien und einigen Spicula in einer mikritischen bis pelmikritischen Matrix.

Die Intraklaste sind in einer leicht bräunlichen, mikritischen Matrix eingebettet, die auch einige Bioklaste (Radiolarien, Kieselspicula und Echinodermenreste) enthält.

7. Gesamtmikrofauna (unlöslicher Rückstand) der Scheibelberg Formation

7.1 Statistisch erfaßte Mikrofauna

Vorweg die Auszählung einer Probe (KG 66):

1. Poriferen (Kieselspicula)	30,0 %
2. Ophiurenenskelettelemente	19,0 %
3. Crinoidenskelettelemente	16,0 %
4. Echinidenskelettelemente	14,0 %
5. Foraminiferen (aggl. und Kalkschaler)	9,0 %
6. Holothuriensklerite	5,0 %
7. Kalkschwammspicula	3,0 %
8. Radiolarien	2,0 %
9. Kleingastropoden	1,0 %
10. Mikroproblematika	0,5 %
11. Ostracoden	0,5 %
Echinodermaten insgesamt	54%

7.2 Beschreibung der Gesamtmikrofauna (unlöslicher Rückstand)

Foraminiferen

Die agglutinierten Foraminiferen herrschen vor (vor allem *Ammodiscus*); die auf Schalenbruchstücken aufsiedelnden Formen sind nur in jenen Proben häufig, die einen etwas höheren Tongehalt aufweisen. Die Steinkerne der Kalkschaler sind größtenteils glaukonitisiert; es sind aber auch aus Matrix bestehende Steinkerne erhalten.

Radiolarien

Leider sind die meisten Radiolarien sehr schlecht erhalten; nur vereinzelt treten bestimmbarere Formen auf. Es sind dies Vertreter der Parasaturnalidae (*Mesosaturnalis artus* DONOFRIO & MOSTLER), sowie Bruchstücke von *Canoptum*, *Bagotium* und *Crucella*. *Mesosaturnalis artus* ist eine Form, die im Obenor auftritt und die Trias-Jura-Grenze überschreitet; wie weit diese Art stratigraphisch hinaufreicht, ist bisher unbekannt. *Mesosaturnalis artus* wurde von ISHIDA 1983 in die *Parahsuum-simplum*-Ass.-Zone gestellt.

Poriferen (Kieselspicula)

Hexactinellida: Dictyide und Lyssakide Schwammbruchstücke, meist pyritisiert; glatte Hexactine und Pentactine.

Demospongien: Die Lithistida treten sehr stark zurück. Nur vereinzelt wurden Desmen gefunden. Häufiger sind jedoch Dichotriane, die stark - was ihre Form betrifft - variieren; zum Teil handelt es sich um Didichotriane. Auffallend ist das Fehlen von

Phyllostriaenen. Generell ist feststellbar, daß die Kieselchwammfauna sehr monoton und wenig divers ausgebildet ist, z.B. im Vergleich zu den reichen Kieselchwammfaunen im Kirchstein-Kalk.

Kleingastropoden

Sporadisch treten im unlöslichen Rückstand immer wieder Steinkerne von trochispiralen Kleingastropoden auf; selten sind auch pyritisierte Schalen von Kleingastropoden erhalten.

Ostracoden

Obwohl in manchen Proben häufiger Ostracoden auftreten (es sind vorherrschend Steinkerne), sind wenige Klappen erhalten, die eine generische Zuordnung ermöglichen. Die meisten Schalen sind stark korrodiert.

Echinodermaten

Alle Echinodermaten, die im Mesozoikum auftreten können, mit Ausnahme von Asteriden, sind präsent.

a) Crinoiden:

Fast ausschließlich pentagonal ausgebildete kurze Stielglieder. Selten sind Brachialia erhalten. Generell wenig Crinoidenskelettelemente nachweisbar.

b) Echiniden:

Coronalplatten sind sehr häufig; vorherrschend sind es Ambulakralplatten. Interambulakralia sind selten. Analog zu den Echinidenfaunen der basalen Kalkbank sind die Skelettelemente des Kauapparates sehr ungleichmäßig verteilt. Halbpymiden fallen massenhaft an. Eine Auswertung ergab 945 Halbpymiden, 42 Rotula, 15 Kompasselemente. Zähne fehlen. Es sind also mindestens 472 Kauapparate zerfallen. Von der Anzahl der Rotula her gesehen wären es nur 8 Kauapparate. Damit kann aufgezeigt werden, daß die Seeigel nicht an Ort und Stelle zerfallen sind, sondern ihre Skelettelemente wurden nach dem Zerfall verfrachtet, bzw. waren sie einer Frachtsonderung ausgesetzt. Sehr häufig treten Pedicellarienklappen auf. Insgesamt lassen sich 10 Typen auseinanderhalten. Es sind 3 verschiedene tridentate Klappen, 4 ophicephale, 2 rostrate Pedicellarien und 1 Typus von globiferen Pedicellarien. Skelettelemente der Saugscheibe am Ende der Ambulakralfüße ausgebildet, treten nicht selten auf (allerdings sind es nur 2 Typen) auf. Sie werden allgemein auch Rosettenplatten genannt.

c) Ophiuren:

Die Diversität dieser Gruppe nimmt gegenüber jener der basalen Kalkbank zu. Formenreich ist die Ausbildung der Stachelemente. Neben den häufig auftretenden Parasolstacheln unterschiedlichster Bauart sind verschiedene Gitter-, Primär-, Nadel-, Dornen-, Fahnen- und Federstacheln nachweisbar. Armstachel von *Ophioliassica ingridae* sind spärlich auftretend, häufiger dagegen die Schopfstacheln von *Ophiocapillus verticiformis* n.gen.n.sp.. Weiters ist der Reichtum an vielfältig entwickelten Haken aus dem Armbereich auffallend; es sind sowohl Haken mit Sockel, als auch solche mit Basaltrichter präsent. Die vielen Lateralia, vor allem jene aus dem proximalen Armbereich wurden in dieser Studie nicht näher erfaßt, obwohl sie taxonomisch auswertbar sind. Häufig treten auch Larvalskelette von Ophiuren auf. Es sind dies die sogenannten Ophiopluteen mit in unserem Fall meist gekrümmtem Lateralstab, einem kurzen oder überhaupt fehlenden Kopfstab und dementsprechend kleinen Fenstern bzw. unterentwickeltem Endstab. Die Querstäbe sind nicht ornamentiert, sondern glatt und einfach ausgebildet. Relativ häufig sind Ventralplatten, Dorsalia selten. Vereinzelt sind auch Mundeckstücke nachweisbar. Es fehlen aber Radialscheiben und Dorsalspangen.

d) Holothurienfauna:

Fam. **Stichopitidae** FRIZZELL & EXLINE 1956

Gen. *Rhabdotites* DEFLANDRE-RIGAUD
Rhabdotites inclinatus MOSTLER
Rhabdotites mortenseni DEFLANDRE-RIGAUD

Gen. *Uncinulina* TERQUEM
Uncinulina acanthica MOSTLER
Uncinulina levis MOSTLER
Uncinulina parvispinosa MOSTLER

Gen. *Uncinulinoides* MOSTLER
Uncinulinoides alternata MOSTLER
Uncinulinoides regularis MOSTLER

Gen. *Punctatites* MOSTLER
Punctatites aequiperforatus MOSTLER & RAHIMI
Punctatites angulatus n. sp.
Punctatites extensus (MOSTLER)
Punctatites incurvatus n.sp.
Punctatites polymorphus n.sp.
Punctatites tetrabrachiatus n. sp.

Punctatites triplex MOSTLER
Gen. *Praeephronides* MOSTLER
Praeephronides crassirimosus
Praeephronides cf. *latus* MOSTLER
Praeephronides multiperforatus MOSTLER
Praeephronides simplex MOSTLER

Gen. *Syneuphronides* MOSTLER
Syneuphronides jurassicus MOSTLER

Gen. *Tetravirga* FRIZZELL & EXLINE
Tetravirga gracilis MOSTLER
Tetravirga liassica MOSTLER

Gen. *Stichopitella* MOSTLER
Stichopitella sp.

Gen. *Thenuisites* MOSTLER
Thenuisites multipartitus MOSTLER
Thenuisites trisulcus MOSTLER

Fam. **Achistridae** FRIZZELL & EXLINE 1956

Gen. *Achistrum* ETHERIDGE
Achistrum bartenseini FRIZZELL & EXLINE
Achistrum issleri (CRONEIS)
Achistrum longirostrum MOSTLER

Fam. **Semperitidae** MOSTLER 1970

Gen. *Semperites* MOSTLER
Semperites subtilis MOSTLER

Gen. *Biacumina* MOSTLER
Biacumina aequibrachiata n. sp.
Biacumina inconstans MOSTLER
Biacumina latiareata n. sp.
Biacumina nasiformis n. sp.
Biacumina rara MOSTLER
Biacumina rariperforata KOZUR & MOCK

Gen. *Uniramosa* KOZUR & MOCK
Uniramosa bystrickyi KOZUR & MOCK

Fam. **Etheridgellidae** FRIZZELL & EXLINE

Gen. *Frizzellus* HAMPTON
Frizzellus irregularis HAMPTON

Gen. *Hamptonites* MOSTLER
Hamptonites ovalis MOSTLER

Fam. **Calclamnidae** FRIZZELL & EXLINE

Gen. *Calclamna* FRIZZELL & EXLINE
Calclamna sp.

Gen. *Eocaudina* MARTIN, emend. FRIZZELL & EXLINE
Eocaudina subrotunda n. sp.

Fam. **Priscopeditidae** FRIZZELL & EXLINE 1956;
emend. KOZUR & MOSTLER 1996

Gen. *Staurocumites* DEFLANDRE-RIGAUD
Staurocumites cf. *horridus* MOSTLER
Gen. *Centropedatus* MOSTLER
Centropedatus callosus n. sp.
Centropedatus inaequiperforatus n. sp.
Centropedatus scheibelbergensis n. sp.
Centropedatus undulatus n. sp.
Centropedatus unkenensis n. sp.

Gen. *Praethyonidium* MOSTLER
Praethyonidium acutum (MOSTLER)

Gen. *Kristanella* n. gen.
Kristanella latidentata n. gen. n. sp.
Kristanella liassica n. gen. n. sp.

Fam. **Theeliidae** FRIZZELL & EXLINE 1956

Gen. *Theelia* SCHLUMBERGER
Theelia cf. *florida* (TERQUEM & BERTHELIN)
Theelia immissorbicula MOSTLER
Theelia liassica MOSTLER
Theelia loferensis MOSTLER
Theelia multiundulata MOSTLER
Theelia stellifera ZANKL
Theelia variabilis ZANKL

Gen. *Neomicroantyx* MOSTLER
Neomicroantyx ingridae MOSTLER

Insgesamt sind es 7 Familien, 23 Gattungen und 56 Arten; neu aufgestellt wurden 1 Gattung und 15 Arten. Im Lias kommen nur 3 Gattungen neu hinzu (*Kristanella* n. gen., *Syneuphronides* MOSTLER und *Neomicro-*

antyx MOSTLER). Von den 56 nachgewiesenen Arten treten 18 erstmals im Lias auf. 20 Gattungen überschreiten die Trias-Jura-Grenze.

8. Systematische Beschreibung der neuen Arten

Kl. *Holothuriodea* BLAINVILLE

Bemerkungen: *Locus typicus* ist immer der Kamergraben bei Unken; *Stratum typicum* bedeutet immer die Scheibelberg-Formation. Bei den neuen Arten wird jeweils nur eine ausführliche Diagnose vermittelt.

Gattung: *Punctatites* MOSTLER 1968 emend. KOZUR & MOCK 1972

Typusart: *Punctatites longirameus* Mostler 1968

Punctatites angulatus n.sp.
(Taf. 3, Fig. 2)

Derivatio nominis: Nach der eckigen Außenbegrenzung der Arme benannt.

Holotypus: Taf. 3, Fig. 2

Diagnose: *Punctatites* mit einer stark geknickten (winkeligen) Außenfläche über jedem der beiden Schlitze.

Bemerkungen: Alle anderen *Punctatites*-Arten zeigen eine runde Außenbegrenzung der Arme; diese neue Art ist auf das Sinemur und Pliensbach beschränkt.

Punctatites incurvatus n.sp.
(Taf. 4, Fig. 12)

Derivatio nominis: Die starke Abbiegung eines Armes (*incurvatus*) war namensgebend.

Holotypus: Taf. 4, Fig. 12

Diagnose: *Punctatites* mit 3 Schlitzen, die je ein Feinporfeld hintereinander folgend umgrenzen, ausgestattet. Der Grenzbereich zwischen dem zweiten und dritten Porenfeld zeigt eine rechtwinkelige Abbiegung.

Bemerkungen: Einzige *Punctatites*-Art mit drei hintereinandergereihten, fein perforierten, in Schlitzen eingelassenen Porenfeldern; diese neue Art ist auf das Sinemur beschränkt.

Punctatites polymorphus n.sp.
(Taf. 3, Fig. 7–12; Taf. 4, Fig. 7 und 10)

Derivatio nominis: Nach der Vielgestaltigkeit der Sklerite benannt.

Holotypus: Taf. 3, Fig. 11

Diagnose: *Punctatites* mit 3–6 sich nach außen stark aufspaltenden Armen, wodurch im Extremfall 9 Arme mit je einem feinperforierten in Schlitzen eingelassenen Feld ausgestattet ist. Diese neue Art läßt sich deutlich von allen anderen *Punctatites*-Arten durch ihre stark von der Aufsplitterung der Arme bestimmten Konfiguration abtrennen. *Punctatites polymorphus* ist im Sinemur und insbesondere im Pliensbach verbreitet.

Punctatites tetrabrachiatus n.sp.
(Taf. 3, Fig. 4–6; Taf. 4, Fig. 7 und 10)

Derivatio nominis: Nach den stets 4 ausgebildeten Armen benannt.

Holotypus: Taf. 3, Fig. 5

Diagnose: *Punctatites* mit 4 Armen, wovon 2 der Arme, die sich gegenüberstehen, wesentlich kürzer sind als die anderen.

Bemerkungen: Diese *Punctatites*-Art ist leicht von den anderen Arten dieser Gattung aufgrund der Vierarmigkeit abgrenzbar; diese Art ist bisher nur aus dem Sinemur und Pliensbach bekannt.

Fam. Semperitidae MOSTLER 1970
Biacumina MOSTLER 1970

Typusart: *Biacumina inconstans* MOSTLER 1970

Biacumina aequibrachiata n.sp.
(Taf. 6, Fig. 12)

Derivatio nominis: Nach der gleichen Länge und Breite der 3 Arme benannt.

Holotypus: Taf. 6, Fig. 12

Diagnose: Eine Art der Gattung *Biacumina*, welche die Fortsätze, die vom mittleren Teil im Mündungsbereich der 2 Arme ausgehen, so stark ausgeweitet hat, daß ein eigener Arm daraus entsteht. Es handelt sich hierbei um eine Extremform dieser Gattung.

Bemerkungen: Diese Art kommt relativ selten vor und ist bisher nur aus dem Pliensbach bekannt.

Biacumina latiareata n.sp.
(Taf. 4, Fig. 11)

Derivatio nominis: Nach dem breiten Mittelfeld benannt.

Holotypus: Taf. 4, Fig. 11

Diagnose: *Biacumina* mit der Verschmelzung der beiden Arme zu einem breiten Mittelfeld, das drei bis vier Porenreihen aufweist.

Bemerkungen: Die stark dreieckig gestaltete Form mit einem breiten Mittelfeld läßt sich gut von den übrigen *Biacumina*-Arten abtrennen. Bisher ist diese neue Art nur aus dem Pliensbach bekannt.

Biacumina nasiformis n.sp.
(Taf. 4, Fig. 9)

Derivatio nominis: Nach dem langen nasenförmigen Fortsatz benannt.

Holotypus: Taf. 4, Fig. 9

Diagnose: Die zwei Arme, die nach hinten gebogen sind, sind relativ kurz. Das Mittelfeld ist schmal und aus diesem ragt ein sehr langer nasenförmiger Sporn nach außen.

Bemerkungen: Diese Art ist besonders durch die nach hinten gebogenen relativ kurzen Arme und durch den in der Länge die Arme übertreffenden Sporn nach vorne deutlich von den übrigen *Biacumina*-Arten abtrennbar. Die Art kommt im Sinemur und Pliensbach vor.

Fam. Calclamnidae FRIZZELL & EXLINE 1955
Gen. *Eocaudina* MARTIN 1952

Typusart: *Eocaudina septaforiminalis* MARTIN 1952

Eocaudina subrotunda n.sp.
(Taf. 7, Fig. 4, 5, ?10)

Derivatio nominis: Aufgrund der subrunden Ausbildung der Sklerite benannt.

Holotypus: Taf. 7, Fig. 10

Diagnose: Sklerite der Gattung *Eocaudina* mit vier größeren kreuzförmig angeordneten Poren im Zentrum und vielen kleinen Poren auf der breiten subrunden Porenplatte. Die subrunde Umgrenzung ist eher durch die Kleinheit der Porenden in Form von zackiger Ausbildung vorliegend.

Bemerkungen: Diese neue Art ähnelt der *Eocaudina cassianensis* FRIZZELL & EXLINE, jedoch besteht ein

Unterschied im abrupten Wechsel der Porengröße. Die vier Zentralporen sind am größten, während sich noch dazwischen weitere vier bzw. sechs etwas kleinere Poren einschalten, danach nur kleinere auftreten. D.h. es ist nicht der allmähliche Übergang von groben Poren zu feinen wie bei *E. cassianensis* beobachtbar. Die neue Art wurde bisher nur im Sinemur und Pliensbach festgestellt.

Fam. Priscopetidae FRIZZELL & EXLINE

Gen. *Priscopedatus* SCHLUMBERGER

emend. FRIZZELL & EXLINE;

emend. KOZUR & MOSTLER 1996

Typusart: *Priscopedatus pyramidalis* SCHLUMBERGER

Gen. *Centripedatus*

Typusart: *Centripedatus triassicus* MOSTLER

Centripedatus callosus n.sp.
(Taf. 6, Fig. 1, 4 und 9)

Derivatio nominis: Nach den sehr dicken Skleriten und dem übermäßig stark angeschwollenen zentral aufragenden Element benannt.

Holotypus: Taf. 6, Fig. 4

Diagnose: Sklerite mit einer sehr massiven aufgeblähten Grundplatte, die aus vier kreuzförmig angeordneten großen Poren besteht und wenigen kleineren runden bis subrunden Poren. Neben der massiven Grundplatte ist besonders das zentrale Element das sogenannte Stühlchen sehr stark angeschwollen, sodaß es die ganze Breite zwischen den kreuzförmig angeordneten Poren einnimmt, z.T. diese sogar etwas überlappt. Das Ende dieses Stühlchens ist eher rund und plump ausgebildet.

Bemerkungen: Diese Sklerite stechen durch ihre massive Grundplatte und das vertikale Element besonders hervor und sind mit keiner anderen Art dieser Gattung zu verwechseln. Die Verbreitung dieser Formen beschränkt sich im wesentlichen auf das Pliensbach.

Centripedatus inaequiperforatus n.sp.
(Taf. 5, Fig. 9)

Derivatio nominis: Nach den unregelmäßigen Begrenzungen der Poren benannt, die von subrund über

oval, langoval und polygonal nahezu alle Porenformen aufweisen.

Holotypus: Taf. 5, Fig. 9

Diagnose: Unregelmäßig begrenzte Grundplatte mit vier langovalen distal eher spitz endenden Poren, an die weitere subrunde bis langovale Poren schließen. Die Außenbereiche sind durch polygonale recht unterschiedliche Porengrößen charakterisiert.

Bemerkungen: Diese Art ist durch das Außenfeld, das einmal unregelmäßig begrenzt ist und zum anderen durch die unterschiedlich gestalteten Poren, die aber alle eckig begrenzt sind, charakterisiert und deutlich von den anderen *Centripedatus*-Arten abgrenzbar. Verbreitung ausschließlich Pliensbach.

Centripedatus scheibelbergensis
(Taf. 7, Fig. 2)

Derivatio nominis: Nach der Typlokalität Scheibelberg benannt.

Holotypus: Taf. 7, Fig. 2

Diagnose: Große subrunde Porenplatte, die aus 5-6 Porenreihen im distalen Bereich besteht, die alle gleich groß sind und in der Mitte vier kreuzförmig angeordnete wesentlich größere Poren aufweist. Diese schließen eine schmale zentrale Spitze ein.

Bemerkungen: Die neue Art ist vor allem durch die breite Porenplatte mit den 5-6 gleichmäßigen Porenreihen charakterisiert, die abrupt von den 4 Zentralporen, die wesentlich größer sind und sich deutlich abheben, getrennt ist. Eine radiale Anordnung der Poren ist nicht gegeben und dadurch unterscheidet sich diese Art deutlich von *Cetripedatus foliosus* (MOSTLER). Diese Art ist bisher nur aus dem Sinemur und Pliensbach nachgewiesen.

Centripedatus undulatus n.sp.
(Taf. 7, Fig. 7-9, 12?)

Derivatio nominis: Nach der welligen unregelmäßigen Außenbegrenzung benannt.

Holotypus: Taf. 7, Fig. 8

Diagnose: Sehr große Basisplatte mit runden bis ovalen Poren; die vier Zentralporen fallen kaum auf, weil sie in der Größe den Nachbarporen entsprechen. Manche Poren sind sogar größer als diese. Auffallend ist die externe Position der Zentralporen. Die stark undulierte Außenbegrenzung mit z.T. tie-

fen Einbuchtungen ist sehr charakteristisch für diese Art.

Bemerkungen: Die externe Position der Zentralporen, die gleiche Größe der Zentralporen, teilweise sogar etwas kleineren Zentralporen als die umgebenden und die stark undulierte Außenbegrenzung lassen diese Art recht gut von ähnlichen Arten, wie z.B. *Priscopetadus aspergillum* SCHLUMBERGER mit analoger Grundplatte, allerdings mit dem Unterschied, daß der zentrale Stiel vierfüßig entwickelt ist, unterscheiden; diese neue Art tritt ausschließlich im Pliensbach auf.

Centripedatus unkenensis n.sp.
(Taf. 6, Fig. 2 und 8)

Derivatio nominis: Nach der benachbarten Ortschaft Unken benannt.

Holotypus: Taf. 6, Fig. 8

Diagnose: Kleine, subquadratische Grundplatte, die sehr massiv ausgebildet ist, vier weit auseinanderstehende Zentralporen aufweist und mit einer kräftigen Spitze in der Mitte, die den gesamten Raum zwischen diesen vier Poren einnimmt und 4-5 kleinere Poren am Rand der Sklerite entwickelt hat.

Bemerkungen: Sie ähnelt *Präthyonidium acutum* (MOSTLER), welche aufgrund des seitlich komprimierten Zentralementes (Spitze) und deren Ausbildung in einer Richtung zu einer anderen Gattung gestellt werden mußte; diese Formen treten sowohl im Sinemur als auch im Pliensbach auf.

Kristanella n.gen.

Typusart: *Kristanella liassica* n.gen.n.sp.

Derivatio nominis: Benannt zu Ehren von Frau Univ.-Doz. Dr. Edith Kristan-Tollmann, die sich sehr um die Mikropaläontologie des Mesozoikums verdient gemacht hat.

Kristanella liassica n.gen.n.sp.
(Taf. 5, Fig. 1-3 und 5)

Derivatio nominis: Nach dem Auftreten ausschließlich im Lias benannt.

Holotypus: Taf. 5, Fig. 2

Diagnose: Sklerite mit einer großen Porenplatte. Charakteristisch sind die vier sehr großen Zentralporen, in deren Zentrum eine schmale Spitze aufragt und an diese unregelmäßig oft wurzelartige Anhänge ent-

wickelt sind, die aus wesentlich kleineren Poren bestehen.

Bemerkungen: Ähnliche Formen dieser Bauart sind weder aus der Trias noch aus dem Jura bekannt.

Kristanella latidentata n.gen.n.sp.
(Taf. 5, Fig. 6)

Derivatio nominis: Nach den weit ausstrahlenden Auswüchsen bzw. Armen benannt.

Holotypus: Taf. 5, Fig. 6

Diagnose: Um die zentrale Spitze sind vier kleine Poren gruppiert. Es handelt sich um die Zentralporen. An diese anschließend ist noch ein weiteres Porenfeld mit kleinen Poren, dem große langovale Poren folgen, angegliedert. Von den größeren Poren gehen z.T. wurzelartig Äste ab, die kleine Poren führen aber keine Schlitz aufweisen.

Bemerkungen: Diese neue Art unterscheidet sich von *Kristanella liassica* n.gen.n.sp. vor allem durch die vier kleinen Zentralporen, einer stärkeren Spitze (Säulchen) und durch die vielen langen wurzelartigen Fortsätze; Auftreten nur im Pliensbach.

Klasse: Ophiuroidea GREY 1840

Ordnung: Ophiurida MÜLLER & TOSCHEL 1840,
emend. SPENCER 1941

Unterordnung: Miophiurina SPENCER 1951

Oberfamilie: Ophiuridae MÜLLER & TOSCHEL 1840

Genus: Ophiocapillus n.gen.

Diagnose: Kleine schlanke relativ hohe Stachel; der Kopf (distaler Abschnitt) ist besenartig ausgebildet.

Ophiocapillus verticiformis n.gen.n.sp.
(Taf. 8, Fig. 1, 8)

Diagnose: Da die neue Art bisher monospezifisch ist, entspricht ihr die Gattungsdiagnose.

Holotypus: Taf. 8, Fig. 1

Bisheriges Auftreten: Oberes Hettang ?Sinemur bis Pliensbach.

Bemerkungen: Das auf Taf. 8, Fig. 13 angeführte auffallend entwickelte Lateralschild mit den stachelarti-

gen Fortsätzen (leider ist der distale Bereich nicht überliefert) dürfte zu dieser Art zu zählen sein.

Mikroproblematika

Die Zugehörigkeit zu den Echinodermaten ist sehr wahrscheinlich. Obwohl dieses relativ häufig vorkommenden Mikroproblematikum an Echiniden erinnert, ist es jedoch im Inneren hohl und außen perforiert; dürfte dennoch nicht zu den Echiniden gehören. Da es sich um Einzelkristalle handelt, sind Echinodermaten kaum ausschließbar. Diese Form soll, da sie häufig auftritt, dennoch mit der binären Nomenklatur belegt werden.

Genus: *Corneotuba* n.gen.

Derivatio nominis: Zusammengesetzt aus corneus = Horn und tuba = Röhre; d.h. horntragende Röhre.

Diagnose: Hohlstachel mit perforierter Stachelwand und drei sehr schmalen spitzen Stachelfortsätzen. Die Perforation ist unregelmäßig; die Gestalt der meisten Exemplare ist vor dem Stachelansatz durch eine Einschnürung gekennzeichnet. Die Einschnürung ist aber nicht unbedingt als Gattungsmerkmal anwendbar.

Corneotuba perforata n.gen.n.sp.
(Taf. 8, Fig. 7, 9 und 11)

Diagnose: Diese entspricht, weil bisher monospezifisch, der Diagnose der Gattung.

Bemerkungen: Formen dieser Gattung treten sehr häufig im Sinemur und weniger häufig im Pliensbach auf.

9. Bemerkungen zur Verbreitung der Mikrofaunen im nordalpinen Lias

9.1 Verbreitung von Radiolarien, Kieselchwämmen, Crinoiden und Holothurien

Die in Abb. 6 dargestellte Faziesverteilung für den Lias mit kondensierten Adneter Cephalopodenkalken der Tiefschwelle bis zur Allgäu Formation im Beckenbereich ist insofern hypothetisch, als bislang keine Lias-Beckenentwicklung bekannt ist, in der alle ange-

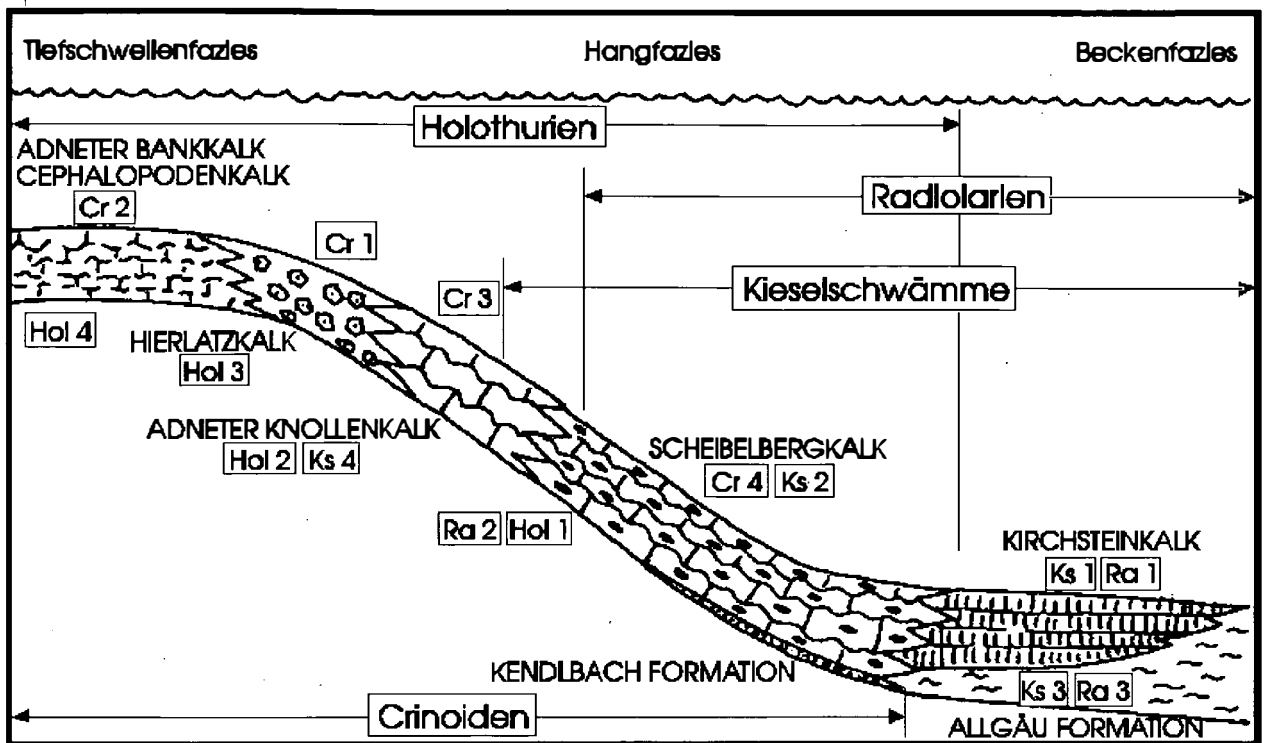


Abb. 6: Verbreitung der Crinoiden, Holothurien, Radiolarien und Kieselschwämme in der Tiefschwellen-, Hang- und Beckenfazies des Lias. Nähere Erklärungen im Text.

fürten Sedimentabfolgen abgelagert wurden. So fehlt beispielsweise eine Verzahnung von Kirchsteinkalk mit der Scheibelberg Formation, während hingegen die Zuordnung der anderen Formationen zu den entsprechenden Faziesbereichen gut abgesichert ist.

Alle hier angeführten Schichtfolgen wurden jede für sich isoliert mikrofaunistisch bearbeitet und die Ergebnisse in das Fazieschema von der Tiefschwellenfazies ausgehend über die Hangfazies bis zur Beckenfazies übertragen.

Radiolarien sind auf die unterste (distale) Hangfazies und insbesondere auf die Beckenfazies beschränkt. Ihre maximale Verbreitung liegt innerhalb des Kirchsteinkalkes (Ra 1) mit der reichsten bisher aus dem Lias bekannten Fauna (über 200 Arten). Eine deutlich geringere Faunendiversität ist in der Scheibelberg Formation zu verzeichnen (Ra 2), während die Radiolarienfauna der Allgäuschichten (Ra 3) individuenreich, aber artenarm ist.

Die Kieselschwämme, deren Skelettelemente (Mega- und Mikrosklern) in den Mikrofaunen der Hangfazies relativ häufig auftreten und ihr Maximum der Entwicklung im Kirchsteinkalk entfalten (Ks 1), sind in der Scheibelberg Formation sehr häufig (Ks 2). Dies erkennt man aus den Dünnschliffen; im unlösli-

chen Rückstand sind die Skleren infolge ihrer Umwandlung zu Calcit äußerst selten (in wenigen Fällen als pyritisierte Skleren überliefert). Ihr Verbreitungsgebiet ist ausgedehnter als das der Radiolarien. Obwohl örtlich in den Allgäuschichten Spiculite entwickelt sind, ist deren Formenspektrum eintönig. Es herrschen fast ausschließlich monaxone Skleren vor; sie wurden aus dem tieferen Hangbereich eingeschwemmt und dabei mehrmals umgelagert.

Völlig konträr zu der zuvor besprochenen Faunenverteilung ist jene der Echinodermaten, die mit Hilfe isolierter Skelettelemente rekonstruiert werden kann. Alle Echinodermaten sind vertreten (Crinoiden, Asteriden, Echiniden und Holothurien). Die Asteriden sind sehr selten; die Ophiuren sind mit Ausnahme der Beckenfazies in allen Bereichen durch wenig diverse Skelettelemente vertreten. Die Echiniden sind zwar durch ihr gesamtes Skelettelement-Spektrum präsent, jedoch herrschen Seeigelstachel vor, die wenigen Arten zuordenbar sind.

Interessant für unsere Betrachtungen sind die Crinoiden, deren Verbreitungsgebiet von der Tiefschwellenfazies über die gesamte Hangfazies reicht. Das Maximum ihrer Verbreitung liegt im Hierlatzkalk (Cr 1), während im Adneter Cephalopodenkalk

der Crinoidenreichtum schon deutlich zurückgeht (Cr 2). Noch geringer ist der Anteil an Crinoiden im Adneter Knollenkalk (Cr 3). Nur noch wenige Crinoiden treten in den Kalken der Scheibelberg Formation auf (Cr 4).

Das Verbreitungsgebiet der Holothurien, die durch ihre Sklerite in den Mikrofaunen erfaßt werden können, zeigt eine ähnliche Verteilung wie jene der Crinoiden. Ihren Schwerpunkt der Verbreitung und ihre größte Faunendiversität haben sie im Scheibelbergkalk (Hol 1). Ein starker Rückgang der Holothuriensklerite ist bereits in den angrenzenden Adneter Knollenkalken zu beobachten. Ein relativ artenarmes Formenspektrum ist aus der kondensierten Tiefschwellenfazies der Hierlatzkalke (Hol 3) und Adneter Cephalopodenkalke (Hol 4) überliefert.

9.2 Zur Entwicklung der Holothurien im Lias

Von den 23 aus dem Zeitraum Oberes Hettang bis Toarc nachgewiesenen Gattungen sind 20 in der Obertrias vertreten bzw. haben sich bis in den Unterjura herübergerettet, und nur drei Gattungen setzen im Lias neu ein. Es sind dies die Gattungen *Syneuphronides*, *Neomicroantyx* und *Kristanella* n. gen. Die 58 aus dem Scheibelbergkalk von uns bekanntgemachten Arten setzen sich aus 36 obertriassischen Arten und 22 Arten, die sich im Laufe des Unterjura neu entwickelt haben, zusammen.

Daraus ergibt sich für die Holothurienfauna der distalen Hang- und Beckenfazies der Scheibelberg Formation eine Vorherrschaft obertriadischer Gattungen (20:3) und im Artenspektrum auch ein deutliches Überwiegen obertriadischer Formen (36) gegenüber 22 Arten, die sich erst im Laufe des unteren Jura entwickelten.

Am stärksten haben sich im unteren Jura Arten der Gattungen *Punctatites*, *Biacumina*, *Centripedatus* und *Theelia* weiterentwickelt. Überraschend für uns war der sehr hohe Anteil obertriadischer Faunenelemente, zumal die artenreichsten Holothurienfaunen, von MOSTLER (1967 - 1972, 1977, 1978) beschrieben, aus dem Sevat der Hallstätter Kalke stammen und mit dem Wechsel zu den rhätischen Zlambach Schichten drastisch reduziert wurden. Dies wurde dahingehend interpretiert, daß ein Großteil der Holothurien-Arten im oberen Sevat ausgestorben seien, weil selbst in der rhätischen Hallstätter Fazies (Zlambach Schichten) mehr als zwei Drittel des Artenspektrums

gegenüber den sevatischen Hallstätter Kalken ausfiel. Noch artenärmer ist das Spektrum der Kössener Schichten.

In den tiefliassischen Adneter Kalken konnten wir nur wenige obertriadische Formen nachweisen; in der Tiefschwellenposition haben sich mehrere obertriassische Theelien-Arten über die Trias-Jura-Grenze gerettet, aber auch eine Reihe neuer (insgesamt 6) Theelien entstanden.

Das Artenspektrum aus dem Rhät der Zlambach Schichten bzw. aus den oberrhätischen Riffkalken hat z.T. den Übergang in den Jura ohne wesentliche Einbußen geschafft, was sich auch in der Holothurienfauna der Adneter Formation widerspiegelt und dahingehend interpretiert wurde, daß nur ein relativ geringer Teil gegenüber den sevatischen Formen im Jura weiterlebte. Das trifft auch für die Adneter Fazies vom Hettang bis in das untere Toarc zu.

Die Scheibelberg Formation, die im basalen Sine-mur einsetzt und bis in das hohe Pliensbach reicht, zeigt im Gegensatz zu den kondensierten Adneter Kalken, gemeint sind hier die Cephalopoden-Kalke und nicht die Adneter Knollenkalke, vom älteren zum jüngeren ein immer stärkeres Einwandern von obertriassischen Arten. Gut zwei Drittel der Arten, die in den grauen Hallstätter Kalken auftreten, konnten in der Scheibelberg Formation nachgewiesen werden.

Mit dem Hinzutreten von 15 neuen Arten stehen die Scheibelbergkalke den Hallstätter Kalken des Sevat kaum nach. Daraus läßt sich ableiten, daß z.B. die Holothurien der grauen Hallstätter Kalke von Hernstein im oberen Sevat in eine Beckenposition bzw. in eine distale Hangfazies abgewandert sind, die wir nicht kennen. Sie müßte etwa der Fazies der Scheibelberg Formation entsprechen. Die Holothurien müssen sich in ein ökologisches Refugium zurückgezogen und dort die Trias-Jura-Grenzbereich überdauert haben, um mit Erreichen entsprechender Wassertiefen in das Scheibelberg-Becken bzw. in die distale Hangfazies dieser einzuwandern.

Nur so läßt sich dieses starke Dominieren obertriassischer Holothurienformen in der Scheibelberg Formation erklären. Die Wiederbesiedlung vollzog sich langsam, muß aber auf ökologische Barrieren gestoßen sein, denn sonst müßte dieses obertriassische Faunengepräge auch in anderen Faziesbereichen des Lias nachweisbar sein. Die bisherigen Untersuchungen im Lias (MOSTLER et al. 1989, KRAINER et al. 1994) haben jedenfalls gezeigt, daß keine andere zeitgleiche Fazies ein nur annähernd ähnliches obertriassisches Faunenspektrum aufweist.

10. Diskussion

Die Lias-Beckenfazies der Unkener Synklinale ist insofern von Interesse, als dieses Sedimentationsbecken bereits in der Obertrias angelegt und nicht durch liassische Tektonik herausgeformt wurde, wie dies bei vielen anderen Jurabecken der Nördlichen Kalkalpen der Fall ist. Die Beckenfazies der Obertrias wird durch die Kössener Schichten repräsentiert, die in flachen Intraplattform-Becken mit Wassertiefen von rund 50 m abgelagert wurden (MOSTLER, 1978). Im Bereich Steinplatte sind die Kössener Schichten aus einer monotonen Kalk-Mergel Wechsellagerung mit hochdiversen Spurenfossilien aufgebaut (Fazies Einheit III), die nach KUSS (1983) auf größere Ablagerungstiefen (50 - 100 m) hinweisen. Dieses Kössener Becken wurde im Süden von einer Karbonatplattform begrenzt, die aus Oberrhätalk aufgebaut wird („Steinplatte Riff“; PILLER, 1981; STANTON & FLÜGEL, 1989, 1995).

Im Lias wurden beide Faziesbereiche – Kössener Becken und Karbonatplattform – im gleichen Ausmaß abgesenkt. Dadurch hat sich das Kössener Becken um einige 100 m vertieft und aus der Karbonatplattform hat sich durch die Absenkung eine Tiefschwelle entwickelt.

Die Kendlbach Formation an der Basis der Lias-Abfolge zeigt noch starke fazielle Anklänge an die Kössener Schichten, wurde daher ursprünglich auch noch zu den Kössener Schichten gerechnet. Die darüberfolgenden kieseligen Knollenkalke der Scheibelberg Formation, abgelagert im Übergangsbereich distaler Hang - Becken, wurden bereits in Wassertiefen von einigen 100 m sedimentiert. Die im Beckenbereich darüberfolgende Saubach- und Adneter Formation zeigen eine weitere Vertiefung des Beckens an.

Im Bereich der Tiefschwelle (Steinplatte) gelangten über den obertriassischen Plattformkarbonaten im Lias stark kondensierte Rotkalk (Enzesfelder Kalk, Cephalopodenkalk, Adneter Kalk) zur Ablagerung (EBLI, 1989; HORNSTEINER, 1991).

Die Hangfazies wird im oberen Bereich von Hierlatzkalk repräsentiert, im unteren Bereich von Adneter Kalk, der beckenwärts in Scheibelbergkalk übergeht (siehe Abb. 7). Eine solche Verzahnung hat HORNSTEINER (1991) vom Nordabhang der Schwarzberghöhe beschrieben, ist auch aus anderen Gebieten bekannt, beispielsweise nordöstlich vom Achensee (SAUSGRUBER, 1994).

Im Unkener Becken weist die Sedimentabfolge des Lias eine extrem geringe Mächtigkeit auf, im Profil

Karnergraben beispielsweise nur knapp 30 m. Dies ergibt für den Lias, der nach HARLAND et al. (1990) den Zeitraum von 178 - 208 Ma, also immerhin 30 Ma umfaßt, eine durchschnittliche Sedimentationsrate von lediglich 1 mm/1000a. Diese Sedimentationsrate ist für pelagische Kalke außergewöhnlich gering (vgl. JENKYN, 1986; SCHOLLE et al., 1983) Dabei muß erwähnt werden, daß im Beckenprofil im Lias keine Schichtlücken bekannt sind und auch Anzeichen für Kondensation, Subsolution und Hartgrundbildung fehlen bzw. auf die Adneter Schichten beschränkt sind.

HEBBELN et al. (1996) beschreiben ähnlich geringe Sedimentmächtigkeiten aus dem Lias vom Südrand der Lechtal Decke in den Chiemgauer Alpen, wo beispielsweise in der Oberwössener Mulde der gesamte Lias in Form von 10–20 m mächtigen Adneter Knollenkalke und Fleckenmergeln entwickelt ist. Dies zeigt, daß im Lias größere, aus obertriassischen Plattformkarbonaten und Intraplattformbecken bestehende Krustensegmente en block langsam abgesunken sind. Dadurch konnte sich ohne liassische Tektonik, lediglich durch anhaltende Subsidenz, aus den Kössener Schichten im Lias ein eigener Beckentyp mit sehr geringen Sedimentationsraten entwickeln.

Dies steht in krassem Gegensatz zu jenen Jurabecken, die durch jurassische Tektonik als Pull-Apart-Becken entstanden sind und durch hohe Subsidenzraten mit entsprechend mächtigen Sedimentabfolgen charakterisiert sind, wobei die Beckensedimente mit Hangsedimenten verzahnen, die zu einem beträchtlichen Teil aus Debriten, lokal auch aus Megabreccien aufgebaut sind (z.B. ACHTNICH, 1982; BLAU & SCHMIDT, 1988; BÖHM et al., 1995; KRAINER et al., 1994; SPIELER, 1994).

Ein weiteres Charakteristikum für das Unkener Becken ist das weitgehende Fehlen von Debriten im Lias. Lediglich innerhalb der Bitumenmergel ist eine dünne Debritlege entwickelt. Damit fehlen auch Anzeichen für synsedimentäre Tektonik im Lias, erst im Dogger treten verbreitet Debrite und Breccien auf („Schwarzbergklammbreccie“), was auf verstärkte tektonische Aktivität hinweist.

Im unlöslichen Rückstand der Scheibelberg Kalke wird die Mikrofauna von Echinodermaten-Skelettelementen beherrscht, obwohl in den Dünnschliffen die Dominanz von Kieselschwamm-Skelettelementen über die gesamte Scheibelberg Formation feststellbar ist. Infolge einer nahezu lückenlosen Umsetzung der ursprünglich aus Kieselsäure zusammenge-

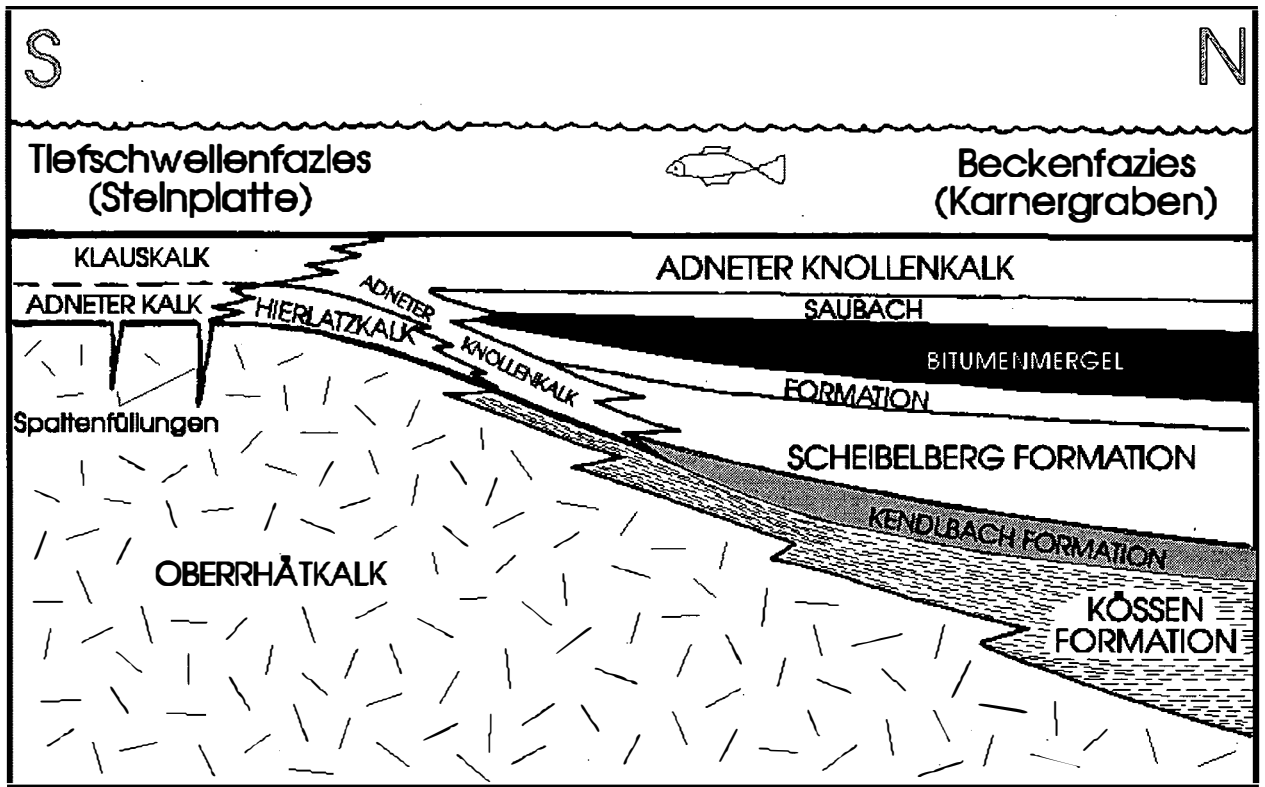


Abb. 7: Schematische Darstellung der Faziesverteilung im Lias im Bereich der Unkenner Synklinale (Beckenfazies) und Steinplatte (Tiefschwellenfazies). Erläuterungen im Text.

setzten Skleren in Calcit (auch die vielen Radiolarien sind calcitisiert) sind nur die wenigen, frühdiagenetisch in Pyrit umgesetzten Schwammenskelettelemente erhalten.

Neben den vielen, zum Teil stark diversen Skelettanhängen von Ophiuren und Echiniden sind die sowohl individuen- als auch artenreichen Holothurienfaunen besonders hervorzuheben. Von der Artenfülle und von der Individuendichte entsprechen diese Faunen jenen der obernorischen Hallstätter Kalke. Der Faunenreichtum in den Hallstätter Kalke geht zum Großteil auf Kondensation zurück, in der Scheibelberg Formation dagegen konnten wir keine wie immer geartete Kondensation nachweisen.

Überraschend ist der hohe Anteil von Gattungen, die bereits im Obernor des Hallstätter Faziesraumes auftreten und sich in den liassischen Scheibelberg Kalke wiederfinden. Von den insgesamt in der Zeitspanne Sinemur-Pliensbach auftretenden 23 Gattungen haben 20 die Trias-Jura-Grenze überschritten und nur 3 Gattungen entwickelten sich im Laufe des Lias. Der Zuwachs der Arten im Lias innerhalb der Schei-

belberg Formation ist mit 23 neu entstandenen Arten höher als der Gattungszuwachs (15 neue Arten werden in dieser Studie beschrieben). 36 Arten haben die Trias-Jura-Grenze unbemerkt überschritten, d.h. in einem uns unbekanntem Refugium überdauert und sind im Laufe des oberen Hettang, Sinemur bis Pliensbach in den Faziesbereich der Scheibelberg Formation eingewandert.

Aus dieser Sicht ist die so oft zitierte „Faunenkrise“ an der Trias-Jura-Wende durch fazielle Umstellungen bedingt. Bisher wurde angenommen, daß die meisten Holothurien an der Wende Obernor-Unterrhät ausgestorben sind.

Dank

Die Geländearbeiten wurden dankenswerterweise von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs) finanziell unterstützt.

Literatur

- ACHTNICH, T. (1982): Die Jurabreccien der Eisenspitze. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **12**, 41–70, Innsbruck.
- BLAU, J. & GRÜN, B. (1994): Mikrofazies und Foraminiferenfaunen im unteren Lias (Kendlbachschichten, Enzesfelder Kalk) der Osterhorngruppe (Salzburg, Österreich). – Giessener Geologische Schriften, **51** (Festschrift Blind), 63–83, Gießen.
- BLAU, J. & SCHMIDT, T. (1988): Tektonisch kontrollierte Sedimentation im Unterlias der Lienzer Dolomiten (Österreich, Osttirol, Kärnten). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**, 185–207, Wien.
- BÖHM, F. (1992): Mikrofazies und Ablagerungsmilieu des Lias und Dogger der Nordöstlichen Kalkalpen. – Erlanger geol. Abh., **121**, 57–217, Erlangen.
- BÖHM, F., DOMMERS, J.-L. & MEISTER, C. (1995): Breccias of the Adnet Formation: indicators of a Mid-Liassic tectonic event in the Northern Calcareous Alps (Salzburg/Austria). – Geol. Rundsch., **84**, 272–286, Stuttgart.
- BRAUN, R., KELLERBAUER, S. & ZANKL, H. (1994): Die Entwicklung des Berchtesgadener Beckens – Spiegelbild der jurassischen orogenen Prozesse (Abstract). – Nachr. Dtsch. Geol. Ges., **52**, 66–67.
- CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & STONER, J.S. (1992): Paleomagnetism and paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Tectonics, **11**, 792–810.
- EBLI, O. (1989): Foraminiferen und Coccolithen aus den Lias-Epsilon-Schiefern der Unken Mulde (Tirolikum, Nördliche Kalkalpen). – Mitt. Bayer. Staatsgl. Paläont. hist. Geol., **29**, 61–83, München.
- EBLI, O., DRAXLER, I., KLEIN, P., KODINA, L.A., LOBITZER, H. & SCHWAIGHOFER, B. (1991): Fazies, Paläontologie und organische Geochemie der Sachranger Schiefer (Unterocaricum) im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen zwischen Isar und Saalach. – Jb. Geol. B.-A., **134**, 5–14, Wien.
- GARRISON, R.E. (1964): Jurassic and early Cretaceous sedimentation in the Unken valley area, Austria. – Unpubl. Ph.D.diss., Geol. Dept. Univ. Princeton, 193 p.
- GOLEBIOWSKI, R. (1990): Facial and faunistic changes from Triassic to Jurassic in the Northern Calcareous Alps (Austria). – Cah. Univ. Cath. Lyon, Ser. Sci. **3**, 175–184, Lyon.
- HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G. & SMITH, D.G. (1990): A geologic time scale 1989. – Cambridge University Press, Cambridge, 263 p.
- HEBBELN, D., HENRICH, R., LACKSCHEWITZ, K.S. & RUHLAND, G. (1996): Tektonische Struktur und fazielle Gliederung der Lechtaldecke am NW-Rand des Tirolischen Bogens in den Chiemgauer Alpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **39/40**, 221–235, Wien.
- HORNSTEINER, G. (1991): Die jurassische Entwicklung auf der Waidringer Steinplatte unter besonderer Berücksichtigung der Scheibelberg Schichten an der Typlokalität. – Unveröff. Diplomarbeit Geol. Inst. Univ. Innsbruck, 210 S.
- JENKYN, H.C. (1986): Pelagic Environments (2nd Ed.). – In: READING, H.G. (ed): Sedimentary Environments and Facies, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 615 p.
- KUSS, J. (1983): Faziesentwicklung in proximalen Intraplattform-Becken: Sedimentation, Palökologie und Geochemie der Kössener Schichten (Ober-Trias, Nördliche Kalkalpen). – Facies **9**, 61–172, Erlangen.
- KRAINER, K., MOSTLER, H. & HADITSCH, J.G. (1994): Jurassische Beckenbildung in den Nördlichen Kalkalpen bei Lofer (Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Manganerz-Genese. – Abh. Geol. B.-A., **50** (Festschrift E. Flügel), 257–293, Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & COLWELL, J. (1992): Alpiner Enzesfelder Kalk (Unter-Lias) vom Exmouth-Plateau nordwestlich von Australien. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **84**, 301–308, Wien.
- LEMOINE, M. & TRÜMPY, R. (1987): Pre-oceanic rifting in the Alps. – Tectonophysics, **133**, 305–320.
- MOSTLER, H. (1967): Conodonten und Holothuriensklerite aus norischen Hallstätter Kalken von Hernstein (NÖ). – Verh. Geol. B.-A., **Jg. 1967**, 177–188, Wien.
- MOSTLER, H. (1968): Neue Holothuriensklerite aus norischen Hallstätter Kalken. – Ber. nat.-med. Ver. Innsbruck, **56** (Festschrift Steinböck), 427–461, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1969): Entwicklungsreihen triassischer Holothuriensklerite. – Veröff. Univ. Innsbruck, **18**, 5–53, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1970): Über einige Holothuriensklerite aus der süd- und nordalpinen Trias. – Festband Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 339–360, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1971): Holothuriensklerite aus anisichen, karnischen und norischen Hallstätterkalken. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **1**, 1–30, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972): Neue Holothuriensklerite aus der Trias der Nördlichen Kalkalpen. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **2**, 1–32, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1977): Zur Palökologie triadischer Holothuriensklerite (Echinodermata). – Ber. nat.-med. Ver. Innsbruck, **64**, 13–40, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1978): Ein Beitrag zur Mikrofauna der Pötschenkalke an der Typlokalität unter besonderer Berücksichtigung der Poriferenspiculae. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **7**, 1–28, Innsbruck.

- MOSTLER, H., KRÄINER, K. & STINGL, V. (1989): Überlegungen zur jurassischen Beckenentwicklung in den Nördlichen Kalkalpen. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **16**, 81–83 (Sediment '89, Abstract), Innsbruck.
- PILLER, W.E. (1981): The Steinplatte Reef Complex, part of an Upper Triassic carbonate platform near Salzburg (Austria). – In: TOOMEY, D. (ed.): *European Fossil Reef Models*, Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ. **30**, 261–290.
- PLÖCHINGER, B. (1975): Das Juraprofil an der Zwölferhorn-Westflanke (Nördliche Osterhorngruppe, Salzburg). – *Verh. Geol. B.-A.*, **Jg. 1975**, H. 2–3, 27–33, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1982): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Blatt 95, St. Wolfgang im Salzkammergut. – *Geol. B.-A.*, 1–74, Wien.
- SAUSGRUBER, T. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 88 Achenkirch. – *Jb. Geol. B.-A.*, **137**, H. 3, 469–474, Wien.
- SAVOSTIN, L.A., SIBUET, J.C., ZONENSHAIN, L.P., LE PICHON, X. & ROULET, M.J. (1986): Kinematic evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamir since Triassic. – *Tectonophysics*, **123**, 1–35.
- SCHÄFFER, G. & STEIGER, T. (1986): Der Jura zwischen Salzburg und Bad Aussee. Exk.führer Jahrestagung Subkomm. Jura-Stratigr., München, 1–67.
- SCHOLLE, P.A., ARTHUR, M.A. & EKDALE, A.A. (1983): Pelagic Environment. – In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (eds.): *Carbonate Depositional Environments*, AAPG Memoir **33**, 619–691.
- SPIELER, A. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 88 Achenkirch. – *Jb. Geol. B.-A.*, **137**, H. 3, 474–475, Wien.
- STANTON, R.J. & FLÜGEL, E. (1989): Problems with reef models. The Late Triassic Steinplatte „reef“ (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). – *Facies*, **20**, 1–138, Erlangen.
- STANTON, R.J. & FLÜGEL, E. (1995): An accretionary distally steepened ramp at an intrashelf basin margin: an alternative explanation for the Upper Triassic Steinplatte „reef“ (Northern Calcareous Alps, Austria). – *Sedimentary Geology* **95**, 269–286, Amsterdam.
- STUR, D. (1851): Die liassischen Kalksteingebilde von Hirtenberg und Enzersfeld. – *Jb. Geol. R.-A.*, **2**, H. 3, 19–27, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen Nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – Franz Deuticke, Wien, 580 S.
- TRÜMPY, R. (1988): A possible Jurassic-Cretaceous transform system in the Alps and Carpathians. – In: CLARK, S.P., BURCHFIELD, B.C. & SUPPE, J. (eds.): *Processes in continental lithospheric deformation*. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper* **218**, 93–109.
- WÄCHTER, J. (1987): Jurassische Massflow- und Internbreccien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, **27**, 1–239, Bochum.
- WEISSERT, H.J. & BERNOULLI, D. (1985): A transform margin in the Mesozoic Tethys: Evidence from the Swiss Alps. – *Geol. Rundschau*, **74**, 665–679, Stuttgart.

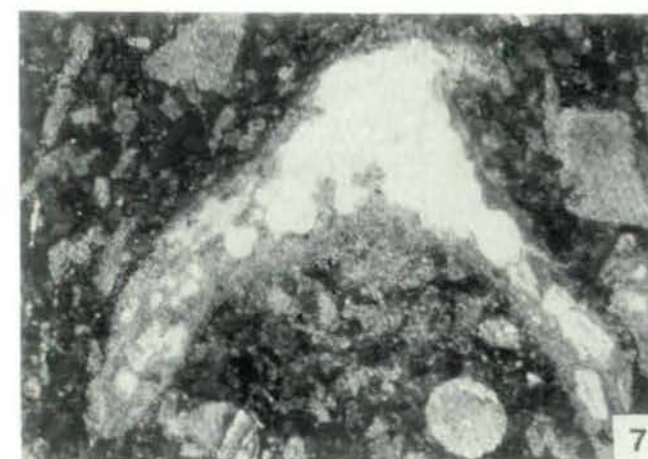
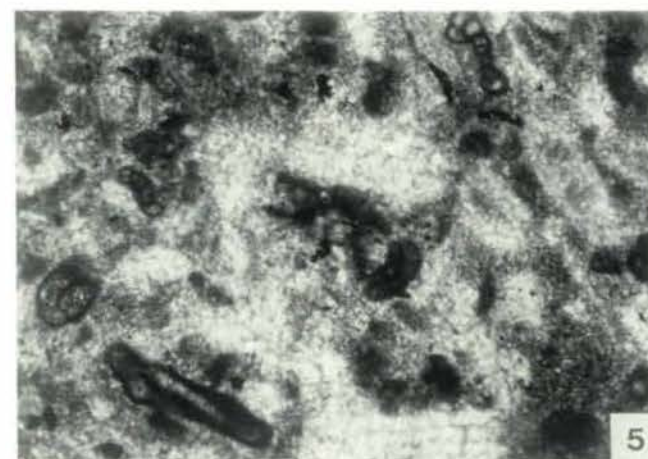
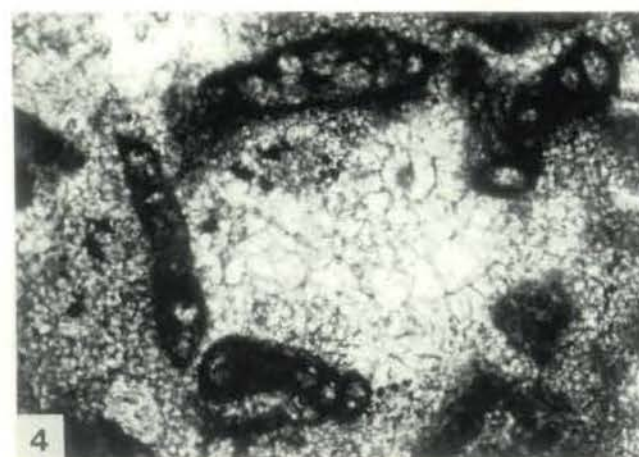
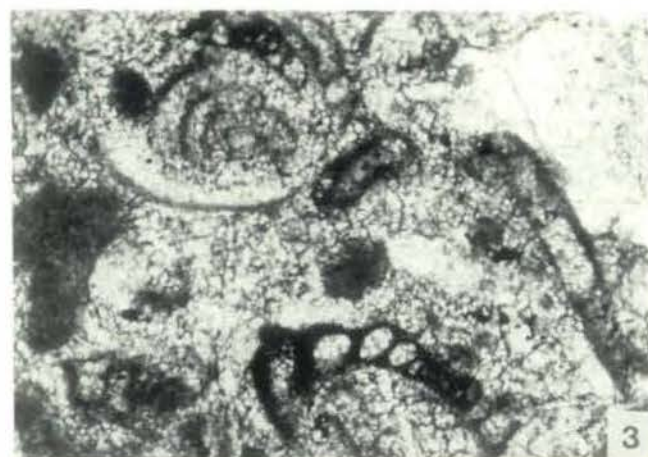
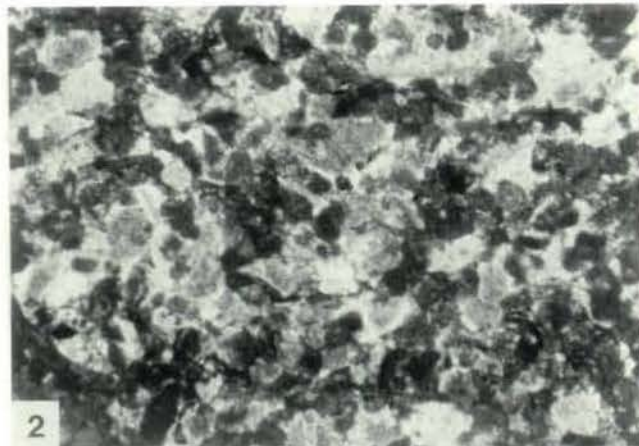
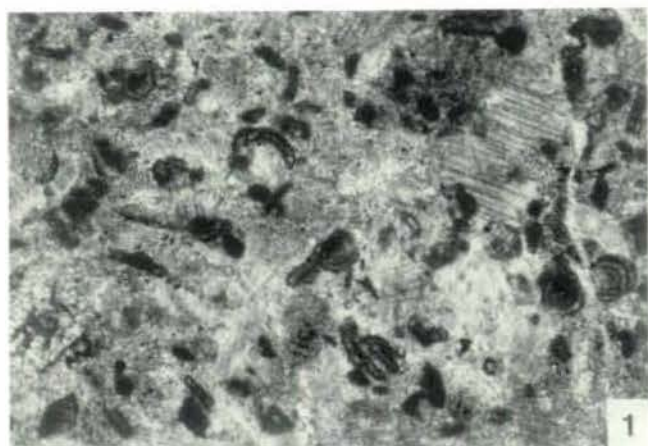
Anschrift der Verfasser:

Univ.-Doz. Dr. Karl Krainer, Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria.

Tafel 1

Mikroskopische Dünnschliffaufnahmen von Mikrofaziestypen der Kendlbach Formation und der basalen Kalkbank der Scheibelberg Formation im Profil Kamergraben (Unkener Synklinale).

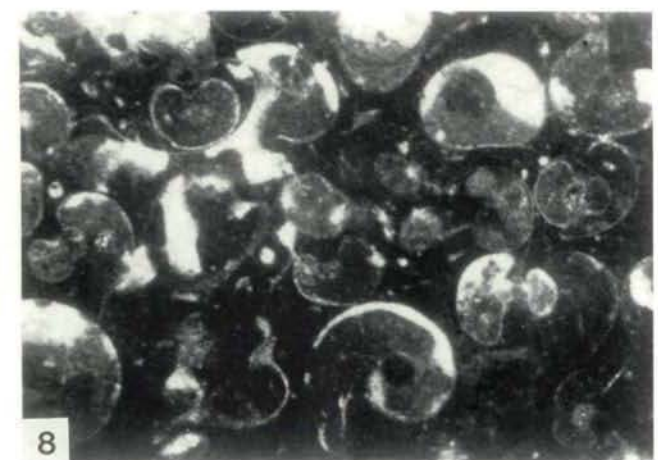
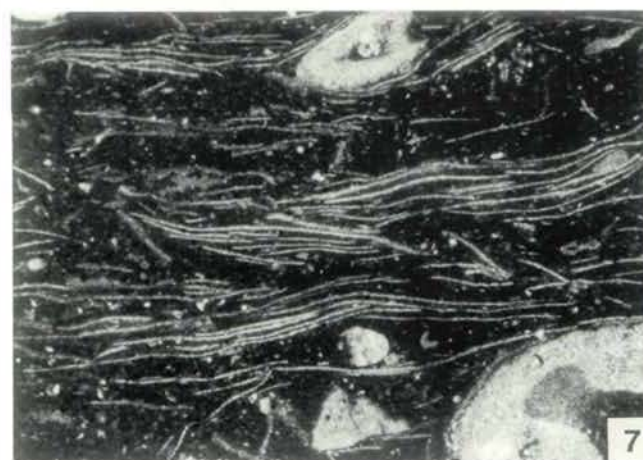
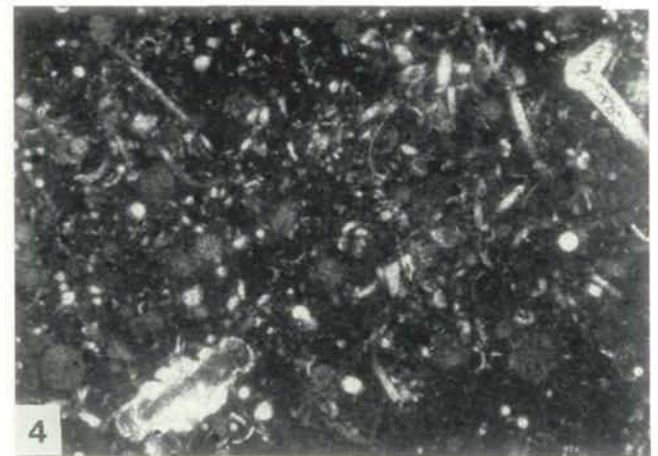
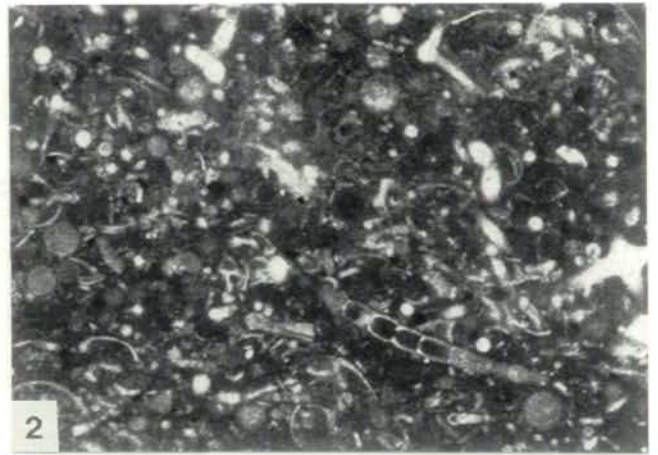
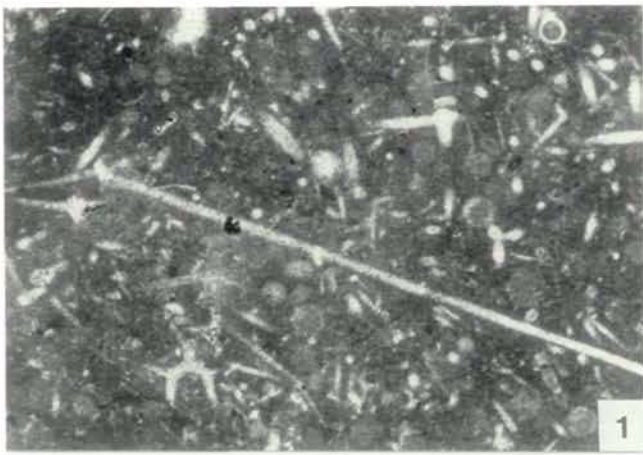
- Fig. 1: Echinodermen-Foraminiferen-Wackestone/Packstone mit zahlreichen Kleinforaminiferen (hpts. *Planiinvolutina carinata*) aus dem Tiefengraben Member. Probe KG 2, Bildbreite 3,1 mm.
- Abb. 2: Echinodermen-Peloid-Packstone mit einzelnen Kleinforaminiferen aus dem basalen Anteil des Breitenberg Members. Probe KG 10, Bildbreite 3,5 mm.
- Fig. 3, 4: Detailausschnitt aus dem Echinodermen-Foraminiferen-Wackestone/Packstone mit zahlreichen Kleinforaminiferen (hpts. *Planiinvolutina carinata*) aus dem Tiefengraben Member. Probe KG 2, Bildbreite jeweils 1,3 mm.
- Fig. 5: Echinodermen-Foraminiferen-Wackestone mit zahlreichen Kleinforaminiferen (hpts. *Planiinvolutina carinata*) aus dem basalen Teil des Tiefengraben Members. Probe KG 1, Bildbreite 1,8 mm.
- Fig. 6: Echinodermen-Packstone, leicht stylolithisch überprägt, aus dem Tiefengraben Member. Einzelne Echinodermenreste sind teilweise von Mikroquarz verdrängt. Probe KG 7, Bildbreite 4,3 mm.
- Fig. 7: Echinodermen-Peloid-Packstone mit großem Echinodermenbruchstück, das bereits zum Großteil von Mikroquarz (hell) verdrängt ist. Tiefengraben Member, Probe KG 5, Bildbreite 3,9 mm.
- Fig. 8: Ungeschichteter bioturbater bioklastischer Wackestone, der neben Echinodermenresten, Spicula, dünnen Schalenresten und Foraminiferen auch einige Radiolarien (z.B. rechts im Bild) enthält. Basale Kalkbank der Scheibelberg Formation, Probe KG 13, Bildbreite 3,7 mm.



Tafel 2

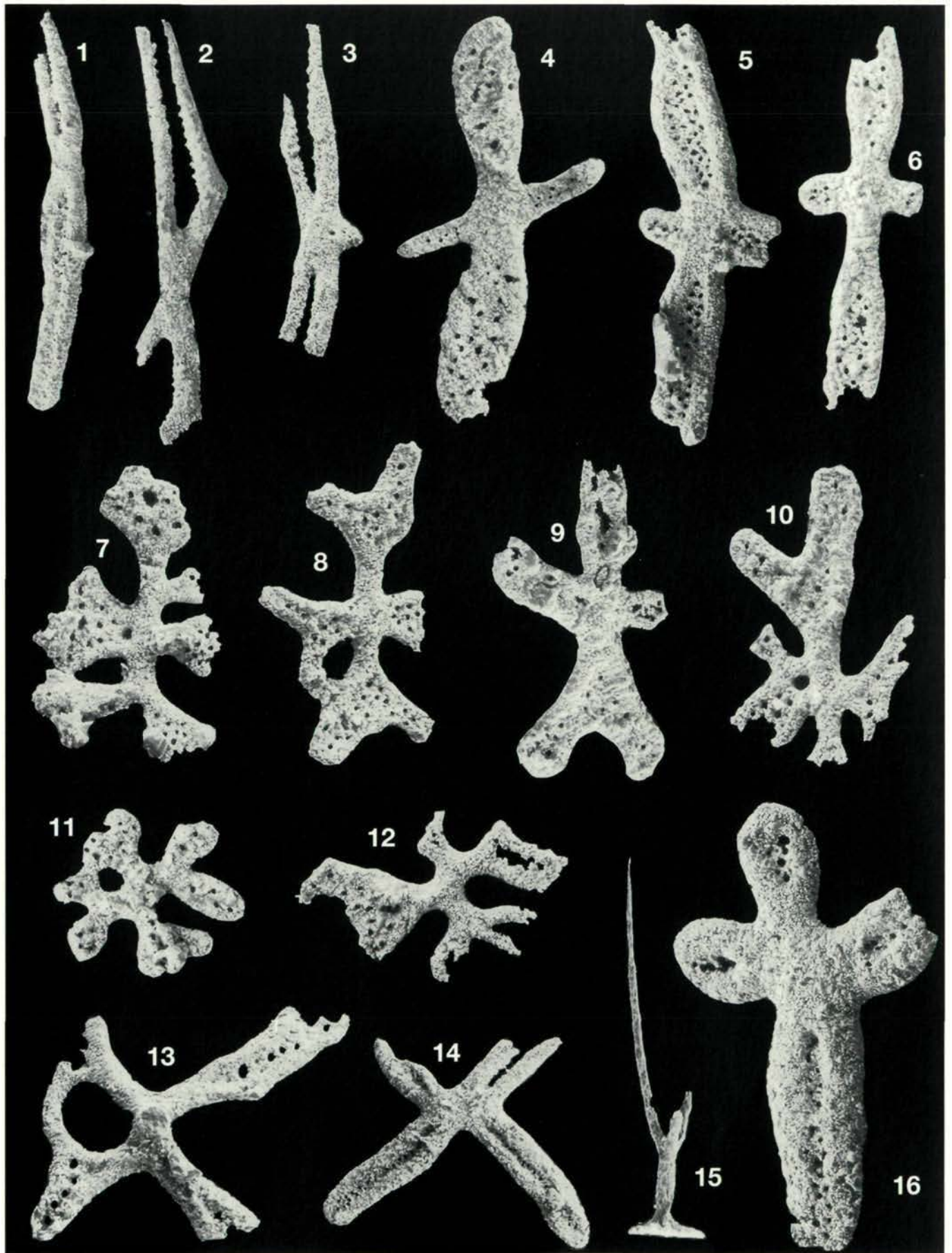
Mikroskopische Dünnschliffaufnahmen von Mikrofaziestypen aus der Scheibelberg Formation und Saubach Formation im Profil Kamergraben (Unkener Synklinale).

- Fig. 1: Bioklastischer Wackestone reich an Spicula und Radiolarien. Die Bioklaste sind in einer dunklen mikritischen Matrix eingebettet. Basale Scheibelberg Formation, Probe KG 24, Bildbreite 3,5 mm.
- Fig. 2: Ungeschichteter bioklastischer Wackestone reich an Radiolarien und Spicula. Auch Ostracodenschalen und Foraminiferen sind enthalten. Die Matrix besteht aus dunklem Mikrit. Mittlerer Abschnitt der Scheibelberg Formation, Probe KG 58, Bildbreite 3 mm.
- Fig. 3: Ungeschichteter bioklastischer Wackestone, der neben zahlreichen Spicula auch Ostracoden und Radiolarien (z.B. im Bild rechts unten) enthält. Die Matrix besteht aus dunklem Mikrit. Mittlerer Abschnitt der Scheibelberg Formation, Probe KG 63, Bildbreite 2,2 mm.
- Fig. 4: Ungeschichteter bioklastischer Wackestone reich an Radiolarien, untergeordnet sind auch Spicula, Ostracoden und Foraminiferen (Involutina, im Bild links unten) enthalten. Die Bioklaste befinden sich in einer dunklen mikritischen Matrix. Mittlerer Abschnitt der Scheibelberg Formation, Probe KG 62, Bildbreite 2,8 mm.
- Fig. 5: Bioklastischer Wackestone, aus mikritischer, feinbioklastischer Grundmasse und locker eingestreuten größeren Echinodermenresten und Schalenresten zusammengesetzt. Saubach Formation, Probe KG 32, Bildbreite 7 mm.
- Fig. 6: Filament-Packstone aus dünnen, eingeregelt Posidonien-Schalen, einzelnen Echinodermenresten und Ostracoden sowie mikritischer Matrix. Saubach Formation, Probe KG 27, Bildbreite 3,5 mm.
- Fig. 7: Bioklastischer Wackestone, bestehend aus mikritischer Matrix mit reichlich Filamenten sowie einzelnen Echinodermenresten und Ostracoden. Saubach Formation, Probe KG 30, Bildbreite 4,2 mm.
- Fig. 8: Ansammlung kleiner Ammoniten in pelmikritischer Matrix. Einzelne Schalen sind teils mit Mikrit, teils mit Sparit verfüllt und zeigen somit deutliche Geopetalgefüge. Ausschnitt aus einem bioklastischen Wackestone der knollig ausgebildeten Saubach Formation. Probe KG 36, Bildbreite 3,5 mm.



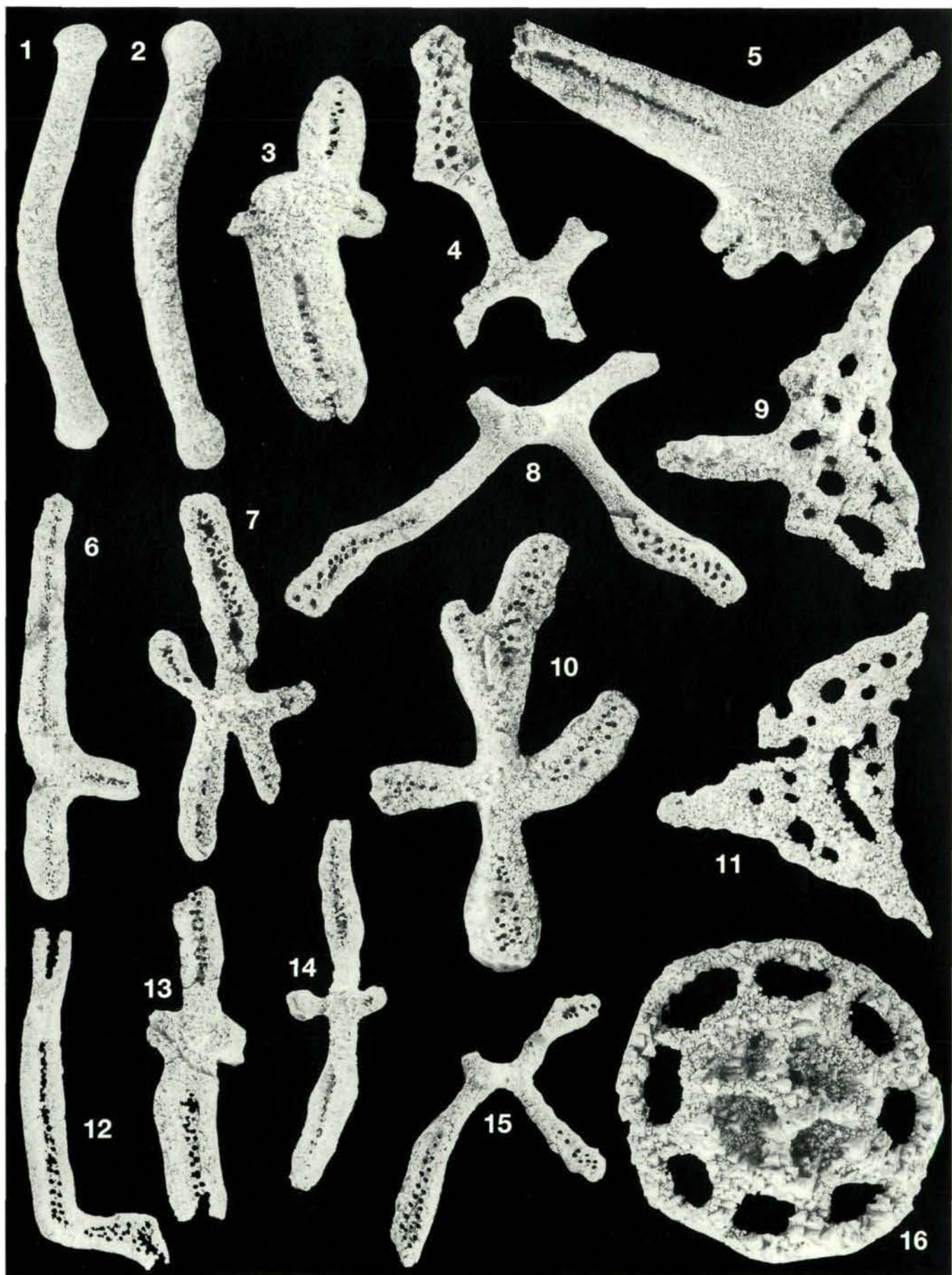
Tafel 3

- Fig. 1: *Punctatites extensus* (MOSTLER) (Vergr. 90x)
Fig. 2: *Punctatites angulatus* n.sp. (Vergr. 150x)
Fig. 3: *Punctatites triplex* MOSTLER (Vergr. 100x)
Fig. 4–6: *Punctatites tetrabrachiatus* n.sp. (Vergr. 200x)
Fig. 7–12: *Punctatites polymorphus* n.sp. (Vergr. alle 200x)
Fig. 13: *Praeephronides multiperforatus* MOSTLER (Vergr. 150x)
Fig. 14, 16: *Syneuphronides jurassicus* MOSTLER (Fig. 14 = 100x, Fig. 15 = 200x)
Fig. 15: *Tetravirga gracilis* MOSTLER (Vergr. 200x)



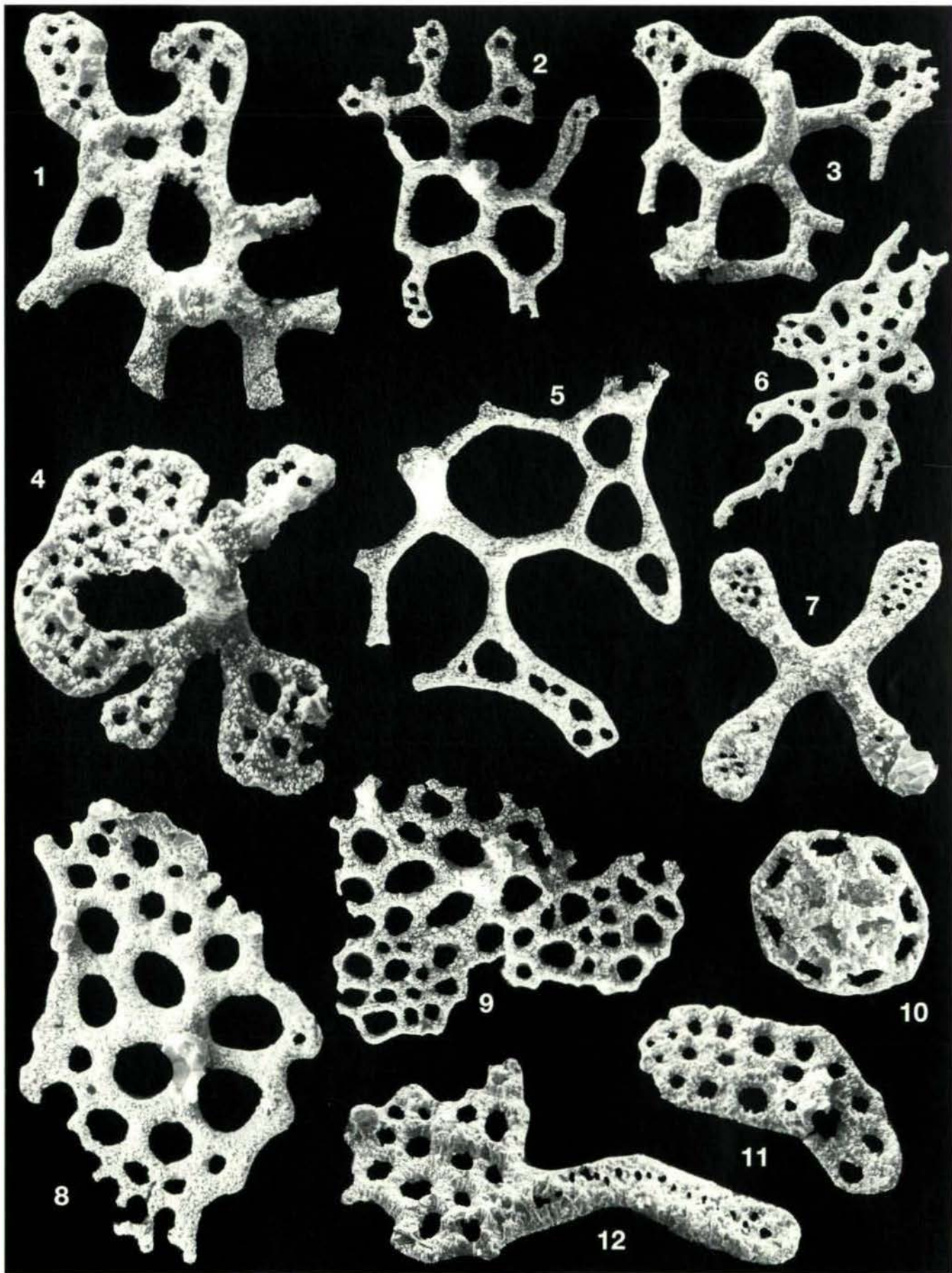
Tafel 4

- Fig. 1, 2: *Rhabdotites inclinatus* MOSTLER (Vergr. 150x)
Fig. 3, 5: *Syneuphronides jurassicus* MOSTLER (Vergr. 150x)
Fig. 4, 8: *Praeuphronides multiperforatus* MOSTLER (
Fig. 6: *Punctatites triplex* MOSTLER (Vergr. 100x)
Fig. 7, 10: *Punctatites polymorphus* n.sp. (Vergr. 200x)
Fig. 8: *Praeuphronides multiperforatus* MOSTLER (Vergr. 150x)
Fig. 9: *Biacumina nasiformis* n.sp. (Vergr. 200x)
Fig. 11: *Biacumina latiareata* n.sp. (Vergr. 200x)
Fig. 12: *Punctatites incurvatus* n.sp. (Vergr. 100x)
Fig. 13, 14: *Punctatites tetrabrachiatus* n.sp. (Vergr. 150x)
Fig. 15: *Praeuphronides multiperforatus* MOSTLER (Vergr. 100x)
Fig. 16: *Neomicroantyx ingridae* MOSTLER (Vergr. 300x)



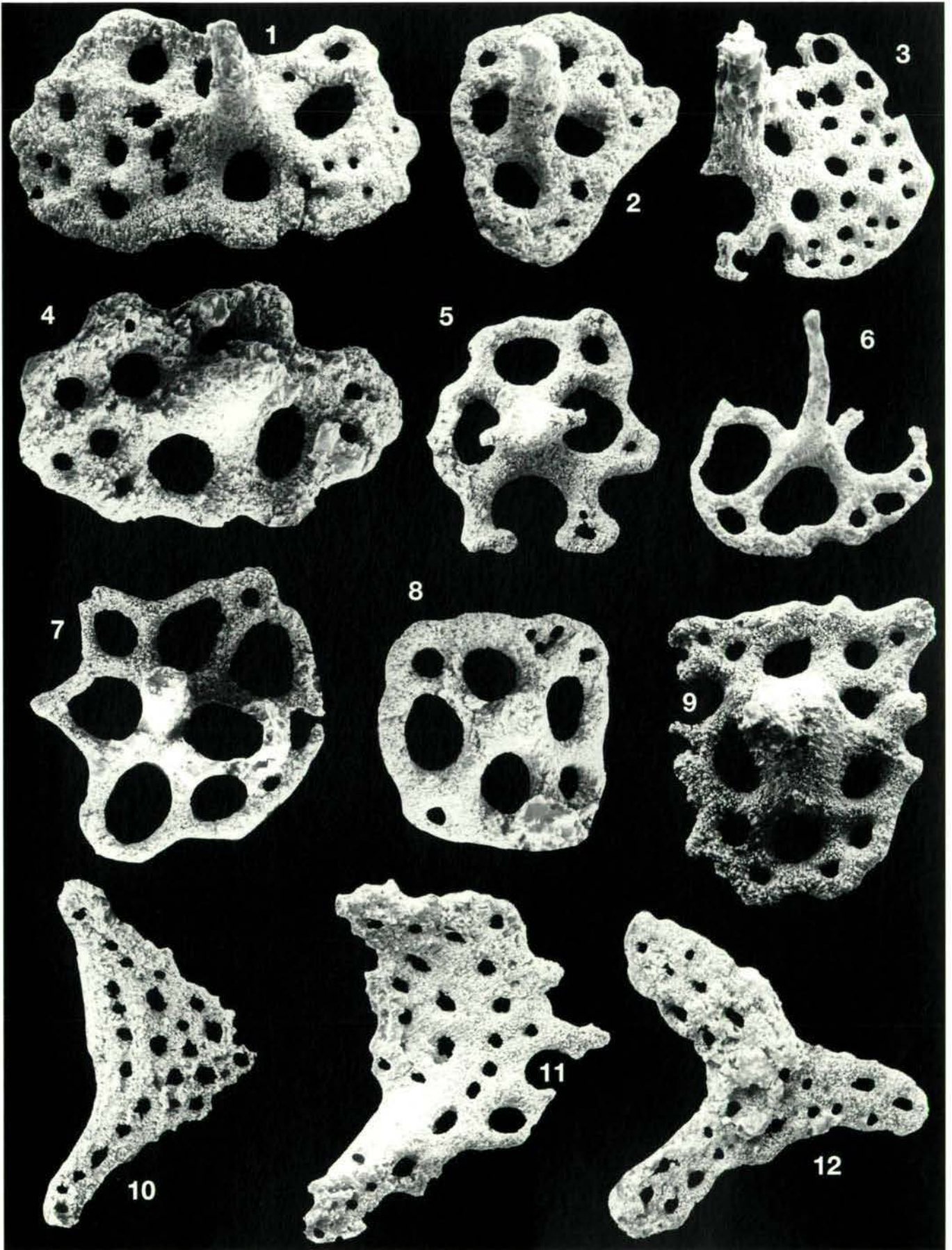
Tafel 5

- Fig. 1–3, 5: *Kristanella liassica* n.gen.n.sp. (Fig. 1, 3 und 5 = 200x, Fig. 2 = 150x)
Fig. 4: *Stichopitella* sp. (Vergr. 500x)
Fig. 6: *Kristanella latidentata* n.gen.n.sp. (Vergr. 100x)
Fig. 7: *Praeephronides simplex* MOSTLER (Vergr. 300x)
Fig. 8: *Centripedatus* sp. (Vergr. 200x)
Fig. 9: *Centripedatus inaequiperforatus* n.sp. (Vergr. 300x)
Fig. 10: *Neomicroantyx ingridae* MOSTLER
Fig. 11: *Calclamna* sp. (Vergr. 200x)
Fig. 12: *Uniramosa bystrickyi* KOZUR & MOCK (Vergr. 200x)



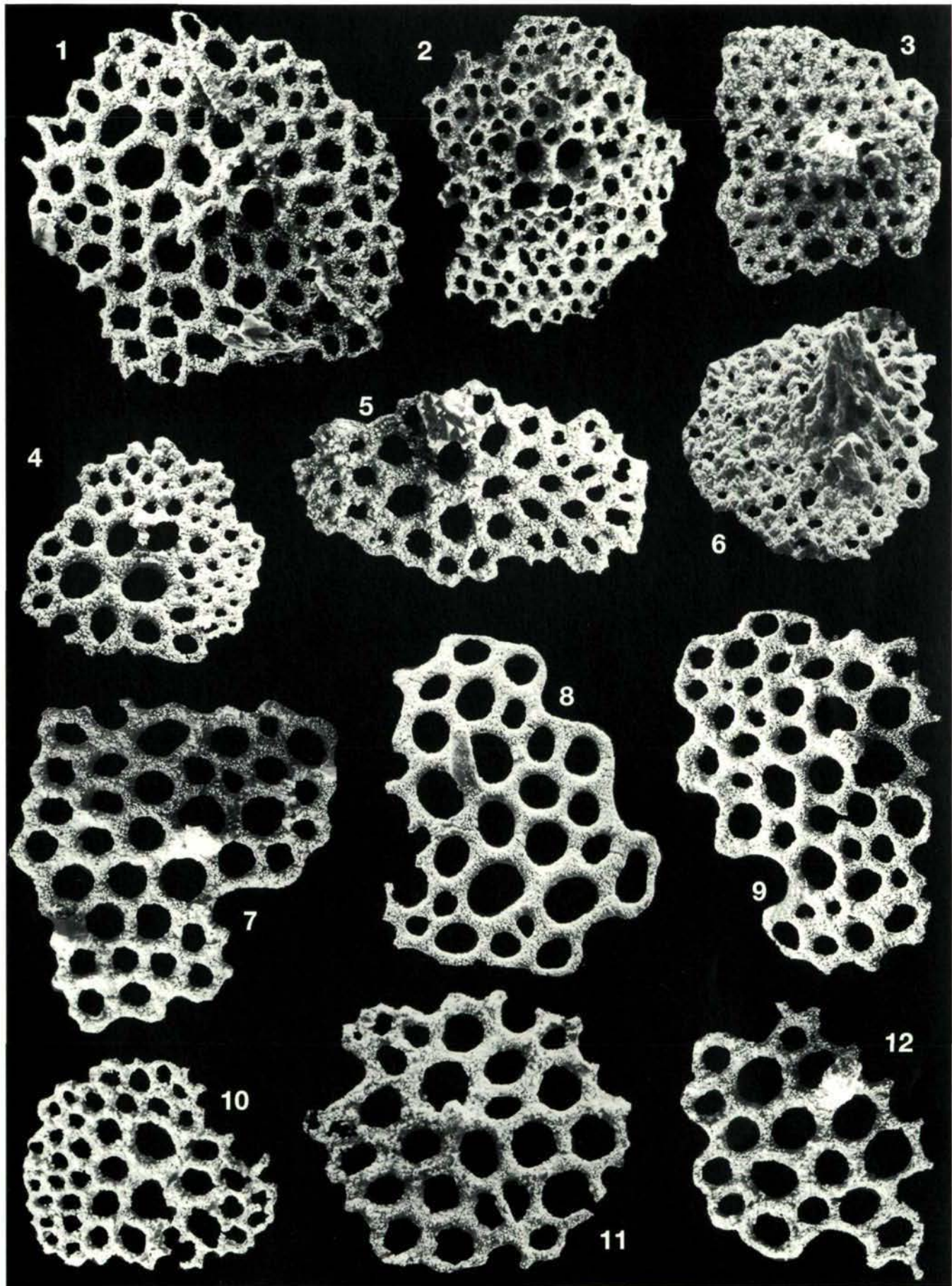
Tafel 6

- Fig. 1, 4, 9: *Centripedatus callosus* n.sp. (Vergr. alle 200x)
Fig. 3: *Centripedatus* sp. (Vergr. 200x)
Fig. 5: *Praethyonidium acutum* (MOSTLER) (Vergr. 200x)
Fig. 6, 7: *Centripedatus* cf. *apertus* (MOSTLER) (Vergr. 200x)
Fig. 8: *Centripedatus unkenensis* n.sp. (Vergr. 200x)
Fig. 10, 11: *Biacumina rara* MOSTLER (Vergr. 200x)
Fig. 12: *Biacumina aequibrachiata* n.sp. (Vergr. 185x)



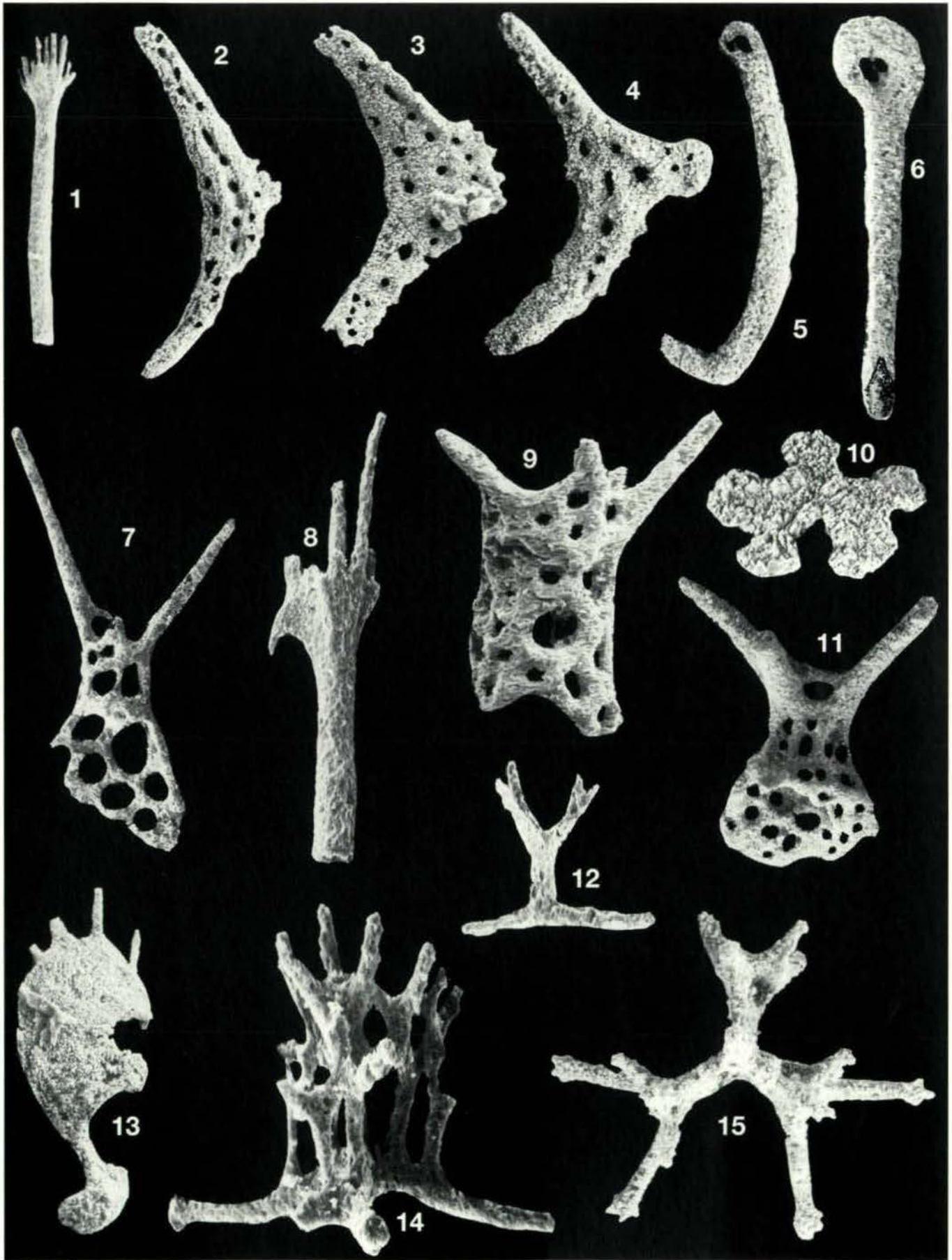
Tafel 7

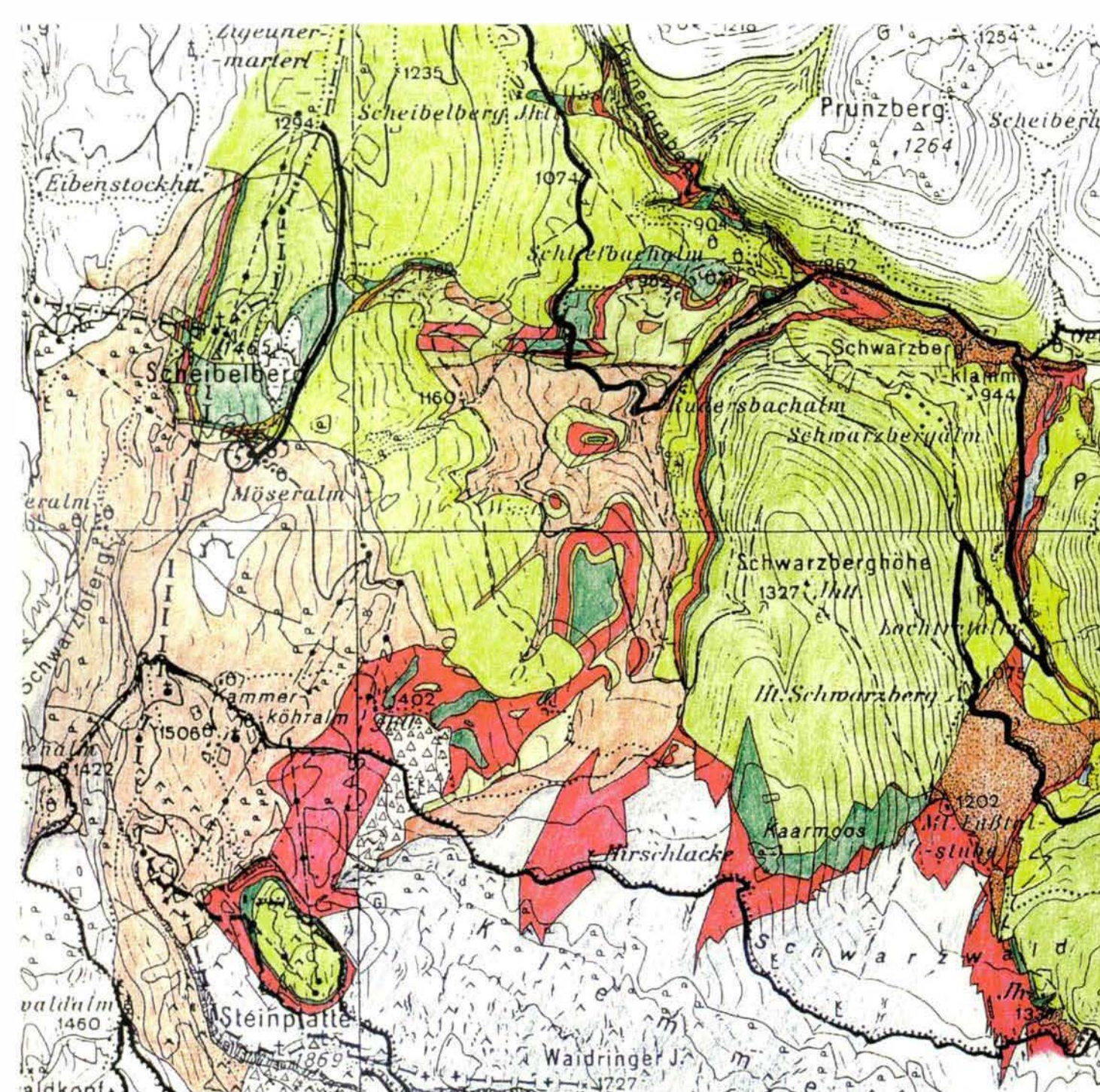
- Fig. 1: *Centripedatus* sp. (Vergr. 200x)
Fig. 2: *Centripedatus scheibelbergensis* n.sp. (Vergr. 200x)
Fig. 3, 6: Gen. indet.sp.indet. (Vergr. 200x)
Fig. 4: *Eocaudina subrotunda* n.sp. (Vergr. 200x)
Fig. 5, 10: *Eocaudina subrotunda* n.sp. (Vergr. 200x)
Fig. 7-9, 12?: *Centripedatus undulatus* n.sp. (Vergr. alle 150x)
Fig. 11: *Centripedatus* sp. (Vergr. 100x)



Tafel 8

- Fig. 1, 8: *Ophiocapillus verticiformis* n.gen.n.sp. (Vergr. 100x)
Fig. 2: *Uncinulinoides regularis* MOSTLER (Vergr. 150x)
Fig. 3: *Biacumina rara* MOSTLER (Vergr. 200x)
Fig. 4: *Biacumina* cf. *rara* MOSTLER (Vergr. 200x)
Fig. 5: *Achistrum* cf. *longirostrum* MOSTLER (Vergr. 100x)
Fig. 6: *Achistrum bartensteini* FRIZZELL & EXLINE (Vergr. 200x)
Fig. 7, 9, 11: *Pilumella secarata* n.gen.n.sp. (Fig. 7 und 11 = 100x; Fig. 9 = 200x)
Fig. 10: Gen.indet.sp.indet. (Vergr. 100x)
Fig. 12: *Thenusites trisulcus* MOSTLER (Vergr. 100x)
Fig. 13: neues Ophiuren-Lateralschild (Vergr. 120x)
Fig. 14, 15: *Thenusites multiperforatus* MOSTLER (Vergr. 300x)





Geologische Karte 1:25.000

(Bereich Steinplatte-Scheibelberg-Schwarzbergklamm, westlich von Unken)

G: HORNSTEINER, 1991

-  Quartär
-  Schrambach Fm.
-  Oberalmer Fm.
-  Schwarzbergklamm-Breccie
-  Ruhpoldinger Fm.
-  Allgäu Formation
-  Lias-Epsilon-Schiefer
-  Saubach Formation
-  Adneter-Klauskalk-Komplex
-  Scheibelberg Formation
-  Kendlbach Formation
-  Oberrhätkalk
-  Kössen Formation
-  Dachsteinkalk

FREMDKÖRPEREINSCHLÜSSE IN FOSSILEN KORALLENSKELETTEN AUS SICHT DER KONSTRUKTIONSMORPHOLOGIE

In memoriam WOLFGANG FRIEDRICH GUTMANN

Michael Gudo & Bernhard Hubmann

Mit 6 Abbildungen und 4 Fototafeln

Zusammenfassung:

Einschlüsse von Fremdkörpern (organismische Hartteile) in intratabulären und intradissepimentalen (Hohl)Räumen fossiler Korallenskelette treten selten auf. In den meisten der bekannten Fälle ist mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß diese zu Lebzeiten der Korallen zunächst in den Gastralraum der Polypen gelangten und von dort dann durch Atrophierung basaler Weichteile in das Skelett eingebaut wurden.

Versteht man fossile Korallen als hydraulische, maschinenartige, energiewandelnde Konstruktionen, so lassen sich verschiedene Funktionierungsweisen dieser Organismen erklären und darstellen. Es werden grundsätzliche und für die Kohärenz und Bionomie eines Korallenpolypen indispensable Leistungen dargestellt. Hierzu gehört der Rückhalt der Füllung durch den ventilmäßigen Verschluß des Schlundrohres (Pharynx), die Aufnahme größerer Nahrungspartikel und die Abgabe unverdaulicher Reste oder versehentlich aufgenommenen Fremdkörper. Fremdkörper, die zwischen die verspannenden Mesenterien geraten sind, können nicht mehr auf „normalem“ (Rück)Weg durch das Schlundrohr ausgestoßen werden, sondern nur durch eine Atrophierung der basalen Weichkörperteile entsorgt werden. Hierbei werden solche Objekte in das extrakorporal ausgeschiedene Skelett eingebaut.

Abstract:

The fossil records of rugose corals are rare of swallowed bodies enclosed in the intratabular and intradissepimental spaces. In the most well known examples of bodies enclosed in the fossil skeletons they are probably swallowed through the gastrovascular cavity of the polyp and then they were atrophied together with parts of the basal soft body. These particles became an enclosed part of the extracorporal skeleton.

Presupposing that living beings can be understood as organismic constructions different functions performed the hydraulic, machine-like, and energy conducting entities can be explained. By analyzing anthozoan polyps some very important and indispensable functions are realized. Retention of the hydraulic filling by a valve like effect of the mouth tube, the ingestion of large food particles and the ejection of swallowed objects through the mouth tube are possible. Particles which get into the spaces between the tethering mesenteries could not be ejected on the usual way back through the pharynx. Getting rid of such swallowed particles is only possible by atrophying the basal softbody where the swallowed body has been deposited. Thereby the particle is enclosed in the extracorporal skeleton.

¹ Prof. Dr. Wolfgang Friedrich GUTMANN (1935–1997), Leiter der Sektion für Vergleichende und Funktionelle Anatomie am Forschungsinstitut Senckenberg. Davor (1960–1964) Biologe am Forschungsinstitut für Meeresgeologie und -biologie in Wilhelmshaven. Dort aktuopaläontologische Studien zur Konstruktion von Meerestieren, u.a. von Anneliden und Aktinien. Mitarbeiter im SFB 230: Natürliche Konstruktionen. Im Rahmen der Konstruktionsstudien Entdeckung des Hydraulikprinzips als grundsätzliches Konstruktionsprinzip des Lebens, 1972 Konzeption der Hydroskelett-Theorie und später zusammen mit Kollegen Entwicklung der „Kritischen Evolutionstheorie“, die heute als „Frankfurter Evolutionstheorie“ (F.E.T.) bezeichnet wird.

1. Einführung

Lebewesen – fossile, wie rezente – als organismische Konstruktionen zu betrachten und zu verstehen, eröffnet zahlreiche Möglichkeiten der Erklärung von Funktionen als besondere Leistungen dieser Organismen. Leistungen oder Funktionen, die von Lebewesen respektive organismischen Konstruktionen erbracht werden können, umfassen eine in ihrer Vielfalt nicht auflösbare Kombination von Konstruktion, neuronaler Steuerung und Utilisierung von Lebensräumen. Als wissenschaftlicher Gegenstand faßbare Funktionen sind immer nur unmittelbar zu beobachtende Lebensäußerungen oder von der Konstruktion her bestimmbare Leistungen, jeweils im Rahmen einer bionomen und kohärenten Organismik. Von MOLLENHAUER (1970) stammt der Vorschlag, Funktionen, verstanden als Nutzungen, unter dem Terminus „Fungibilitäten“ zu führen und Funktionen, verstanden als Arbeitsweisen der Konstruktion, als „Funktionierensweisen“ aufzufassen.

Organismen werden auf diese Weise von innen her, von ihrer Binnenstruktur aus erklärbar. Aus den Konstruktionszusammenhängen heraus können für die Sicherstellung der Bionomie und Kohärenz eines Organismus Leistungen dargestellt werden, die in ihrer Arbeitsweise unabhängig sind von der utilisierbaren Umgebung, weil sie für ein grundsätzliches Funktionieren einer Konstruktion erforderlich und indispensable sind.

Unter Berücksichtigung der Rekonstruktion paläozoischer Korallen, im speziellen Rugosa, als kohärente und bionome organismische Konstruktionen (GUDO, 1996, 1997), soll im folgenden aufgezeigt werden, wie Fremdkörper in ein Korallenskelett hineingelangen können, ohne daß dabei die Kohärenz (die Kraftschlüssigkeit einer organismischen Konstruktion) verloren geht.

Einschlüsse von Organismenresten (organismische Hartteile wie Ostracodenschalen, Crinoidenstielglieder, Gastropodenschalen, etc.) in Skeletten von fossilen Korallen des Paläozoikum (sowohl in Rugosa als auch in Tabulata) sind selten, wurden aber in der Literatur mehrfach beschrieben (SCHLÜTER, 1889; ČERNÝŠEV, 1930; DUBATOV, 1961, 1975; CHENG, 1969; WEYER, 1972;

OLIVER, 1975; HLADIL, 1994; FLÜGEL & FLÜGEL, 1996; HUBMANN, 1996, 1997). Art und Weise, wie die Fremdkörper im Skelett eingeschlossen sind, erlauben den Rückschluß, daß diese wohl bereits zu Lebzeiten der Polypen inkorporiert wurden. Welche Gründe es waren, die zu Einschlüssen von Organismen führten, bleibt spekulativ; sei es, daß die Koralle absichtlich oder versehentlich einen zu großen unverdaulichen „Futterbrocken“ sich einverleibte, oder daß die „Fremdorganismen“ aus sich selbst heraus ins Innere der Korallenpolypen eingedrungen sind. In manchen Fällen sprechen Indizien dafür, daß die aufgenommenen Organismen in vivo in den Gastralraum der Korallenpolypen geraten sein könnten, während (partiell) mit Sediment verfüllte Biogene post mortem in die Koralle gelangten.

In Anbetracht solcher Funde drängt sich – besonders aus der Sicht des die Kohärenz und Bionomie eines Lebewesens berücksichtigenden Konstruktionsmorphologen – die Frage auf, wie es ein Korallenpolyp geschafft hat, unverdauliche Nahrungspartikel auf eine solche Weise loszuwerden, daß sie im extrakorporal ausgeschiedenen Skelett eingeschlossen wurden.

Bedeutung kommt vor allem der Beantwortung der Frage zu, wie Polypenkonstruktionen generell unverdauliche Reste größerer Dimensionen wieder loswerden können. Das Entsorgungsproblem ergibt sich besonders für aufgenommene Hartteile, die nach der Verdauung der energiespendenden organischen Substanz nicht mehr zusammen mit der Gastralfüllung und den darin verteilten Abfallprodukten ausgestoßen werden können. Unverdauliche Partikel, wie die in der Literatur beschriebenen organischen Hartteile, werden wegen ihrer höheren spezifischen Gewichte nicht in der Gastralfüllung schweben, sondern sich, vor allem dann wenn sie dem kontrollierenden Zugriff der Mesenterialfilamente (Akontien) entgangen und zwischen die verspannenden Mesenterien geraten sind, am Boden des Gastralraumes absetzen und dem Polyp „Magenschmerzen“ verursachen. Um an diesen Fremdkörpern nicht zugrunde zu gehen, muß ein Korallenpolyp prinzipiell in der Lage sein, sich solcher unverdaulichen Reste zu entledigen.

Im Rahmen einer konstruktionsmorphologischen Betrachtung von Korallenpolyen sollen hier verschiedene Möglichkeiten diskutiert werden, wie Polypen Fremdkörper wieder loswerden können.

2. Konstruktionsmorphologische Betrachtung von Lebewesen

Konstruktionsmorphologie zielt darauf ab, Lebewesen mit den Augen eines Ingenieurs zu betrachten, sie also auf Konstruktionsebene zu verstehen. Dieser methodische Ansatz geht auf das Konzept der „Frankfurter Evolutions- und Konstruktionstheorie“ zurück. Die Begründung dieser Theorie in den letzten Jahrzehnten, besonders durch die Arbeiten von GUTMANN & BONIK (1981), GUTMANN (1995), PETERS & GUTMANN (1971), PETERS et. al (1974) und VOGEL (1975, 1989a,b, 1991) führte schließlich zu einer methodischen und wissenschaftstheoretischen Absicherung. In zahlreichen Arbeiten an rezenten und fossilen Organismen konnte die praktische Anwendbarkeit dieses Konzeptes vorgeführt werden (EDLINGER, 1989; GUTMANN, 1966; GUTMANN & VOGEL, 1981; GUTMANN, VOGEL & ZORN, 1978; GRASSHOFF, 1981, 1987, 1991 a,b; VOGEL & GUTMANN, 1981, 1988).

Die Konstruktionstheorie liefert als Rahmentheorie methodische und konzeptionelle Vorgaben für die Entwicklung (Konstitution) von Modellen für lebende und fossile Organismen. Nach den Vorgaben der Konstruktionstheorie erstellte Modelle werden als „organismische Konstruktionen“ bezeichnet. An diesen Modellen können morphologisch-technische Fragestellungen für rezente oder fossile Lebewesen bearbeitet werden. Eine wichtige Zielvorgabe der Konstruktionsmorphologie ist die Entschlüsselung der ganzheitlichen Konstruktions- und Funktionierungsweisen der Lebewesen.

Organismische Konstruktionen sind Modellorganismen, die dazu geeignet sind, grundsätzliche Prinzipien, Gesetzmäßigkeiten von Lebewesen im Rahmen der Theorie und im Rahmen des kon-

stituierten Modells zu erfassen und zu erklären. Aufgrund der strengen Vorgaben der Konstruktionstheorie an die Organismusmodelle lassen sich Limitationen für die Leistungen von Lebewesen wissenschaftlich zuverlässig fassen.

Es soll an dieser Stelle keine Einführung oder Zusammenfassung der „Frankfurter Konstruktionstheorie“ oder gar die Konstitution eines Organismusmodells erfolgen (vgl. hierzu die oben genannte Literatur zur Konstruktionsmorphologie). Vielmehr geht es darum, die eingangs angeführten Fragen aus konstruktionsmorphologischer Sichtweise zu erklären. Unter Berücksichtigung eines in (definierbare) Limitationen gezwungenen Lebewesens, sollen diejenigen Bedingungen ermittelt werden, welche für die Leistung einer vorgegebenen Funktion (verstanden als Nutzung von Funktionierungsweisen) nötig sind: im konkreten Fall geht es um den Modus, der es einer Polypenkonstruktion gestattet, unverdauliche Reste der Nahrungsaufnahme (z.B. Gastropodengehäuse oder Ostracodenschalen) zu entsorgen.

3. Zum Funktionieren von organismischen Konstruktionen

Innerhalb des bionomen und kohärenten organismischen Geschehens – hierunter subsumiert man im wesentlichen alle zum Überleben und Fortbestehen durch Reproduktion nötigen Lebensäußerungen, verstanden als energiezehrende Arbeitsleistungen eines Organismus – lassen sich zahlreiche Funktionen, die als Nutzungen der Konstruktion betrachtet werden, ermitteln. Es ist jedoch nicht möglich alle Nutzungen („Fungibilitäten“, MOLLENHAUER, 1970) einer Konstruktion zu ermitteln, da diese eine in ihrer Vielfalt nicht-auflösbare Kombination von Konstruktion, neuronaler Steuerung und Utilisierungen von Lebensräumen darstellen. Wissenschaftlich faßbare Fungibilitäten sind nur unmittelbar zu beobachtende oder von der Konstruktion her bestimmbare Lebensäußerungen im Rahmen der bionomen und kohärenten Organismik.

Für unsere Fragestellungen, wie ein Polyp größere unverdauliche Reste wieder los wird, und, wie solche Reste in ein extrakorporal ausgeschiedenes Skelett gelangen, sind zwei wesentliche Leistungen in Betracht zu ziehen. Für eine Klärung sind einerseits alle Leistungen einer Konstruktion, die im weitesten Sinne mit der Aufnahme von Nahrung und der Abgabe von Nahrungsresten, und andererseits solche, die mit dem ontogenetischen Wachstum zu tun haben, relevant. Wichtig ist hierbei, daß in jedem rekonstruierten Funktionsablauf die Kohärenz und Bionomie der organismischen Konstruktion vorauszusetzen und zu erhalten sind. Funktionale Nutzungen von hydraulischen Füllungen, Muskeln, stabilisierenden und vernetzenden Bindegeweben, müssen so konzipiert sein, daß den Konstruktionsprinzipien Rechnung getragen wird. (Im Vergleich mit einem Automobil bedeutet das, daß dieses nur in einer solchen Weise genutzt werden darf, daß seine Funktionstüchtigkeit erhalten bleibt. Eine die Funktionierensweise eines Autos nicht beachtende Nutzung ist beispielsweise der Versuch im vierten oder fünften Gang auf einer ansteigenden Straße anzufahren. Die restriktive Vorgabe ist hier aber das Anfahren im ersten Gang mit anschließendem schrittweisen Hochschalten der Gänge. Ein ähnlich gelagertes Beispiel ist das Füllen des Tanks mit einem ungeeigneten Kraftstoff, das Schalten in den Rückwärtsgang während der Fahrt u.ä.).

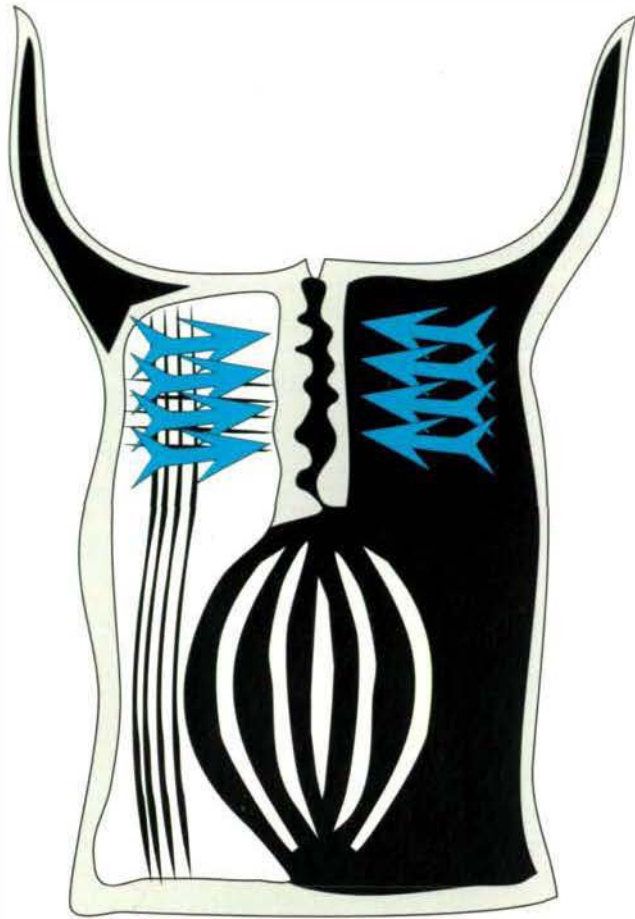
4. Grundsätzliche Konstruktion von Korallenpolypen

Polypen-Konstruktionen sind tonnenförmige Gebilde, die ihre Form durch Ringmuskeln in der Außenwand, sowie Längs- und Radialmuskeln auf radial angeordneten Mesenterien im Zusammenspiel und in Abhängigkeit von einem als kräfteübertragendes Hydroskelett fungierenden Gastrovascularraum, erzeugen. Die auch als Verdauungsraum genutzte Gastralfüllung muß, um als Skelett funktionieren zu können, unter Druck stehen. Eine Flüssigkeit kann aber nur unter Druck

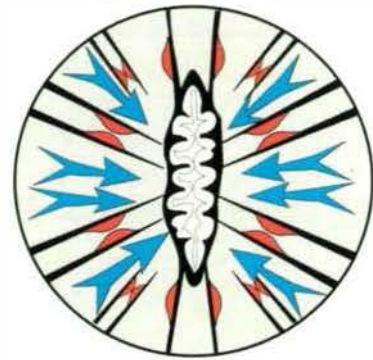
stehen, wenn sie vollständig umschlossen ist. Polypenkonstruktionen benötigen daher einen verschließenden Rückhaltmechanismus der Gastralfüllung. Die Verbindung der Gastralfüllung zum Medium sowie der Verschluß werden über eine Mundöffnung und einen schlauchartigen Pharynx sichergestellt. Die Konstruktion ist über Mesenterien und Ringmuskeln in drei Raumrichtungen verspannt. Die Mesenterien verspannen auch den Pharynx im Inneren und sorgen für eine Abflachung dieses Schlundrohres. Durch die seitliche Abflachung kollabiert der Pharynx unter dem hydraulischen Innendruck und die Konstruktion ist verschlossen. Der Pharynx funktioniert nach dem Prinzip eines Ventils (Abb. 1), d.h. je mehr Füllung durch die cilienbesetzten Siphonoglyphen in den Gastralraum gepumpt wird, desto stärker wird der Pharynx zusammengepreßt. Gleiches gilt auch bei Kontraktionen der Muskeln. Je stärker einzelne oder alle Muskelsysteme kontrahieren, desto stärker wird das Schlundrohr verschlossen. Es ist wichtig darauf hinzuweisen, daß dieser Verschlußmechanismus nur dann funktioniert, wenn entweder die äußere runde Form des Polypen durch die Ringmuskulatur oder die Größe des Polypen durch die Längsmuskulatur fixiert ist. Zwar würde die Gastralfüllung nicht verloren gehen, wenn plötzlich alle Muskelsysteme erschlafften, das Funktionsprinzip eines Ventils (je mehr Füllung, desto stärker der Verschlußdruck) läßt sich aber nur im Zusammenhang mit einer Formstabilisierung durch Ring- oder Längsmuskeln gewährleisten. Der Ventilverschluß ist ein dynamischer Prozeß, eine energiezehrende Leistung der Konstruktion und kein Zustand.

4.1 Nahrungsaufnahme

Durch Cilienstrom herbeigestrudelte feine Nahrungspartikel gelangen in den Siphonoglyphen zusammen mit diesem Wasserstrom auch bei kollabiertem (ventilartig verschlossenem) Schlundrohr in das Innere des Polypen. In den Gastralraum gelangt, werden sie durch phagocytotisch aktive Zellen zwischen den Mesenterien resorbiert. Soll



Verschuß des Pharynx durch den hydraulischen Druck



Öffnung des Pharynx durch Kontraktion der radialen und vertikalen Muskeln



Abb. 1: Prinzip des ventilmäßigen Verschlusses.

durch die Mundöffnung der Konstruktion aber Nahrung in Form größerer Partikel aufgenommen werden, so gerät die Konstruktion in ein technisches Dilemma. Beim Öffnen des ventilmäßig verschließbaren Schlundrohres durch die radialen Muskeln auf den Mesenterien (bei gleichzeitiger Längenfixierung der Konstruktion durch die Längsretraktoren) würde die Füllungsflüssigkeit ausgestoßen werden. Auch potentielle, in der Nähe der Mundöffnung befindliche Nahrung würde zusammen mit der ausgestoßenen Gastralfüllung fortgeschleudert werden. Um dennoch Nahrungspartikel durch die Mundöffnung in das Innere transportieren zu können, ist eine selbstkoordinierende, rückgekoppelte Arbeitsweise der gesamten Konstruktion erforderlich. Nur damit ist gewährleistet, daß es eben nicht zu einem Ausstoß

der Füllung kommt, sobald die Mundöffnung aufgezogen wird, um ein Nahrungspartikel zu umschließen. Nahrungspartikel, die auf die Mundscheibe zu liegen kommen, können aufgenommen werden, indem durch die Kontraktionsleistung der radialen Muskelfasern auf der Mundscheibe und den Mesenterien die Mundöffnung selbst über die Mundscheibe verschoben wird, bis das Nahrungsteilchen umschlossen werden kann. Zur Aufnahme von Nahrungspartikeln kann es erst dann kommen, wenn ein zu schluckendes Partikel vom Mundrohr so umschlossen werden kann, daß eine Abdichtung erreicht ist, also keine Füllungsflüssigkeit unkontrolliert entweichen kann. Ist ein Nahrungspartikel vom Pharynx umschlossen, so stülpt sich die Konstruktion einfach über dieses hinweg, was wegen der Festheftung

Nahrungspartikel müssen von der Mundöffnung dicht umschlossen werden

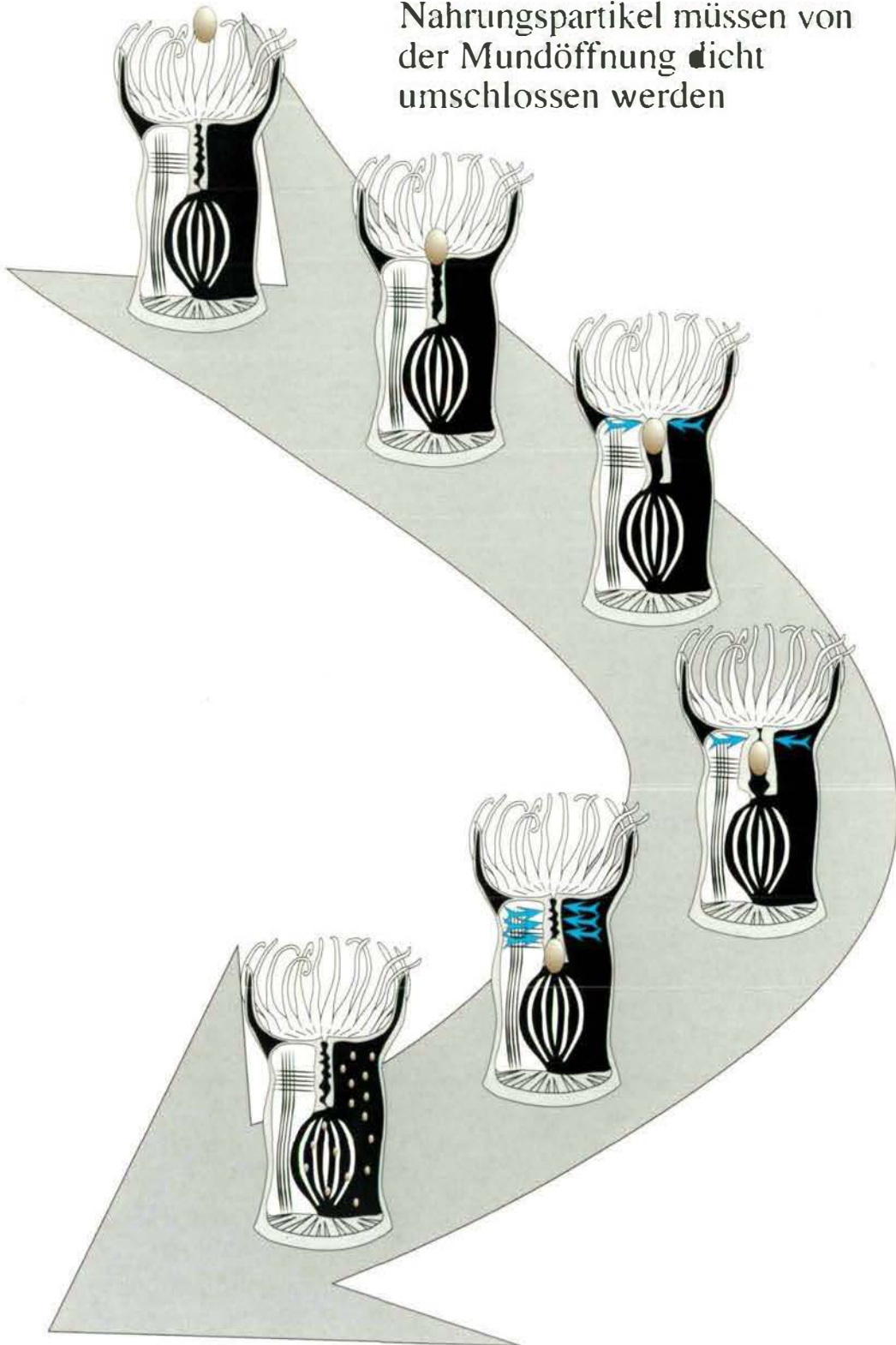


Abb. 2: Mechanismus der kohärenten Nahrungsaufnahme.

Nahrungspartikel können nur dann geschluckt werden, wenn es gelingt, sie vollständig zu umschließen, so daß keine Füllungsflüssigkeit verloren geht. Ist das Partikel erst einmal zu einem Teil geschluckt, so hilft der automatische Ventilverschluß bei weiterem „Hinunter“schlucken.

des Polypen am Substrat respektive Skelett zu einem „Schlucken“ des Partikels führt. Das „Hingestülpen“ wird erreicht über die Kontraktion der Ringmuskeln bei synchron verlaufender leichter Kontraktion der radialen Fasern zur Stabilisierung der Form und passiver Dehnung der Längsmuskeln. Die Festheftung der Konstruktion am Substrat und die kraftschlüssige Abspannung der gesamten Konstruktion, sowie die Aufhängung des Schlundrohres an den Mesenterien führt dazu, daß der Polyp beim „Überstülpen“ an seinem Platz bleibt und das Nahrungspartikel geschluckt wird. Das „Schlucken“ wird weiterhin unterstützt vom Ventilverschlußmechanismus. Sobald das Partikel vollständig vom Schlundrohr umschlossen ist, wird der Pharynx durch den hydraulischen Innendruck wieder ventilartig verschlossen, indem der Aktinopharynx entlang der lateralen Seiten kollabiert. Das aufgenommene Partikel kann nun noch in den Gastralraum hineinrutschen, weil die kollabierten Schlundrohrbereiche darüber bereits den Rückweg versperren (vgl. Abb. 2).

Die starke Abhängigkeit dieses Mechanismus der Nahrungsaufnahme von der unter Druck stehenden hydraulischen Füllung läßt sich sowohl im Gedanken- wie auch im praktischen Experiment nachvollziehen. Nahrungspartikel, die sich nicht bei voller Abdichtung der Konstruktion aufnehmen lassen, können nicht geschluckt werden. Es ist für Polypenkonstruktionen beispielsweise unmöglich ein „donutförmiges“ Partikel zu schlucken, weil die Gastralfüllung unweigerlich durch die mittige Öffnung verloren ginge. Zusammen mit dem Verlust der Füllung würde nicht nur das „donutförmige“ Nahrungspartikel fortgeschleudert werden, auch die für die Schluckfunktion nötige Kohärenz wäre ohne Füllung verloren.

Polypen sind also aus konstruktionsmorphologischer Sicht grundsätzlich in der Lage, größere Nahrungspartikel zu fressen. Ihre Versorgung sollte daher nicht allein auf energiespendendes Material in ausschließlich feinsten Partikelgröße (oder gar nur auf endosymbiontische Zooxanthellen) beschränkt sein.

Ist die Nahrung in den Gastralraum gelangt, wird sie dort von den aus der unmittelbaren mesenterialen Verspannung ausgenommenen Akontien,

den fleischigen Fortsätzen der Mesenterien, in der Mitte festgehalten. Auf diese Weise wird sichergestellt, daß größere Partikel nicht in die Mesenterienzwischenräume gelangen, wo sie massive Störungen des arbeitenden Gefüges verursachen würden. Die Fixierung größerer Nahrungspartikel ist solange nötig, bis alles organische Material in resorptionsfähiges, energiespendendes Nahrungssubstrat umgewandelt ist. Resorbierbares Material gelangt dann auch in die Mesenterienzwischenräume, wo es von phagocytotisch aktiven Zellen aufgenommen wird.

4.2 Defäkation

Unverdauliche Reste sammeln sich in der Gastralfüllung an. Zumeist wird es sich um Abfallprodukte aus feinsten Partikelgröße oder gar um gelöste Abfallstoffe handeln. Wiederum nur im Rahmen der Bionomie und Kohärenz einer Polypenkonstruktion kann die Gastralfüllung zusammen mit den Abfallstoffen ausgestoßen werden, wenn bei kontrahierter Längsmuskulatur eine Längsfixierung erreicht ist und gleichzeitig durch Retraktion der radialen Fasern der Pharynx entgegen dem hydraulischen Verschlußdruck irisartig aufgezogen wird. Weitere Kontraktion der Längsmuskeln kann unter gleichzeitiger Dehnung der radialen Fasern und der Ringmuskeln nun zu einem nahezu vollständigen Ausstoß der Füllung führen.

Solange Abfallpartikel in der Füllung in Schwebe bleiben, können sie auf die dargestellte Weise problemlos entsorgt werden. Sind die Reste aber spezifisch schwerer oder verfangen sich sperrige Objekte im Verspannungssystem der Mesenterien, so daß sie im Gastralraum absinken, kann es durchaus zu Entsorgungsproblemen kommen. Solche Partikel können nicht mit dem „normalen“ Füllungsausstoß abgegeben werden.

Auf Basis der zur Verfügung stehenden Konstruktionsbestandteile läßt sich ein denkbarer Entsorgungsmechanismus mit den grundsätzlich zum Festhalten von Partikeln im zentralen Gastralraum genutzten Akontien ermitteln. In gleicher Weise, wie die Akontien Nahrungspartikel daran

Ausspucken von Fremdkörpern mit Füllungsausstoß

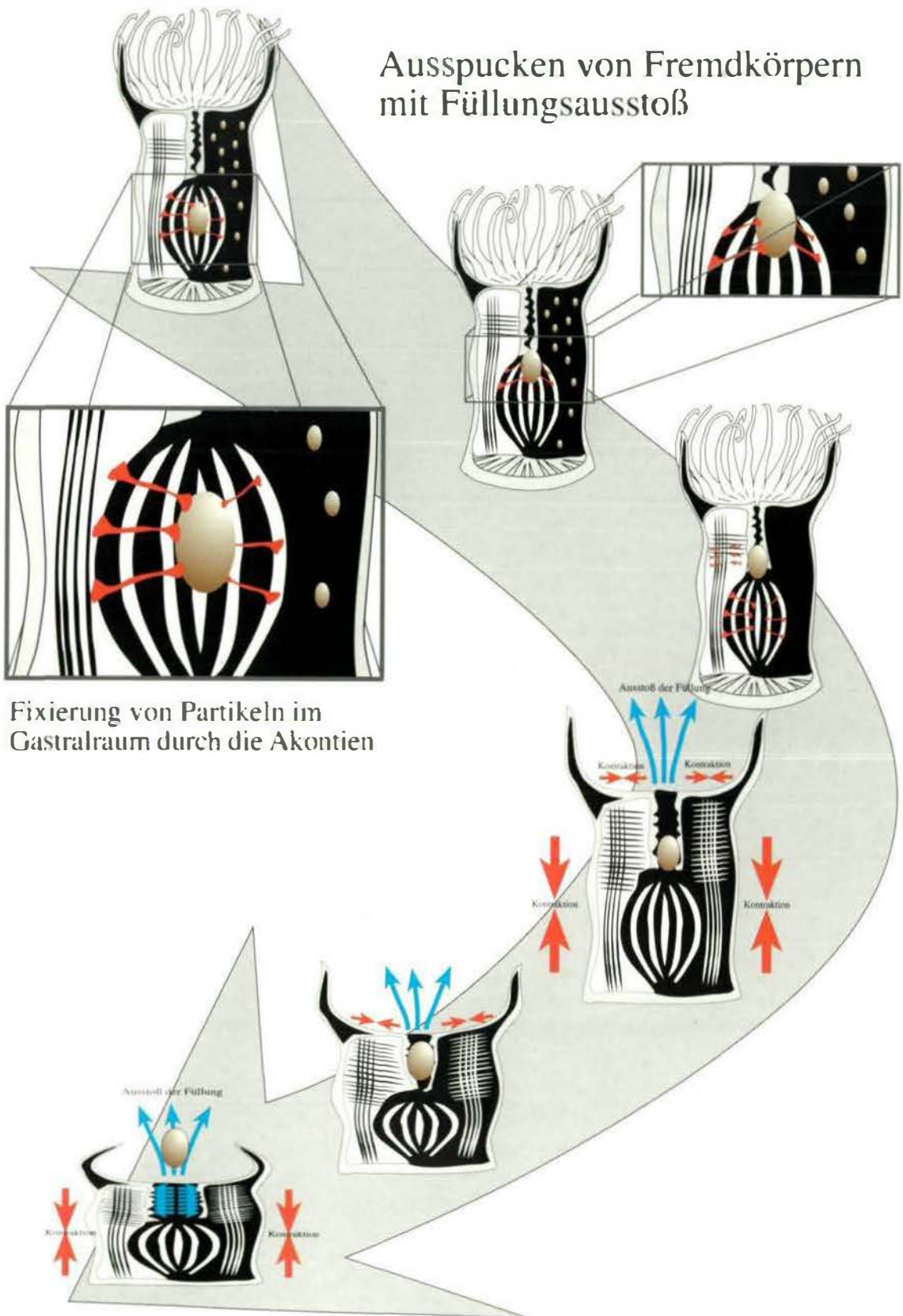


Abb. 3: „Ausspucken“ von Fremdkörpern über Füllungsausstoß.

Ausspucken von Fremdkörpern über Ventilsystem

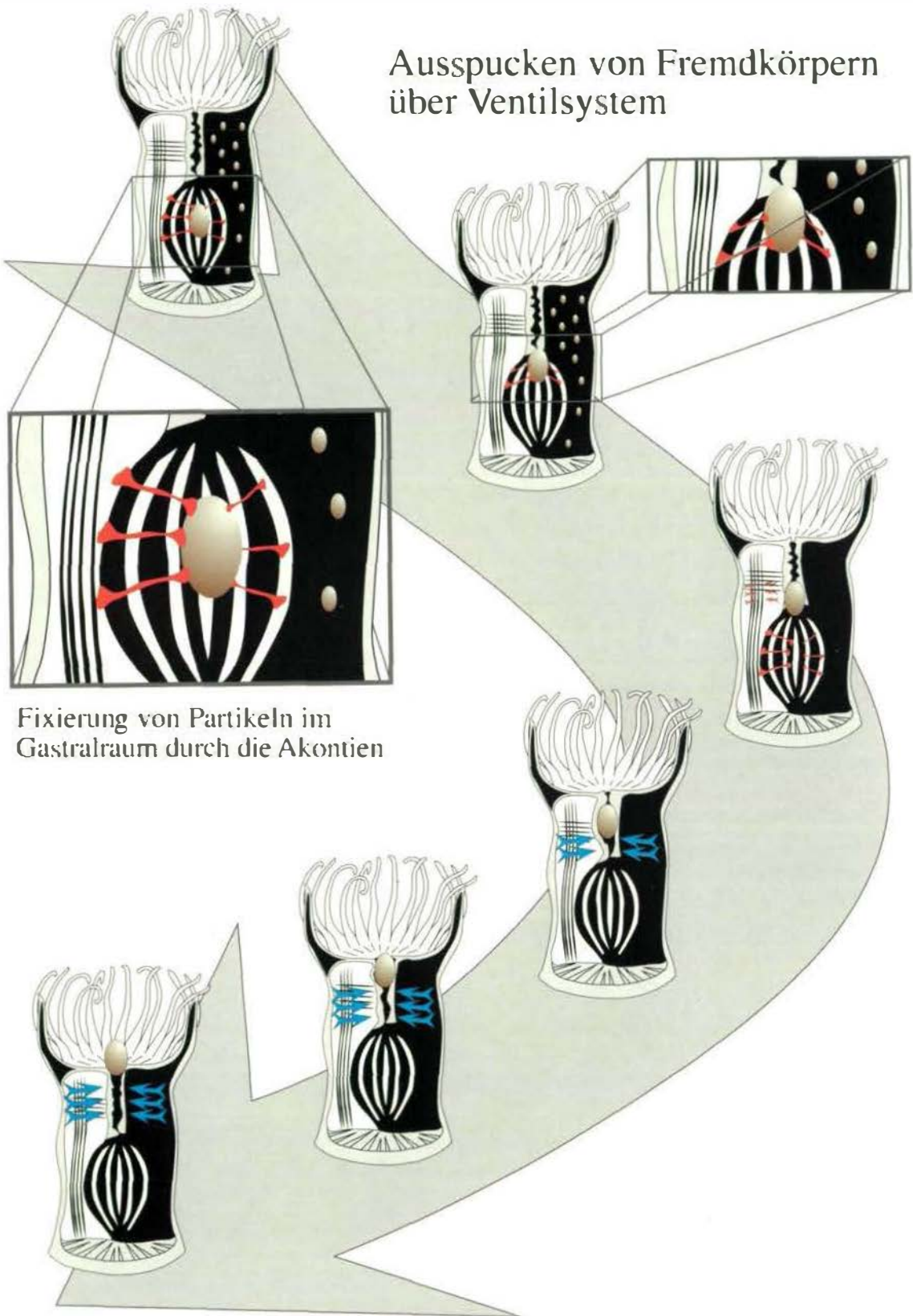


Abb. 4: „Ausspucken“ von Fremdkörpern über den Ventilverschluß.

hindern, zwischen die Mesenterien zu geraten, können sie auch Abfallstoffe in der Mitte des Gastralraumes festhalten. Während des „normalen“ Füllungsausstosses durch Kontraktion kann es der Polypenkonstruktion gelingen, mit dem unteren Ende des Schlundrohres diese unverdaulichen Reste zu berühren. Kontraktionen der radialen Fasern und Längenfixierung durch die Längsfasern ziehen das Schlundrohr auch im Inneren auseinander, so daß ein unverdaulicher größerer Partikel von innen her in das Schlundrohr gelangen kann und dort zunächst wie ein Pfropf festsetzt. Ist nun aber noch genügend Gastralfüllung vorhanden, so kann unter Aufbietung maximaler Kontraktionsleistung der Fremdkörper „ausgespuckt“ werden (vgl. Abb. 3).

Einen solchen Mechanismus kann man prinzipiell bei den meisten Korallenpolypen beobachten, wenn diese ihre befruchteten Eier oder Larven ausspucken. Diesem Mechanismus sind aber sicherlich auch Grenzen gesetzt, die jeweils von der Konstitution der Individuen abhängig sind. Eine wichtige Rolle dürften vor allem die Größe des Fremdkörpers, die Dehnbarkeit des Pharynx und die Kontraktionsleistung der Muskeln spielen.

Etwas weniger aufsehenerregend gestaltet sich die Entsorgung von Fremdkörpern über den Ventilverschluß. In gleicher Weise, wie Nahrungspartikel mit Hilfe des Ventilverschlusses geschluckt werden, können diese auch wieder „hinaufgewürgt“ werden. Ist der im Gastralraum befindliche Fremdkörper einmal von innen her in den Pharynx hineingelangt, so kann durch den Ventilverschluß der Pharynx nach unten verschlossen werden, während zur Mundöffnung hin die radialen Fasern auf den Mesenterien den Weg nach außen freimachen (vgl. Abb. 4). Diese weniger aufwendige Fremdkörperentsorgung dürfte besonders für kleinere Partikel in Frage kommen.

5. Fremdkörper einschüsse im Skelett

Daß es neben dem „Ausspucken“ von Fremdkörpern noch weitere Möglichkeiten gibt, sich unverdaulicher Reste zu entledigen, ist im Fossilbe-

fund nachzuweisen: Einschlüsse von Organismenanteilen in den Skeletten weisen darauf hin, daß vom Polypen aufgenommene Partikel irgendwie in das extrakorporal ausgeschiedene Skelett gelangen können (vgl. Tafeln 1–4).

Allerdings ist nicht jeder in einem Korallenskelett vorgefundene Fremdkörper einschluß als eindeutiger Beweis zu deuten, daß dieser zuvor in den Gastralraum des Polypen gelangte, diesem „Magenschmerzen“ verursacht hat und anschließend in das basal ausgeschiedene Skelett „entsorgt“ wurde. Denkbar sind auch andere Mechanismen, wie Fremdkörper zu Lebzeiten des Polypen in ein Skelett gelangen können (vgl. OLIVER, 1975).

Je nach Position der Fremdkörper in den Koralliten werden von verschiedenen Autoren unterschiedliche Erklärungsversuche für deren Einschluß entwickelt (vgl. Appendix). Neben dem hier ausschließlich betrachteten Fall der „direkten“ Aufnahme via Pharynx in den Gastralraum, ergeben sich in manchen Fällen als sinnhafte Erklärung Verletzungen des Polypen und des Skelettes, wodurch Material „seitlich“ in das Innere des Koralliten gelangen konnte (wie z.B. bei FLÜGEL & FLÜGEL (1996) dargestellt). Nach HUBBARD (1973) können auf Oberflächen rezenter Korallen abgelagerte Sedimentpartikel lateral durch neugebildete Skelettelemente überwachsen werden.

Erwähnenswert sind auch als kommensalisch/parasitische Organismen (meist ?annelide Würmer) gedeutete röhrenförmige Strukturen, die in den Koralliten, bzw. Theken gefunden werden (für paläozoische Korallen: CLARKE, 1921; SCHINDEWOLF, 1958; SOKOLOV, 1948; OEKENTORP, 1969; PLUSQUELLEC, 1968 a,b; STEL, 1976; OLIVER, 1983; HUBMANN, 1991; etc.). Sie stellen einen ähnlich gelagerten „physiologischen Streß“ für den Korallenpolyp dar, wobei trotz der „intrapolyparen“ Position der „Würmer“ keine/kaum (aus dem Skelett deduzierbaren) Veränderungen des Polypen im Wachstum nachweisbar sind.

In Anlehnung an MATTHEI (1914) wird allgemein als plausible Interpretation für den Einschluß von Fremdkörpern im Tabularium und Dissepimentarium von Korallenskeletten die Atrophierung basaler Weichkörperbereiche angesehen. Dieser Vorstellung zufolge sollte die Ab-

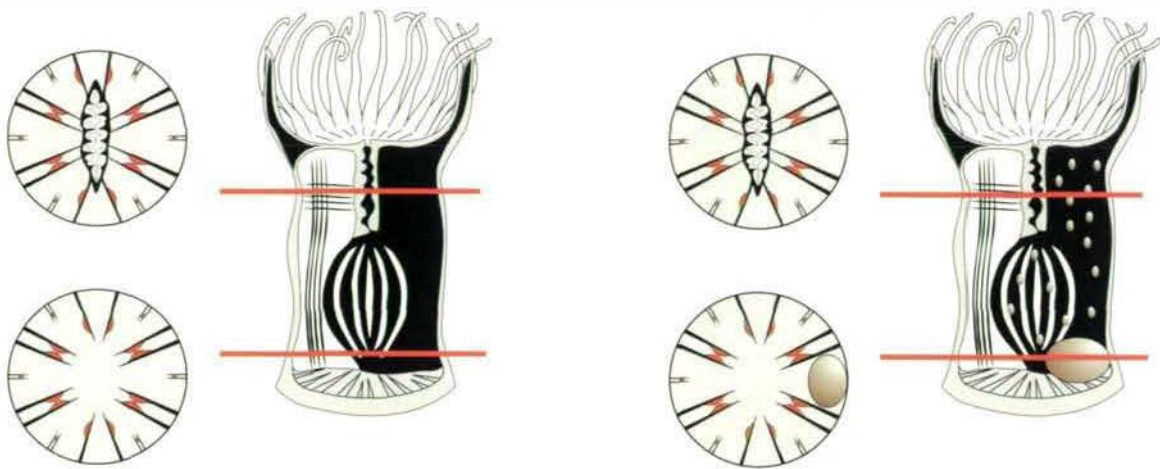


Abb. 5: Ablagerung eines Fremdkörpers zwischen den Mesenterien.

schottung von Fremdmaterial aus dem Gastralraum des Polypen durch Einfaltung der Rumpfwand, die zur blendenartigen Abschnürung des Weichkörpers während der Tabulum-Bildung (Diskussion siehe WELLS, 1969) führt, ermöglicht werden.

6. Atrophieren der Fußscheibe

Atrophieren der Fußscheibe oder der unteren Bereiche eines wachsenden Polypen ist ein bei einigen rezenten Korallen nachweisbarer Wachstumsmechanismus. Nach einer von MATTHAI (1914) und WEYER (1972) vertretenen Auffassung „vollzieht sich das vertikale Wachstum [...] durch Abschnürung und anschließende Atrophie eines basalen Polypenabschnitts, wobei der gesamte Weichkörper *in situ* verbleibt“ (WEYER, 1972: 712). Die Atrophie basaler Weichkörperteile beim Höhenwachstum des Polypen ist im Fossilbestand in der Tat belegbar.

Ob das Atrophieren basaler Weichkörperbereiche einen generellen Wachstumsmechanismus der Rugosa und Tabulata darstellt, muß insofern zur Diskussion gestellt werden, als Verwesungsprodukte, die dann unter dem/den Polypen gebildet werden sich als äußerst giftig für den/die darü-

ber verbliebenen Organismus/Organismen darstellen. Das Atrophieren dürfte einen möglichen Wachstumsmechanismus darstellen, der aber nur bei speziell hierfür ausgestatteten Konstruktionen ablaufen kann.

Hattein Polypein unverdauliches Nahrungspartikel (bzw. unverdaulichen Fremdkörper) in seinen Gastralraum aufgenommen, so kann dieser prinzipiell im zentralen Gastralraum durch die Akontien fixiert, zusammen mit einer Restfüllung ausgespuckt werden. Gelingt es aber den Akontien nicht, die unverdaulichen Reste im zentralen Gastralraum zu fixieren, so ist es möglich, daß dieser in die Mesenterienzwischenräume gelangt. Dort wird er sich, wegen fehlender Schwebefähigkeit am Boden absetzen. Durch die ständige Kontraktion, verbunden mit Füllungsausstoß und gefolgt von Wiederauffüllung, wird dieser Fremdkörper immer stärker in die äußersten Bereiche gepreßt, bis er schließlich unmittelbar an der Außenwand zwischen zwei Mesenterien zu liegen kommt (vgl. Abb. 5). Je nach Größe des Partikels kommt es zu Behinderungen während der Retraktion der Mesenterien, die sich ja infolge der Verstellung der Bindegewebsfasern in der Mesogloea in Falten legen (W. F. GUTMANN, 1966). Auch der bei einem Durchmesserwachstum zur Formsicherung nötige Neueinbau von Mesenterien wird von einem solchen Fremdkörper behindert. Ein neues

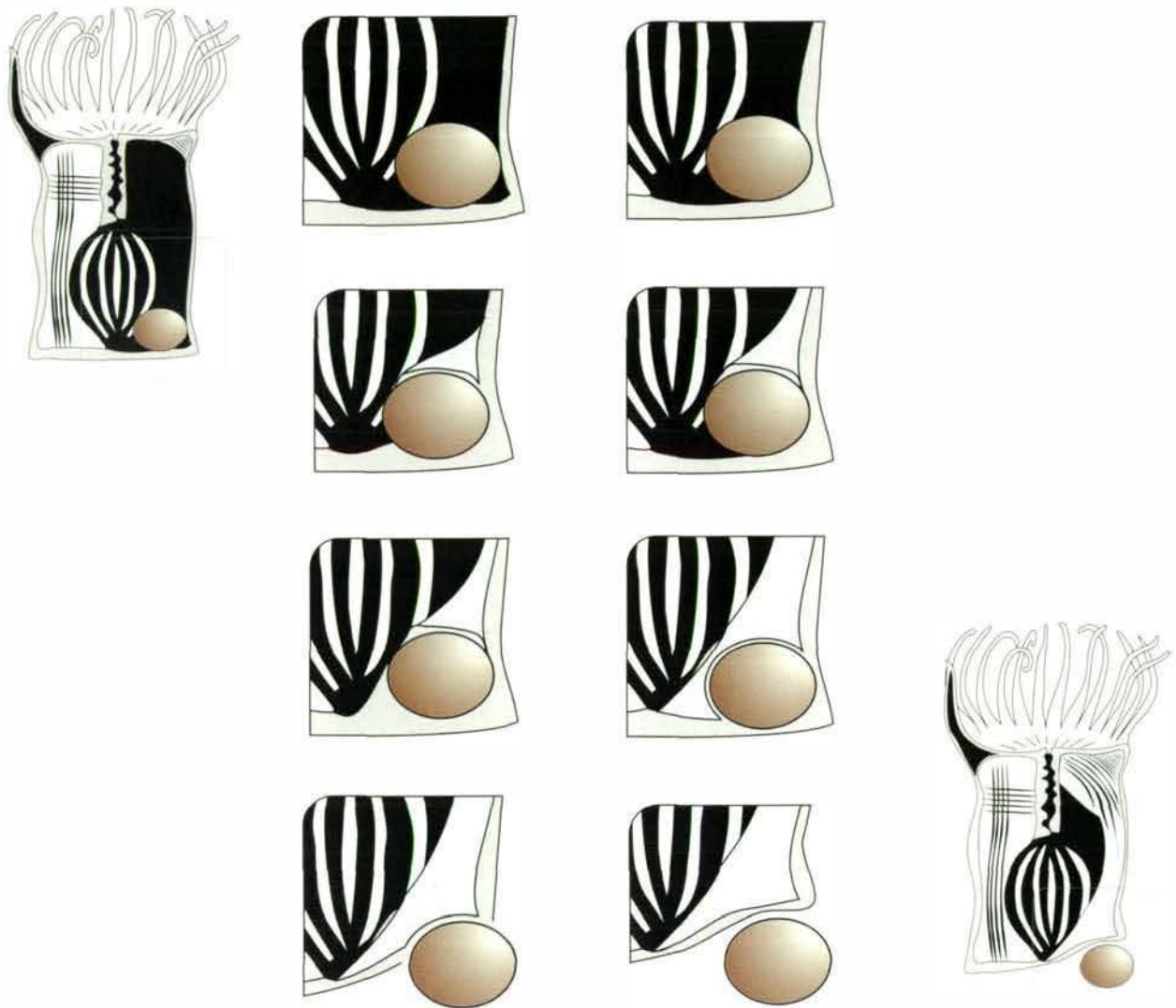


Abb. 6: Mechanismus der Atrophierung von Fremdkörpern.

Mesenterium, welches normalerweise gleichmäßig von der Mundscheibe und der Fußscheibe her eingebaut wird, kann nun nur noch von der Mundscheibe her störungsfrei wachsen. Das Wachstum von der Fußscheibe her ist behindert, wenn nicht sogar ganz in Frage gestellt.

Prinzipiell besteht keine Chance, einen zwischen die Mesenterien gelangten Fremdkörper auf normale Weise wieder loszuwerden. Alle Bemühungen des Polypen über massive Kontraktionsleistungen den Fremdkörper auszuspucken, drücken diesen nur noch weiter in die Gastraltaschen hinein. Dem Polyp bleibt nun nur noch eine einzige Möglichkeit, diesen unverdaulichen Rest

wieder loszuwerden: er muß einen Teil des unteren Bereiches, denjenigen, in dem sich der Störkörper befindet, abstoßen, und zwar in einer solchen Weise, daß Bionomie und Kohärenz erhalten bleiben. Es ist nötig, einen kohärenten Wachstumsmechanismus zu ermitteln, mit dem es gelingt, unter Erhaltung des Binnendruckes und der vollen Funktionalität, einen Fremdkörper loszuwerden. Dies ist beispielsweise im Zuge des „normalen“ allometrischen Wachstums möglich.

Von einigen rezenten Korallen (z.B. Steinkorallen) ist der Atrophierungsmodus, welcher nun im folgenden geschildert wird, bekannt. Die Zuschaltung und das Wachstum von Mesenterien ist

jedoch ein genereller Mechanismus, der bei allen mesenterial verspannten Anthozoenpolypen nachzuvollziehen ist. Demnach ist der im folgenden geschilderte Prozeß der Atrophierung zunächst als ein rein „deduktives Konstrukt“, unter Beachtung der restriktiven Vorgaben des konstruktionsmorphologischen Konzeptes (Erhaltung von Kohärenz und Bionomie, Sicherung der Form im Wechselspiel von Hydraulik und muskulärer Verspannung) zu verstehen. Damit stehen, im Sinne popperscher Theorienfindung, unsere Ausführungen zur Diskussion. Der Befund, daß einige rezente Korallen einen vergleichbaren Mechanismus zeigen, kann aber nicht als Beweis für die Richtigkeit, sondern allenfalls als Hinweis oder Beleg für die Möglichkeit angesehen werden.

Im Zuge des ontogenetischen Größenwachstums muß ein neues Verspannungselement primär die Mundscheibe vor unkontrollierbaren Aufwölbungen schützen. Da neue Verspannungen als Mesogloefalten entstehen, die durch aufliegende Epithelmuskelzellen deformabel sind, kann die Mesenterienbildung auch vollständig von der Mundscheibe her erfolgen, so daß der in dem Zwischenraum auf der Basalseite liegende Fremdkörper für die Kohärenzsicherung beim Durchmesserwachstum kein unmittelbares Problem darstellt. Das von der Mundscheibe her nach unten wachsende Mesenterium wird bis zu dem störenden Fremdkörper wachsen und eine keilförmige Fläche bilden. Durch die unmittelbare Verbindung mit der Außenwand ist anzunehmen, daß diese im Zuge des weiteren Wachstums nun von innen her über den Fremdkörper gezogen wird. Das neugewachsene Mesenterium, kann aus seiner keilartigen Form zur „normalen“ Mesenterienform weiterwachsen, wenn durch massives Wachstum der Außenwand über den Fremdkörper hinweg eine neue Fußscheibe zwischen den bestehenden Mesenterien gebildet wird. Gelingt es dem Polypen, das Wandwachstum soweit fortzuführen, daß schließlich der gesamte Fremdkörper von einem neuen basalen Bindegewebs-Zell-Arrangement umschlossen ist, so können die restlichen den Fremdkörper umschließenden Weichteile atrophiert werden. Die den atrophierten Raum umschließenden Mesenterien werden dabei gleich-

zeitig mit dem neugebildeten Fußscheiben-Arrangement verbunden. Nur so ist es möglich, die Kraftschlüssigkeit der Konstruktion zu erhalten. Die Atrophierung kann erst dann erfolgen, wenn alle neugewachsenen Bereiche mit der „Restkonstruktion“ zum kohärenten Ganzen arrangiert sind. Sie vollzieht sich in gewisser Weise „automatisch“, weil gleichzeitig mit Trennung dieses Bereiches von der kohärenten Restkonstruktion auch die Energieversorgung abgeschnitten wird. Energiespendendes Material kann in Polypenkonstruktionen nur über die Gastralfüllung transportiert werden. Bereiche ohne Kontakt zur Gastralfüllung sind auf die Versorgung durch benachbarte Gewebe angewiesen, genau diese Art der Mitversorgung fällt aber bei der Atrophierung der den Fremdkörper umschließenden Weichteile von der „Restkonstruktion“ weg.

Fremdkörpereinschlüsse können durch den Mechanismus der Atrophierung basaler Weichteile aus dem Gastralraum entfernt werden und in das extrakorporal gebildete Skelett gelangen. Der unverdauliche Rest gelangt schrittweise unter eine neugebildete Fußscheibe und wird im weiteren Wachstum vom ausgeschiedenen Kalkskelett umschlossen. Die abgestoßenen Weichteile werden zersetzt, sollten aber i. d. R. für den darüber lebenden Organismus keine toxischen Komplikationen verursachen. Sobald der Fremdkörper außerhalb der Weichkörperkonstruktion ist, dient er als Substrat. Er stellt dann keine Behinderung mehr dar, sondern wird zum externen, instrumentalisierten Konstruktionsbestandteil.

Appendix

Synoptische Darstellung der Deutungen von „Fremdkörpereinschlüssen“ in paläozoischen Korallen. Die Darstellungen beziehen sich auf individuelle Untersuchungsobjekte.

SCHLÜTER (1889):

Aus dem „Mittel-Devon der Sötenicher Mulde“ (Deutschland) weist SCHLÜTER erstmals auf die Einkapselung eines

Fremdorganismus („Goniatiten-ähnliches Gehäuse“: Diskussion siehe OLIVER, 1975) in einer Koralle (*Cystiphyllum macrocystis*) hin:

„Ueber die Nahrung der Coralle geben zwei Exemplare einen Fingerzeig. Dieselben enthalten je ein Goniatiten-ähnliches Gehäuse, das eine im unteren Drittel des Visceralraumes, das andere höher gelegen. Beide sind durch Stereoplasma-Masse eingekapselt.“

ČERNYŠEV (1930):

In der Arbeit über „Funde eines Fremdkörpers in der Innenhöhle einer Koralle“ beschreibt ČERNYŠEV aus dem Mitteldevon der ‘Salair Range’ in *Cyathophyllum* sp. eingeschlossene Crinoidenstielglieder, die, nachdem sie „in den Mundbereich fielen, von der Koralle verschluckt wurden“.

„Im Schnitt durch den unteren Teil der Koralle wurden zwei Reste von Seelilienstengel angetroffen. Das Studium des [...] (Längs-)Schnittes durch das Zentrum der Koralle läßt erkennen, daß zum einen die Seelilienstielglieder sicherlich zu Lebzeiten (der Koralle) in den Hohlraum gefallen sind und zum anderen, daß der Organismus nicht passiv blieb und gegen den Fremdkörper reagiert hat [...]. Im Schliff ist erkennbar [...], daß sich das Wachstum der Septen veränderte, die Septenenden sich verschiedentlich verbogen [...].“ (orig. in Russisch)

DUBATOLOV (1961):

In Anlehnung an den von ČERNYŠEV (1930) geschilderten Fall sieht DUBATOLOV (1961: 77) den Einschluß einer *Cladopora* in *Stenophyllum* sp. aus dem Mitteldevon des Altaigebirges als traumatische Reaktion auf eine Verletzung: „Wenn die Last fremder Organismen so groß ist, daß sie das weiche Gewebe des Zooids ganz durchreißt, dann dringen diese durch die Verletzung ein ...“ (orig. in Russisch)

CHENG (1969):

Aus der Untersuchung des Materials von SCHLÜTER (1889; siehe oben) leitet CHENG (1959: 52) folgende Kausalkette der Inkorporation ab, nachdem „das [eingeschlossene] Gehäuse nach dem Tode des Goniatiten-Tieres nach unten gesunken und in das Schlundrohr bzw. den Kelch des Polypen hineingeraten ist“ (CHENG 1959: 54):

„Da nun die Koralle nicht in der Lage war, sich von dem Fremdkörper zu befreien, erzwang letzterer durch seine Existenz einen gewissen „Degenerationsprozess“ des Polypen. [...] Zur Überwindung dieser Schwierigkeiten bildete die Koralle daher eine Weichkörper-Duplikatur oberhalb des

Goniatiten, so daß der Teil des Weichkörpers im Bereich des Goniatiten bzw. des ehemaligen Kelches absterben konnte. [...] Der Polyp benötigte zur Regeneration eine relativ lange Zeit. Dementsprechend konnte er während einer längeren Zeitspanne auch auf ein und denselben Boden Skelettmaterial ablagern.“

WEYER (1972):

An einem unterkarbonen Fund eines in *Fasciculophyllum omaliusi* eingeschlossenen Ostracodencarapaxes sieht WEYER (1972: 714) in der Abschottung von Fremdkörpern den Hinweis auf eine generelle Höhenwachstumstrategie der Rugosa: „Ein [...] Phänomen belegt gleichfalls die Atrophie basaler Weichkörperteile beim Höhenwachstum. An einem Exemplar der karbonischen Rugosa-Gattung *Fasciculophyllum* THOMSON, 1883 wurde beobachtet, daß die unverdauten Reste eines in die Leibeshöhle geratenen Fremdkörpers (Ostracode) nicht wieder durch die Mundöffnung ausgestoßen, sondern nach proximal in subtabulare Bereiche abgekapselt worden sind.“

DUBATOLOV (1975):

In der Arbeit über „Einige biologische Eigentümlichkeiten bei tabulaten Korallen und Heliolitiden“ setzt sich DUBATOLOV (1975: 72–74) mit dem Fremdkörperereinbau in Tabulata allgemein auseinander und schildert folgendes Szenarium: „Es besteht kein Zweifel darüber, daß die Fremdkörper zu Lebzeiten der Koralle in die Polypare gefallen sind. In diesen Fällen, wenn die Bruchstücke klein waren, wurden sie von der Oberfläche der Kolonie durch die Tentakeln entfernt; einige von den größeren fielen jedoch auf die Oberfläche des Organismus, bisweilen auf die Mundöffnung. [...]“

Wenn ein Fremdkörper auf das Coenosark fiel, konnte er das zarte Häutchen des Weichkörpers zerreißen oder auf ihm liegen bleiben. Im letzten Falle, wenn das Bruchstück genügend groß war, gab es keine Möglichkeit des (weiteren) Wachstums für (die betroffenen) Teile des Corallums, während gleichzeitig die übrige Kolonie ihr Wachstum fortsetzte. Es bildeten sich dann an der Oberfläche des Corallums Vertiefungen und Gruben.

Starb der verletzte Teil des Stockes ab, schnürten die übrigen lebenden Zooide mit Hilfe von Seitenknospen den abgestorbenen Teil und den Einschluß ein. Wenn der Fremdkörper das Häutchen des Weichkörpers einriß, fiel er durch die Verletzung auf den Skelettbau der Koralle – auf Wand, Böden oder Coenenchym. [...].

Fiel der Fremdkörper in den Verdauungstrakt und war er nicht sehr groß, befand sich dieser einige Zeit im Inneren und konnte später vom Organismus wieder ausgeworfen werden.“(orig. in Russisch)

OLIVER (1975):

Einen gewissermaßen ähnlichen Fall wie bei SCHLÜTER (1889), bzw. CHENG (1969) beschrieben – ebenfalls eine cystiphyllide Koralle (*Edaphophyllum* sp.) in der ein Gastropode (*Bellerophon* (*Bellerophon*) cf. *pelops*) inkorporiert wurde – beleuchtet OLIVER (1975) aus dem Unter/Mitteldevon (Emsium/Eifelium) Canadas:

„*The [...] shell was apparently filled with sediment before intrusion, and additional sediment so neatly fills the calice around the shell that it must have entered, with the shell, around rather than through the polyp. [...] Most likely, an injury to the polyp caused it temporarily to occupy only a part of its calice and permitted the entrance of the shell.*“

HLADIL (1994):

Aus favositiden und heliolitiden Korallen (*Favosites goldfussi*, *Heliolites 'intermedius'*) des Mitteldevon (Eifelium/Givetium) der Tschechischen Republik beschreibt HLADIL (1994) in Corallaeingeschlossene Ostracodencarapaces:

„*Although corallite growth was accelerated during the critical time, the incorporation of the ostracode shell required a certain amount of time. It is hardly imaginable that the ostracode shell could be held in the mouth-pit of the polyp only by gravity when the water was rough and the colony was domed. From this I assume that the ostracode was anchored and/or attached to the polyp in some way, or the rejection and defense functions of the polyp were inhibited simultaneously. But how could the ostracode be swallowed in this condition? From this viewpoint, an injury to the polyps, [...] would be the most likely reason why tabulate corals accepted the ostracodes. Two scenarios are imaginable for the conflict between the organisms: The ostracode could be caught by the polyp and pulled towards its mouth area, or the role of the ostracode could be active.*“

FLÜGEL & FLÜGEL (1996):

Am Beispiel des von HERITSCH (1936) taxonomisch bearbeiteten Materials *Geyerophyllum carnicum* aus dem Oberkarbon (Gshelium) von Österreich diskutieren FLÜGEL & FLÜGEL (1996), ob ein Polypar nicht durch zeitweiliges Abrücken des Polypen vom Kelch freigelegen haben könnte, sodaß Fremdkörper (im speziellen Fall ein juveniler Ga-

stropode) seitlich, zwischen Kelchrand und den Weichkörper, eindringen konnten:

„*Die Abstützung des die Schnecke umhüllenden Präsepi- mentes an einer sedimenterfüllten Blase zeigt, daß dieser Blasenraum älter ist als der Hohlraum, in den die Schnecke hineinragt. Nachdem sämtliche, durch Skelettelemente der Koralle begrenzte, primär offenen Räume, mit Ausnahme dieser mit Sediment gefüllten, einen Rindenzementsaum besitzen, muß die Verfüllung so rasch vor sich gegangen sein, daß eine Zementbildung in der Blase nicht möglich war. Eine derartige Verfüllung ist nur bei einer Verletzung der Korallitenwand, eventuell auch von Blasenwänden denkbar, die das Eindringen von benachbartem Sediment inklusive von Fossilien ermöglicht.*“

HUBMANN (1996):

In *Favosites styriacus* und *Pachycanalicula barrandei* eingeschlossene Ostracodencarapaces aus dem Mitteldevon (Eifelium) Österreichs weisen Ähnlichkeiten mit den von HLADIL (1994) publizierten Exemplaren auf. Es fehlen allerdings an allen untersuchten Exemplaren die von HLADIL (1994) beschriebenen „sklerenchymatischen Anlagerungen“ an die Fremdkörper (HUBMANN 1996:120):

„*HLADIL (1994) sprach sich [...] bei der Deutung „verschluckter Ostracoden“ für eine kombinierte Alternative aus der HILL'schen Vorstellung (Emporheben des Polypen und der Sekretion von Skeletthorizontalelementen von der alten Basalscheibe) und einem „kontrollierten Öffnungsvorgang“ der Fußscheibe aus. [...] Die vorliegenden Exemplare mit Fremdkörper-Einschlüssen machen diese Annahme nicht zwingend notwendig. [...] Die „verschluckten“ Ostracoden weisen durchwegs sparitische Füllungen auf, (mikritische) Sedimentpartikel sind nicht inkorporiert. Das legt den Schluß nahe, daß die Ostracoden wohl lebend die Polypen, möglicherweise sogar in vivo das Innere der Polypen erreicht haben.*“

Dank

Für Übersetzungen russischer Literatur danken wir Herrn Jörg MAYER-HEINISCH. Prof. Dr. H.W. FLÜGEL stellte uns das Material einer Rugosa mit den Fremdkörperereinschlüssen, auf die er im Zuge einer taxonomischen Bearbeitung permischer Anthozoen des Irans stieß, für die Untersuchung

zur Verfügung. Prof. Dr. K. OEKENTORP half uns mit Dünnschliff-Fotos des „Schlüter-Materials“ weiter. Prof. Dr. K. VOGEL gab einige hilfreiche Hinweise für die Konstruktionsdarstellungen. Ganz besonders wollen wir uns bei Prof. W.F. GUTMANN bedanken, der das Entstehen der Arbeit mit Interesse und fruchtbarer Diskussion verfolgte.

Literatur

- BONIK, K., GRASSHOFF, M. & GUTMANN, W.F. (1979): Die Evolution von Larven als Verbreitungsstadien bodenlebender Meerestiere. – *Natur u. Museum* **109**, 70–79, Frankfurt am Main.
- BONIK, K., GRASSHOFF, M., GUTMANN, W. F., PETERS, D. S. (1984): Die Revision des Evolutionsdenkens. – *Paläont. Z.* **58**, 3–4, 177–184, Stuttgart.
- ČERNYŠEV, B.I. (1930): Slučaj nachoženija imorfinogo tela v vnutrennej polosti koralla. – *Ežegod. russ. paleont. Obšč.* **8**, 148–149, 1 Abb., Moskva.
- CHENG, Y. M. (1969): Über einen Goniatiten-Fund in einer devonischen Koralle. – *Münster. Forsch. zur Geol. u. Pal.* **14**, 49–56, 3 Abb., Münster.
- CLARKE, J. M. (1921): Organic dependence and disease. – *New York St. Mus. Bull.* **221–222**, 133 S., New York.
- DUBATOLOV, V.N. (1961): O regeneracii u paleozojskich korallov. – *Paleontologičeski Churnal* **1**, 75–81, 2 Abb, Taf. 10, 11., Moskva.
- DUBATOLOV, V.N. (1975): Nekotorye biologičeskie osobennos korallov Tabulata y Heliolitoidea.- *Drevnie Cnidaria I* (SOKOLOV, B. S., Hrsg.), Nauka, 71–80, 4 Abb., Novosibirsk.
- EDLINGER, K. (Hrsg.) (1989): Form und Funktion – ihre stammesgeschichtlichen Grundlagen. – 196 S., Wien (Univ. Verl.).
- FLÜGEL, H. W. & FLÜGEL, E. (1996): Umwachsung eines Gastropoden durch eine rugose Koralle: Ein Hinweis auf die primäre Skelettmineralogie der Rugosa. – *Paläont. Z.* **70**, 1/2, 53–65, 5 Abb., Stuttgart.
- GRASSHOFF, M. (1981 a): Polypen und Kolonien der Blumentiere (Anthozoa); III, Die Hexacorallia. – *Natur und Museum* **111**, 1–8, Frankfurt am Main.
- GRASSHOFF, M. (1981b): Polypen und Kolonien der Blumentiere (Anthozoa); I, Der Bau der Polypen. – *Natur und Museum* **111**, 134–150, Frankfurt am Main.
- GRASSHOFF, M. (1987): Sessile Tiere des Meeres, Evolutionswege – Konstruktionen – Lebensräume. – *Natur u. Museum* **117**, 369–385, Frankfurt am Main.
- GRASSHOFF, M. (1991 a): Die Evolution der Cnidarier I. – *Natur u. Museum* **121**, 225–236, Frankfurt am Main.
- GRASSHOFF, M. (1991 b): Die Evolution der Cnidarier II. – *Natur u. Museum* **121**, 269–282, Frankfurt am Main.
- GUDO, M. (1995): Konstruktionsmorphologisches Modell für die Rekonstruktion rugoser Korallen. – *Dipl.-Arbeit im FB Geowissenschaften Univ. Frankfurt*, unveröffentlicht, 101 S., 56 Abb., Frankfurt am Main.
- GUDO, M. (1997): Reconstruction of rugose corals – a constructional approach. – *Internat. Newsl. Fossil Cnid. Porif.* **26/1**, 9–16, 6 Abb., Graz.
- GUTMANN, W. F. (1966): Zu Bau und Leistung von Tierkonstruktionen (4–6). – *Abh. Senckenberg. naturf. Ges.* **510**, 1–106, Frankfurt am Main.
- GUTMANN, W. F. (1972): Die Hydroskelett-Theorie. – *Aufsätze u. Reden Senckenberg. naturf. Ges.* **21**, 91 S., 25 Abb., Frankfurt am Main.
- GUTMANN, W. F. (1991): Constructional Principles and the Quasi-Experimental Approach to Organisms. – In: SCHMIDT-KITTLER, N. & VOGEL, K. (Hrsg.): *Constructional Morphology and Evolution.* – 91–112., 8 Abb., Berlin-Heidelberg, etc. (Springer).
- GUTMANN, W. F. (1992 a): Die Konstruktion der Organismen – II. Struktur und Funktion. – *Aufsätze u. Reden senckenberg. naturf. Ges.* **43**, 211 S., 38 Abb., Frankfurt am Main.
- GUTMANN, W. F. (1992 b): Die Konstruktion der Organismen – I. Kohärenz, Energie und simultane Kausalität. – *Aufsätze u. Reden senckenberg. naturf. Ges.* **38**, 196 S., 38 Abb., Frankfurt am Main.
- GUTMANN, W. F. (Hrsg.) (1994): *Morphologie & Evolution.* – 454 S., Frankfurt am Main.
- GUTMANN, W. F. (1995): Die Evolution hydraulischer Konstruktion – organismische Wandlung statt altdarwinistischer Anpassung. – 220 S., 2. Auflage., Frankfurt am Main.
- GUTMANN, W. F. & BONIK, K. (1981): Kritische Evolutionstheorie – Ein Beitrag zur Überwindung altdarwinistischer Dogmen. – 227 S., Hildesheim.
- GUTMANN, W. F. & VOGEL, K. (1981): The origins and evolution of brachiopod and bivalve shells; morphological prerequisites and biochemical analyses; I, Precursors of skeleton formation in soft-bodied animals. – *The Geological Society of America; Northeastern Section, 16th annual meeting.* – Abstracts with Programs, Geological Society of America **13**, 3, S. 136, Boulder.

- GUTMANN, W. F., ZORN, H. & VOGEL, K. (1978): Brachiopods; biomechanical interdependences governing their origin and phylogeny. – *Science* **199**, 4331, S. 890–893, Washington.
- HERITSCH, F. (1936): Korallen der Moskau- Gshel- und Schwagerinen Stufe der Karnischen Alpen. – *Palaeontographica* **83**, Abt. A, 99–162, 5 Taf., 6 Texttaf., Stuttgart.
- HLADIL, J. (1994): Ostracodes swallowed by Paleozoic corals? – *Lethaia* **26**, 313–317, 4 Abb., Oslo.
- HUBBARD, J.A.E.B. (1973): Sediment-shifting experiments: A guide to functional behaviour in colonial corals. – In: BOARDMANN, R. S., CHEETHAM, A. H. & OLIVER, W. A. (Hrsg.): *Animal Colonies*. – 31–42, 5 Abb., Stroudsburg.
- HUBBARD, J.A.E.B. (1975): Life and afterlife of reef corals: A timed study of incipient diagenesis. – Abstracts IXth International Sedimentological Congress (Nice), Theme 7: 75–80, Nice.
- HUBMANN, B. (1991): Alveolitidae, Heliolitidae und *Helicosalpinx* aus dem Barrandeikalken (Eifelium) des Grazer Devons. – *Jb. Geol. B.-Anst.* **134/1**, 37–51, 5 Abb., 3 Taf., Wien.
- HUBMANN, B. (1996): Einige pathologische Befunde an favositiden und heliolitiden Korallen des Grazer Paläozoikums. – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum* **54**, 113–135, 2 Abb., 5 Taf., Graz.
- HUBMANN, B. (1997): Reaktionen favositider Korallen auf Sedimentbelastung: Fallstudie aus dem Devon des Grazer Paläozoikums (Österreich). – *Zentralbl. Geol. Paläont.*, **1966**, 5/6, 415–421, 1 Abb., Stuttgart.
- MATHEI, G. (1914): A revision of recent colonial Atracidae possessing distinct corallites. – *Trans. Linn. Soc. London*, Ser 2, Zool. **17**, 1–140, 38 Taf., London.
- MOLLENHAUER, D. (1970): Betrachtungen über Bau und Leistung der Organismen I. – Aufsätze u. Reden *Senckenberg. naturf. Ges.* **19**, 55 S., Frankfurt am Main.
- OEKENTORP, K. (1969): Kommensalismus bei Favositiden. – *Münster. Forsch. zur Geol. u. Pal.* **12**, 165–217, 10 Abb., Taf 13–16, Münster i. W.
- OLIVER, W. A. (1975): A gastropod enclosed in a skeleton of a Devonian rugose coral. – *Journ. Paleontology* **49**, 153–159, 1 Abb., 3 Taf., Tulsa.
- OLIVER, W. A. (1983): Symbioses of Devonian corals. – *Mem. Assoc. Austral. Paleontols.* **1**, 262–274, 7 Abb., Adelaide.
- PETERS, D. S. & GUTMANN, W. F. (1971): Über die Lesrichtung von Merkmals- und Konstruktions-Reihen. – *Z. zool. Syst. Evolutionsforsch.* **9**, 4, 237–263, Hamburg-Berlin.
- PETERS, D. S., FRANZEN, J. L., GUTMANN, W. F. & MOLLENHAUER, D. (1974): Evolutionstheorie und Rekonstruktion des stammesgeschichtlichen Ablaufs. – *Umschau in Wissenschaft und Technik* **74**, 16, S. 501–506, Frankfurt am Main.
- PLUSQUELLEC, Y. (1968 a): Commensaux des Tabulés et Stromatoporoides du Dévonien armoricain. – *Ann. Soc. géol. Nord* **88**: 47–56, 6 Abb., Taf 5, Lille.
- PLUSQUELLEC, Y. (1968 b): De quelques commensaux Coelentères paléozoïques. – *Ann. Soc. géol. Nord* **88**, 163–172, 7 Abb., Taf 16, Lille.
- SCHÄFER, W. (1973): Phylogenetische Rekonstruktionen – Theorie und Praxis. – Aufsätze u. Reden *senckenberg. naturf. Ges.* **24**, 179 S., Frankfurt am Main.
- SCHÄFER, W. (1975): Ontogenetische und konstruktive Gesichtspunkte bei phylogenetischen Rekonstruktionen. – Aufsätze u. Reden *senckenberg. naturf. Ges.* **27**, 125 S., Frankfurt am Main.
- SCHÄFER, W. (1976a): Evoluierende Systeme I und II. – Aufsätze u. Reden *senckenberg. naturf. Ges.* **29**, 202 S., Frankfurt am Main.
- SCHÄFER, W. (1976b): Evoluierende Systeme III. – Aufsätze u. Reden *senckenberg. naturf. Ges.* **29**, 186 S., 14 Abb., Frankfurt am Main.
- SCHÄFER, W. (1980): Fossilien – Bilder und Gedanken zur Paläontologischen Wissenschaft. – 244 S., Frankfurt am Main.
- SCHINDEWOLF, O. H. (1958): Würmer und Korallen als Synöken: Zur Kenntnis der Systeme *Aspidosiphon/Heteropsammia* und *Hicetes/Pleurodictyum*. – *Abh. Akad. Wiss. Lit. math.-naturwiss. Kl.* **1958**, 263–328, 14 Taf., Mainz.
- SCHLÜTER, C. (1889): Anthozoen des rheinischen Mittel-Devon. – *Abh. geol. Spezialkarte Preussen* 8/4, 259–465, 16 Taf., Berlin.
- SCHMIDT-KITTLER, N. & VOGEL, K. (Hrsg.) (1991): *Constructional Morphology and Evolution*. – IX + 1–409, Berlin-Heidelberg, etc. (Springer).
- SOKOLOV, B. S. (1948): Kommensalizm u favozitid. – *Izv. Akad. Nauk SSR, (Serbiolog.)* **1**, 101–110, Moskva.
- STEL, J. H. (1976): The Paleozoic hardsubstrate trace fossil *Heliosalpinx*, *Chaetosalpinx* and *Torquaysalpinx*. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* **12**, 726–744, 13 Abb., Stuttgart.
- VOGEL, K. (1975): Funktionsmorphologie als Hilfsmittel paläontologischer Evolutionsforschung. – *Sitz.-Ber. wiss. Ges. J. W. Goethe Univers. Frankfurt* **13**, 16 S., Wiesbaden.

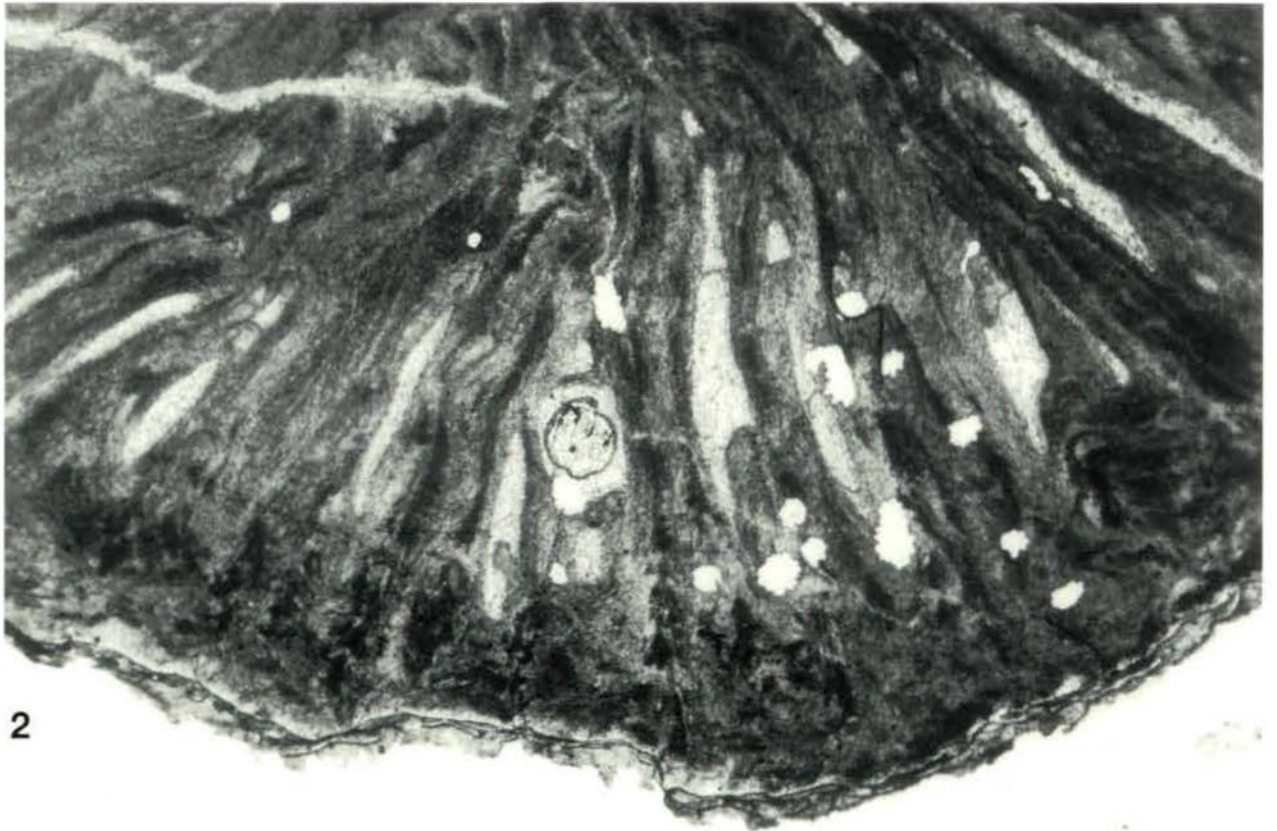
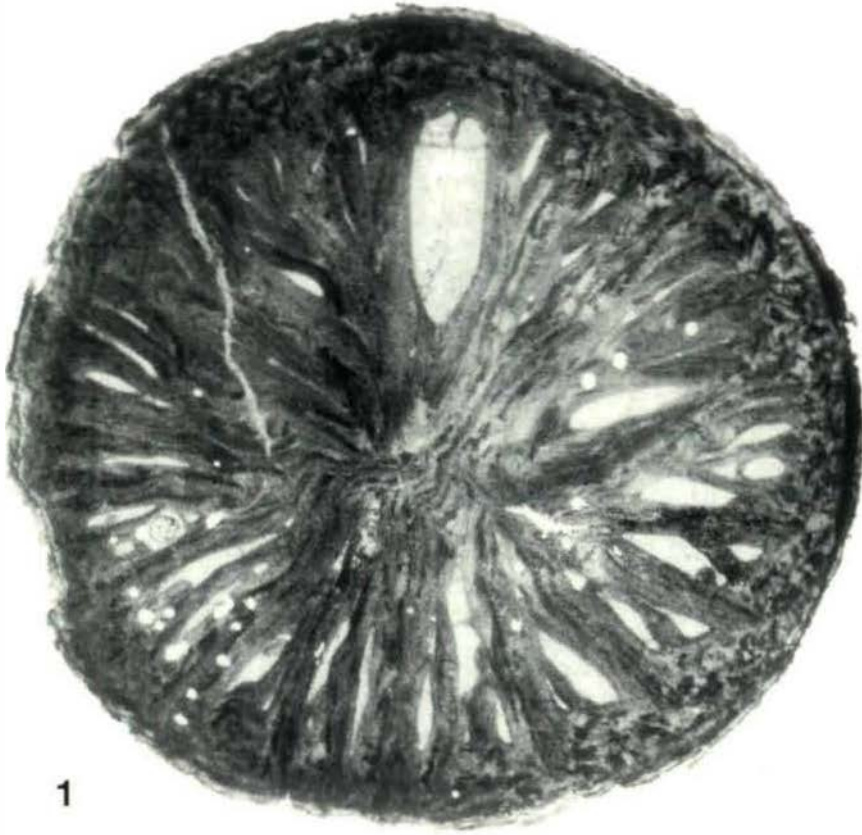
- VOGEL, K. (1989 a): Konstruktionsmorphologie: Ein Schlüssel zum Verständnis der biologischen Evolution. – Sitz.-Ber. wiss. Ges. J. W. Goethe Univers. Frankfurt **28**, 2, 22 S., Stuttgart.
- VOGEL, K. (1989 b): Konstruktionsmorphologie und Rekonstruktion der Stammesgeschichte. – In: EDLINGER, K. (Hrsg.) (1989): Form und Funktion. Ihre stammesgeschichtlichen Grundlagen. – 55–67, Wien.
- VOGEL, K. (1991): Concepts of Constructional Morphology. – In: SCHMIDT-KITTLER, N. & VOGEL, K. (1991): Constructional Morphology and Evolution. – 55–68, Heidelberg.
- VOGEL, K. & GUTMANN, W. F. (1981): The origins and evolution of brachiopod and bivalve shells; morphological prerequisites and biochemical analyses; II, Transformation series leading to brachiopods and bivalves. – The Geological Society of America; Northeastern Section, 16th annual meeting. – Abstracts with Programs. Geological Society of America **13**, 3, S. 182, Boulder.
- VOGEL, K. & GUTMANN, W. F. (1988): Protist skeletons; biomechanical preconditions and constructional utilization. – Senckenbergiana Lethaea **69**, 3–4, S. 171–188, Frankfurt am Main.
- WELLS, J. W. (1969): The Formation of Dissepiments in Zoantharian Corals. – In: CAMPBELL, K. S. W. (Hrsg): Stratigraphy and Palaeontology, 17–26., 1 Abb., 2 Taf., Canberra.

Anschrift der Verfasser:

Dipl.-Geol. Michael Gudo, Forschungsinstitut Senckenberg, Sektion für Vergleichende und Funktionelle Anatomie, Senckenberganlage 25, D-60325 Frankfurt am Main, Deutschland, e-mail: mgudo@sng.uni-frankfurt.de; Univ.-Doz. Dr. Bernhard Hubmann, Institut für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz, Austria, e-mail: bernhard.hubmann@kfunigraz.ac.at

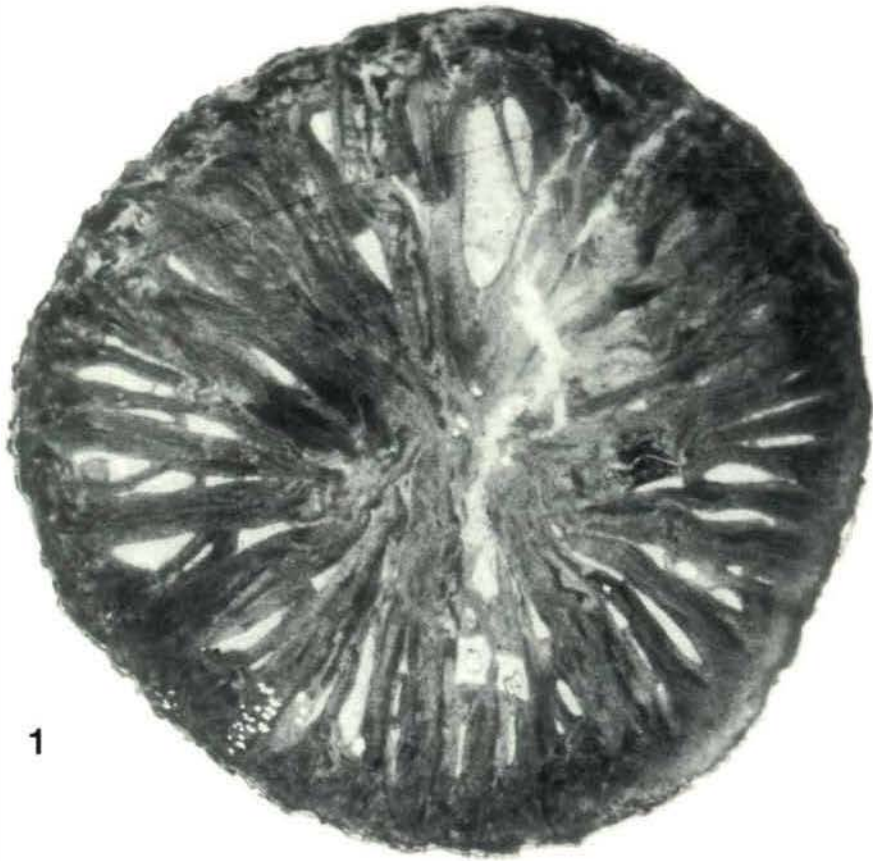
Tafel 1

- Fig. 1: Querschnitt einer Rugosa (Perm des Elburs, Iran; 67/DS/43B) mit Fremdkörpereinschluß im linken unteren Quadranten. Vergrößerung: 6x
- Fig. 2: Ausschnitt aus Fig. 1. Beachte marginale Lage des zweischaligen Fremdorganismus (Ostracode?) im Interseptalraum. Vergrößerung: 17x
- Fig. 3: Detail mit Fremdkörper. Vergrößerung: 45x

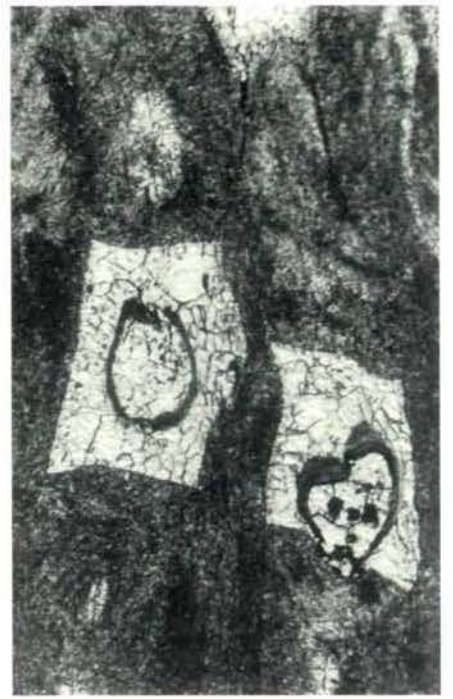


Tafel 2

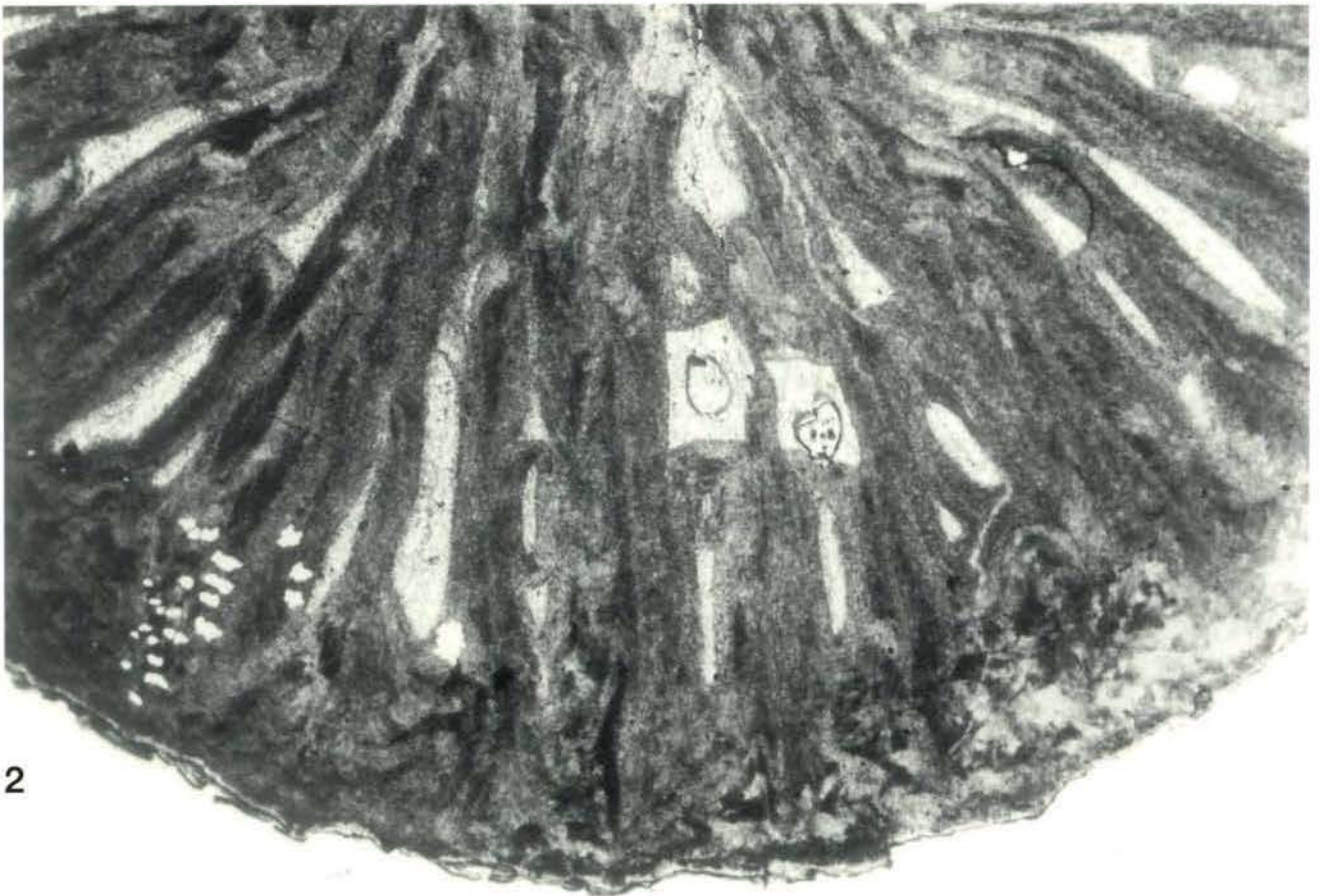
- Fig. 1: Etwas tiefer gelegener Querschnitt der auf Taf. 1 abgebildeten Rugosa (Perm des Elburs, Iran; 67/DS/43B) mit Fremdkörpereinschlüssen im Bereich des Gegenseptums. Vergrößerung: 6x
- Fig. 2: Ausschnitt aus Fig. 1. Beachte die ebenfalls marginale Lage der Fremdorganismen. Vergrößerung: 17x
- Fig. 3: Detail mit Fremdkörper. Vergrößerung: 31x



1



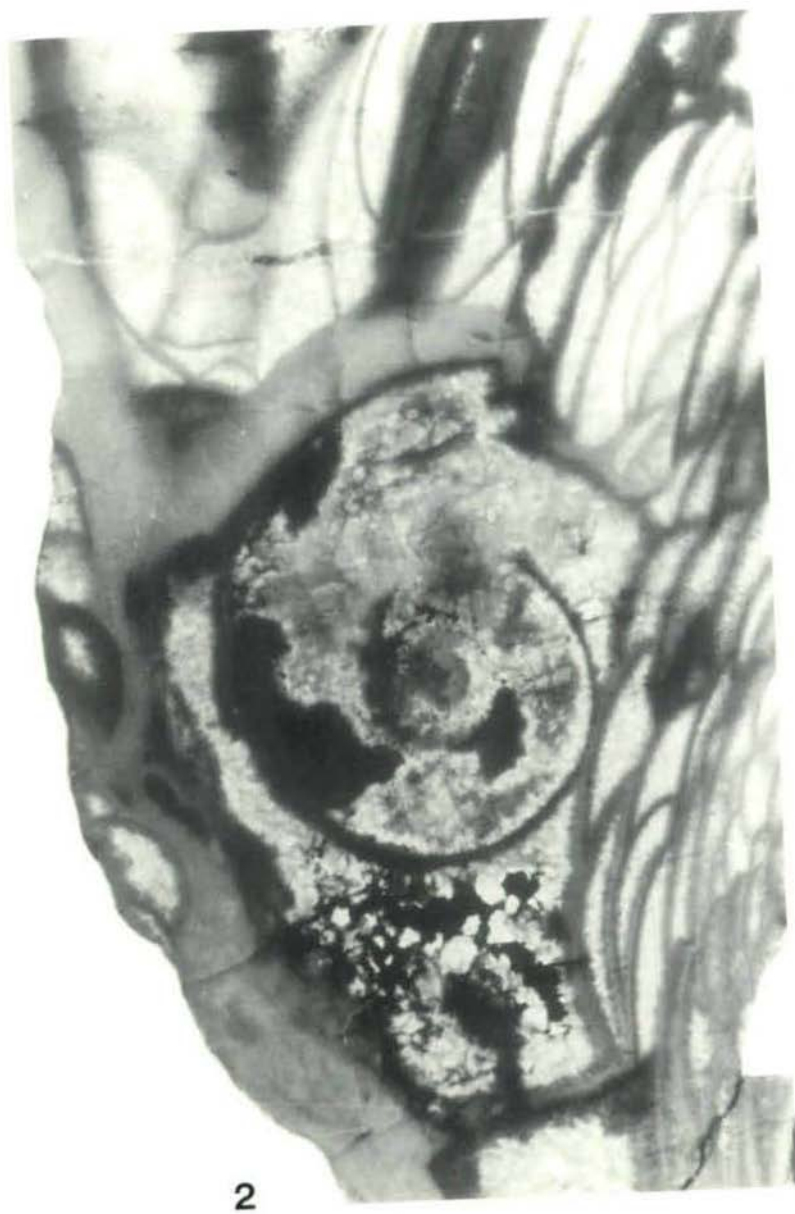
3



2

Tafel 3

- Fig. 1: Längsschnitt durch „*Cystiphyllum*“ *macrocystis* SCHLÜTER, 1889. Beachte nahezu zentrale Inkorporation des „goniatitenähnlichen“ Gehäuses und die distale ‘sklerenchymatisch’ verstärkte Abschottung. Vergrößerung: 1,4x
- Fig. 2: Detail des Fremdkörpereinschlusses. Vergrößerung: 3,4x

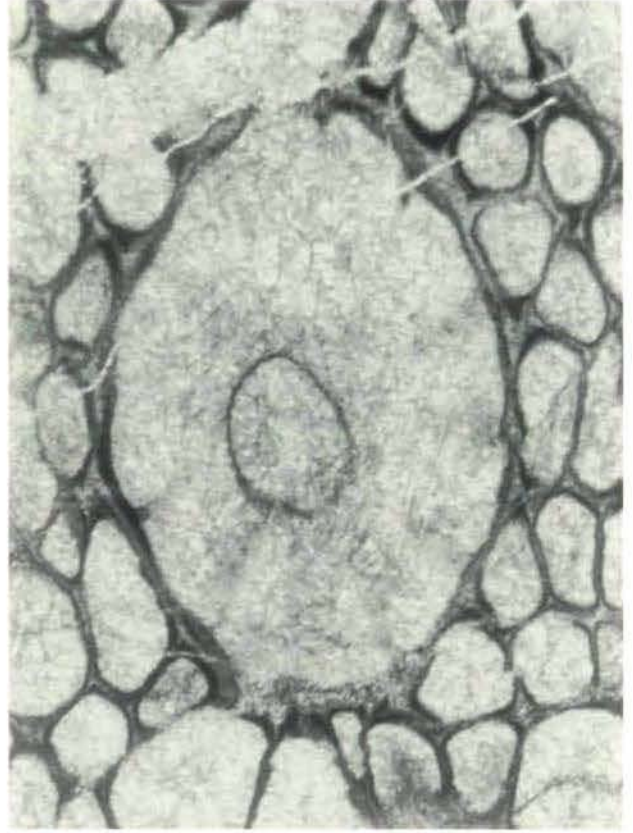


Tafel 4

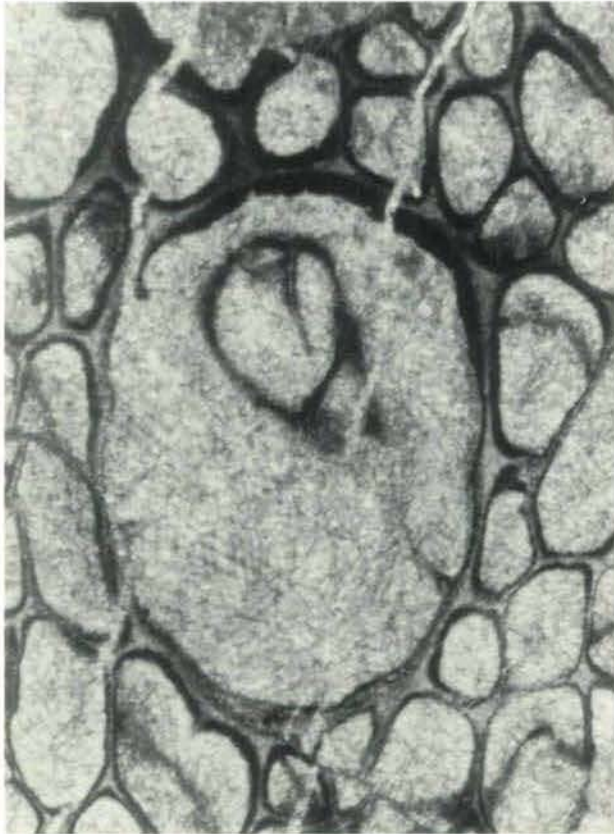
- Fig. 1: Ostracodeneinschluß in *Favosites styriacus* PENECKE, 1894. Querschnitt durch das Corallum. (Mitteldevon, Grazer Paläozoikum) Vergrößerung: 28x
- Fig. 2: Ostracodeneinschluß (?) in *Pachycanalicula barrandei* PENECKE, 1887. Querschnitt durch das Corallum. (Mitteldevon, Grazer Paläozoikum) Vergrößerung: 56x
- Fig. 3: Ostracodeneinschluß in *Pachycanalicula barrandei* PENECKE, 1887. Querschnitt durch das Corallum. (Mitteldevon, Grazer Paläozoikum) Vergrößerung: 56x
- Fig. 2: Ostracodeneinschluß in *Pachycanalicula barrandei* PENECKE, 1887. Längsschnitt durch das Corallum. (Mitteldevon, Grazer Paläozoikum) Vergrößerung: 31x



1



2



3



4

PALICHNOLOGIE AN DER KARPATIUM/BADENIUM-GRENZE DES STEIRISCHEN TERTIÄRBECKENS (ÖSTERREICH)

Alois Fenninger & Bernhard Hubmann

Mit 4 Fototafeln

Zusammenfassung:

Aus den badenischen Geröllmergeln des Steirischen Tertiärbeckens werden clavate Bohrspüren des Ichnogenus *Gastrochaenolites* bekannt gemacht.

Abstract:

Clavate borings of the ichnogenus *Gastrochaenolites* are reported from the Badenian pebbly marls of the Styrian Tertiary Basin.

Einleitung

Die Entwicklungsgeschichte des Steirischen Tertiärbeckens an der Karpatium/Badenium-Grenze im Umfeld der Steirischen Schwelle wird wesentlich durch die „Steirische Diskordanz“ (STUR, 1871; STILLE, 1924) bestimmt, die nach FRIEBE (1991) bereits im obersten Karpatium angelegt wurde und Anlaß gab, die geotektonische Position des Steirischen Tertiärbeckens im Alpenorogen zu diskutieren (vgl. auch NEUBAUER, 1988; NEUBAUER & GENSER, 1990, cum lit.).

Ein charakteristisches Schichtglied im Hangenden der Steirischen Diskordanz stellen Geröllmergel dar, die vor allem im Raume Retznei („Alter“ Steinbruch und Erweiterungsbruch) und bei Spielfeld (Katzengraben) aufgeschlossen sind bzw. waren. Im Steirischen Tertiärbecken ist diese Diskordanz nur an diesen Lokalitäten und an der Typuslokalität (Lectostratotypus), der Tongrube Wagna, gesichert nachzuweisen (vgl. auch PETRASCHECK (1915): „Steinbruch unterhalb Gamlitz“). Jüngere Aufschlüsse in der Tongrube Wagna

zeigten, daß auch hier in einem ca. 1 m mächtigen Aufarbeitungshorizont die Transgressionszone nachzuweisen ist, die sich „in unterschiedlich großen Blöcken (10–80 cm) stellenweise auch nur verstellt aus dem unmittelbaren Untergrund dokumentiert“ (AUER, 1996).

Von großem Interesse sind auch bio- und magnetostratigraphische Ergebnisse AUERS, die zeigen, daß die Grenze Karpatium/Badenium unterhalb des Transgressionshorizontes in den „Steirischen Schlier“ zu legen ist. Für Teile des Steirischen Schlier hat SCHELL (1994) (vgl. auch HOLZER, 1994) den Namen Kreuzkrumpl-Formation vorgeschlagen.

Nach den chronostratigraphischen Zeitskalen (BERGGREN et al., 1995; STEININGER et al., 1995) ist die Grenze Karpatium/Badenium mit einem absoluten Alter von 16,4 Millionen Jahren anzusetzen, ein Datum, das bereits von PAPP in STEININGER et al. (1985) erkannt wurde. Für die Steirische Diskordanz in Wagna postuliert AUER (1996) ein Alter von 15,6 Millionen Jahren und für den Zeitumfang des Transgressionshorizontes 1,13 Millionen Jahre.

In Anlehnung an RÖGL & STEININGER (1983) wird dieser Transgressionshorizont (Geröllmergel) nach FRIEBE (1991) mit einem kurzzeitigen Trockenfallen bedingt durch einen relativen Abfall des Meeresspiegels in der gesamten zentralen Paratethys in Zusammenhang gebracht.

Mächtigkeit und Zusammensetzung der Geröllmergel

Wie bereits erwähnt, ließ sich bis vor kurzem der Geröllmergelhorizont an vier Lokalitäten nachweisen. Die Mächtigkeit dieses Horizontes liegt im allgemeinen bei 1 m; lediglich im Erweiterungssteinbruch Retznei wird der Geröllmergelhorizont bis zu 4,5 m mächtig (Taf. 1, Fig. 1). (Aufgrund betrieblicher Maßnahmen der Perlmöoser Zementwerke AG ist dieser Aufschlußteil zur Zeit nicht einsehbar.) Die Komponentenzusammensetzung des Geröllmergelhorizontes ist heterogen. Während an der Typuslokalität die Gerölle lediglich aufgearbeitetes Untergrundmaterial darstellen, zeigt sich an anderen Lokalitäten ein deutliches Erosionsrelief mit eingeschnittenen Rinnen. Unter den Rinnen-Geröllen dominieren Kristallingerölle, untergeordnet treten Komponenten paläozoischer Gesteine auf. Erst darüber folgt ein Horizont mit Geröllen und Blöcken des „Steirischen Schlier“, die angebohrt sind bzw. von Hartsubstratbewohnern bewachsen sind (vgl. auch FRIEBE, 1989, 1991). Im Erweiterungssteinbruch zeigen die „Schliergerölle“ hinsichtlich Korngröße, Rundung und Sphärizität große Variabilität. Die Korngrößen der Klasten schwanken vom Millimeterbereich bis zu Durchmessern von 40 cm und mehr, ihre Rundung und Sphärizität umfaßt das gesamte Spektrum.

Im Hangenden der Geröllmergel tritt in der zur Zeit nicht zugänglichen tiefsten Abbauetage eine ca. 8 m mächtige Abfolge von Mergeln, Mergelkalken bis zu Kalken (Weissenegg-Formation) auf, eine Sequenz also, die von mudstones über wackestones, packstones, floatstones bis zu rudstones reicht. Charakteristische Organismen sind Lamellibranchiaten (Körpererhaltung, Abdrücke

und Steinkerne) bzw. Rhodolithen. Gegen das Hangende nehmen Rhodolithen zu und Lamellibranchiaten ab.

Für die basalen etwa 2 m mächtigen mud/wacke- bis floatstones nimmt FRIEBE (1989) als Ablagerungsumgebung Seegraswiesen an. Die Rhodolithen-Kalke werden als Äquivalente zur Riffentwicklung (wie sie im „alten“ Steinbruch aufgeschlossen ist) „in etwas tieferem Wasser“ gedeutet.

Spurenfossilien

Auf Bioturbation und auf die Existenz fossiler Spuren wurde sowohl aus dem „Steirischen Schlier“ (Kreuzkrumpl-Formation) als auch aus der Weissenegg-Formation mehrfach hingewiesen. Ebenso sind aus den Kalken der Weissenegg-Formation Hartsubstrat-bewohnende Lamellibranchiaten, die bevorzugt Korallenstöcke anbohren, schon lange bekannt. FRIEBE (1991 cum lit.) weist ebenfalls auf angebohrte Komponenten der Geröllmergel hin; auch in der Matrix lassen sich häufig bioturbate Gefüge erkennen.

Aus der Kreuzkrumpl-Formation führt SCHELL (1994) *Thalassinoides*, *Scolicia*, *Planolites* und *Aulichnites* an und ordnet diese Spuren der *Cruziana*-Ichnofazies zu.

FRIEBE (1991) nennt aus der Lokalität Katzengraben (Spielfeld) aus gut sortierten massigen Sanden der Weissenegg-Formation *Ophiomorpha*-Bauten, die nach unseren Befunden auch im liegenden Geröllmergelhorizont auftreten. Er interpretiert diese basale Entwicklung der Weissenegg-Formation als Küstensande.

Das Ichnogenus *Gastrochaenolites* in den Geröllmergeln

In den Geröllmergeln des Erweiterungssteinbruches Retznei treten zahlreiche „Schliergerölle“ auf, die zum einen von verschiedenen Hartsubstratbewohnern (Ostreen, Serpuliden, Bryozoen) besiedelt sind und zum anderen von lithophagen

Lamellibranchiaten angebohrt sind. Sehr häufig treten in diesen Geröllen auch clavate Bohrspuren auf, die wie bereits KELLY & BROMLEY (1984) betonen, sowohl rezent als auch fossil sehr häufig zu finden und „*principally, though not exclusively, the work of bivalves*“ sind. Die genannten Autoren haben für diesen Typus von Bohrspuren eine ichnologische Nomenklatur vorgeschlagen. Grundlage ihrer Systematik ist das Substrat. In festem oder verfestigtem Substrat auftretende Spuren werden dem Ichnogenus *Gastrochaenolites*, im Holz auftretende Bohrlöcher dem Ichnogenus *Teredolites* zugeordnet.

Nach BERTLING et al. (1993) tritt *Teredolites clavatus* LEYMERIE, 1842, eine Bohrspur, die sie der pholadiden Muschel *Teredina* zuweisen, sowohl im Holz als auch im Harts substrat auf (vgl. auch BROMLEY et al., 1984).

Wir möchten in diesem Zusammenhang darauf hinweisen, daß auch in dem von uns untersuchten Material angebohrte Holzreste beobachtet wurden, für eine detaillierte Bearbeitung das vorhandene Material jedoch noch nicht ausreicht.

(Es würde den Rahmen unserer Darstellung sprengen, im Detail auf die Problematik Ichnotaxa - Internationale Regeln der Zoologischen Nomenklatur einzugehen. Wir verweisen in diesem Zusammenhang lediglich auf die Kontroverse BECKER (1993) versus RADKE & VOGEL (1993) cum lit.

Wir folgen im weiteren den Vorstellungen von KELLY & BROMLEY (1984) und benennen clavate Bohrspuren nach der binären Nomenklatur.)

Erhaltungszustand der Bohrspuren

Clavate Bohrspuren treten in Geröllmergeln ausschließlich in den „Schlier“-Komponenten auf und zwar zumeist in Form halbkugelförmiger Vertiefungen als Ausdruck der permanenten Aufarbeitung dieser Gerölle (Taf. 1, Fig. 2). Vollständig erhaltene Bohrspuren, also solche, die Apertur, Hals, Hauptkammer und Basis erkennen lassen, sind zumeist mit sandigem Material verfüllt (Taf. 2, Fig. 2). Erst bei diesem Erhaltungszustand

ist eine Ichnospezies-Zuordnung möglich. Nur in seltenen Fällen ist auch der Erzeuger der Bohrspur erhalten geblieben (Taf. 3, Fig. 3). In allen von uns beobachteten Fällen handelt es sich um Lamellibranchiaten. „Lose Klasten“, also isolierte lithifizierte Füllungen der clavaten Bohrungen, sind dadurch gekennzeichnet, daß sie zumeist von einer dünnen Kalzithülle begrenzt werden. KELLY & BROMLEY (1984) betrachten diese „carbonate linings“ „*as a part of the hard part of the shell*“ (Taf. 4, Fig. 1, 2). Sie spielen daher für die Ichnotaxonomie keine Rolle (Kathodoluminiszenzuntersuchungen führten zu keinem ergänzenden Ergebnis).

Ichnotaxa

Die von uns untersuchten clavaten Bohrspuren sind ausnahmslos dem Ichnogenus *Gastrochaenolites* LEYMERIE, 1842, zuzuweisen, das von KELLY & BROMLEY (1984) wie folgt definiert wird:

Clavate borings in lithic substrates. The apertural region of the boring is narrower than the main chamber and may be circular, oval, or dumbbell shaped. The aperture may be separated from the main chamber by a neck region which in some cases may be widely flared. The main chamber may vary from subspherical to elongate, having a parabolic to rounded truncated base and a circular to oval cross section, modified in some forms by a longitudinal ridge or grooves to produce an almond- or heart-shaped section.

Da die Zuordnung unserer Bohrspuren zu einzelnen Ichnospezies eindeutig ist und eine weitere Beschreibung im Vergleich zu der von KELLY & BROMLEY (1984) nicht weiterführend wäre, wird davon abgesehen.

Unter den untersuchten Exemplaren dominieren Formen der Ichnospezies *Gastrochaenolites orbicularis* KELLY & BROMLEY, 1985, die Längen bis zu 2 cm und einen Durchmesser der Hauptkammer um 1 cm erreichen (Taf. 3, Fig. 2, Taf. 4, Fig. 1, 2). Daneben finden sich noch Vertreter von *Gastrochaenolites turbinatus* KELLY & BROMLEY,

1984 (Taf. 3, Fig. 1) sowie ein bisher unbekannter Vertreter *Gastrochaenolites* sp. A (Taf. 2, Fig. 1), der durch seine langgezogene, gebogene Halsregion und kugelige Hauptkammer zu charakterisieren ist. Das zu geringe Material erlaubt lediglich die Handhabung der nomenclatura aperta.

Ichnofazies und Paläogeographie

Gastrochaenolites ist ein charakteristisches Element der *Trypanites*- und *Glossifungites*-Ichnofazies (vgl. z.B. PEMBERTON et al., 1992). Da die Vertreter von *Gastrochaenolites* lediglich bereits lithifizierte Gerölle (hardground versus firmground) anbohren, ist eine Zuweisung zur *Trypanites*fazies evident.

Damit ergibt sich für uns folgendes paläogeographisches Bild: Im Umfeld der Karpatium/Badenium-Grenze kommt es im Steirischen Tertiärbecken zu einer markanten Änderung im Sedimentationsgeschehen. Dieses wird gesteuert durch die Heraushebung der Mittelsteirischen Schwelle sowie Trockenlegung und Lithifizierung von Teilen des „Steirischen Schlier“ (Kreuzkrumpl-Formation). Dabei kommt es zur Entwicklung einer Abrasionsküste (teilweise mit Steilküsten) und intensiver Brandungserosion. Die „anfallenden“ Gerölle bilden die Habitatsgrundlage für die *Gastrochaenolites*-Spuren erzeugenden Organismen (Lamellibranchiaten) und für andere Hartsubstratbewohner.

Um ein aktualistisches Beispiel zu nennen, gilt für die Genese der Geröllmergel annähernd die gleiche Situation wie für Teile der istrischen Küstenregion, wo die eozäne Flyschentwicklung Kliffe bildet, und Strandgerölle ebenfalls intensiv angebohrt und von verschiedenen Hartsubstratbewohnern besiedelt sind.

Aufbewahrung

Das Material wurde am Institut für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität

Graz unter der UGP-Nummer 3040, sowie am Landesmuseum Joanneum unter der Nummer 76845 hinterlegt.

Dank

Herrn Direktor Dr. Harald Höhn, Perlmooser Zementwerke AG, Werk Retznei, sind wir für die Genehmigung zur Geländeaufnahme in den Steinbrucharealen verbunden. Herr Hartmut Hiden stellte freundlicherweise Untersuchungsmaterial zur Verfügung (Hinterlegung Joanneum).

Literatur

- AUER, J. (1996): Biostratigraphische und magnetostratigraphische Untersuchungen im Grenzbereich Unter- und Mittelmiozän (Karpatium/Badenium) der Paratethys, Ziegelei Aflenz/Wagna, Steirisches Becken, Steiermark, Österreich. – Unveröff. Diss., Univ. Wien, 138 S., 64 Abb., Wien.
- BECKER, G. (1993): „Taxonomie und Nomenklatur“ oder „Sinn und Unsinn wissenschaftlicher Namen“; ein aktuelles Thema. – *Paläont. aktuell*, **27**, 20–25, Münster.
- BERGGREN, W.A., KENT, D.V., SWISHER, C.C. & AUBRY, M.P. (1995): A Revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. – In: BERGGREN, W.A., KENT, D.V. & HARDENBOL, J. (Hrsg.): *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations: A Unified Temporal Framework for an Historical Geology*. – Soc. Economic Pal. Min. Spec. Publ., **54**, Tulsa.
- BERTLING, M., HERMANN, K. & VON DER HOCHT, F. (1995): Sedimentologie und Paläontologie autochthoner Muschel-Bohrungen in Kohleflözen (Neogen der Niederrheinischen Bucht). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **12**, 711–736, 9 Abb., Stuttgart.
- BROMLEY, R.G., PEMBERTON, S.G. & RAHMANI, R.A. (1984): A Cretaceous woodground: The *Teredolites* ichnofacies. – *J. Paleont.*, **58**, 488–498, Lawrence.
- FRIEBE, J.G. (1989): Stratigraphie und Fazies der Leithakalkareale der Mittelsteirischen Schwelle (Steirisches Becken, Badenien). – Unveröff. Diss., Univ. Graz, 322 S., 96 Abb., 15 Tab., 8 Kten, Graz.

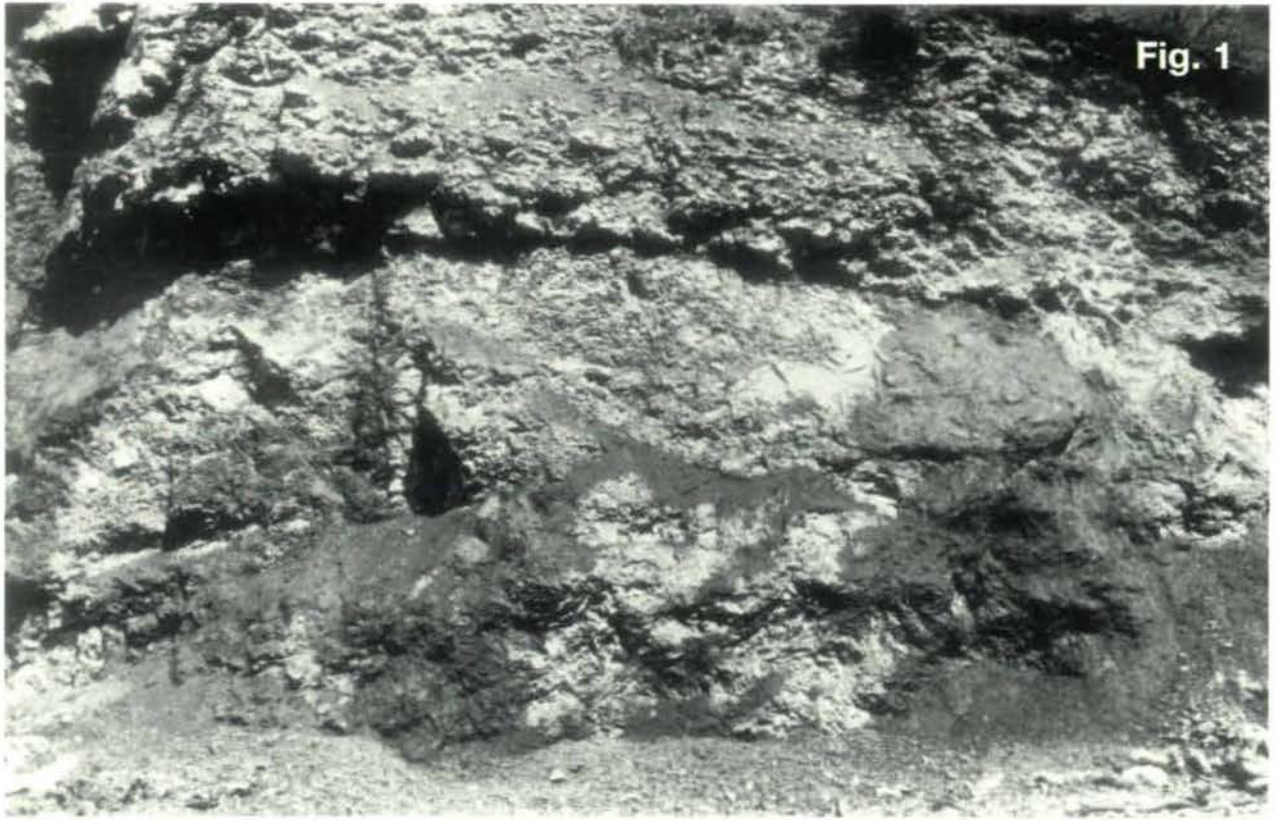
- FRIEBE, J.G. (1991a): Neotektonik an der Mittelsteirischen Schwelle (Österreich): Die „Steirische Phase“. – Zbl. Geol. Paläont., **I**, 1, 41–54, 5 Abb., Stuttgart.
- FRIEBE, J.G. (1991b): Carbonate sedimentation within a siliciclastic environment: the Leithakalk of the Weißenegg Formation (Middle Miocene, Styrian Basin, Austria). – Zbl. Geol. Paläont., **I**, 11, 1671–1687, 5 Abb., Stuttgart.
- HOLZER, H.L. (Hrsg.) (1994): Exkursionsführer: Steirisches Tertiärbecken. – Wandertagung Österr. Geol. Ges., S. 63, Abb. II.2.c, Graz.
- KELLY, S.R.A. & BROMLEY, R.G. (1984): Ichnological nomenclature of clavate borings. – Palaeontology, **27**, 4, 793–807, 11 Abb., Oxford.
- NEUBAUER, F. (1988): Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). – Abh. Geol. B.-A., **42**, 137 S., 75 Abb., 3 App.-Abb., 22 Tab., 13 Taf., Wien.
- NEUBAUER, F. & GENSER, J. (1990): Architektur und Kinetik der östlichen Zentralalpen – eine Übersicht. – METZ-Festschr., Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **120**, 203–219, 10 Abb., Graz.
- PAPP, A. (1985): Area No. 221 a: Ost-Steirisches Becken, A. – In: STEININGER, F.F., SENES, J., KLEEMANN, K. & RÖGL, F. (Eds.): Neogene of the mediterranean tethys and paratethys – Stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps. **2**, S. 353, Bratislava.
- PEMBERTON, S.G., FREY, R.W., RANGER, M.J. & MACEACHERN, J. (1992): The conceptual framework of ichnology. – In: PEMBERTON, S.G. (Ed.): Applications of Ichnology to Petroleum Exploration. A Core Workshop – SEPM Core Workshop **17**, 1–32, 19 Abb., 6 Tab., Tulsa.
- PETRASCHECK, W. (1915): Die miozäne Schichtfolge am Fuße der Ostalpen. – Verh. Geol. R.-A., **1915**, 310–320, Wien.
- RADKE, G. & VOGEL, K. (1993): Versteinerte Tradition? – Eine Entgegnung. – Paläont. aktuell, **28**, 25–28, Münster.
- RÖGL, F. & STEININGER, F.F. (1983): Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die neogene Paläogeographie und Palinspastik des zirkummediterranen Raumes. – Ann. naturhist. Mus. Wien, **85**, A, 135–163, Wien.
- SHELL, F. (1994): Die Geologie der Südlichen Windischen Büheln (Raum Arnfels - Leutschach - Langegg). – Unveröff. Diss., Univ. Graz, 214 S., 95 Abb., 8 Beil., Graz.
- STEININGER, F.F., BERGGREN, W.A., KENT, D.V., BENOR, R.C., SEN, S. & AGUSTI, J. (1995): CircumMediterranean Neogene (Miocene and Pliocene) marine-continental Correlations of European Mammal Units and Zones. – In: BENOR, R., FAHLBUSCH V. & RIETSCHHELL, S. (Hrsg.): Later Neogene European Biotic and Stratigraphic Correlation. – New York (Columbia Univ. Press).
- STILLE, H. (1924): Grundfragen der vergleichenden Tektonik. – 443 S., Berlin (Bomtraeger).
- STUR, D. (1871): Geologie der Steiermark. Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Herzogtumes Steiermark, Graz, 1856. – Hrsg. i. A. d. geognost.-mont. Ver. Stmk., XXXI & 645 S., Graz.

Anschrift der Verfasser:

Univ.-Prof. Dr. Alois Fenninger, Univ.-Doz. Dr. Bernhard Hubmann, Institut für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz, Austria

Tafel 1

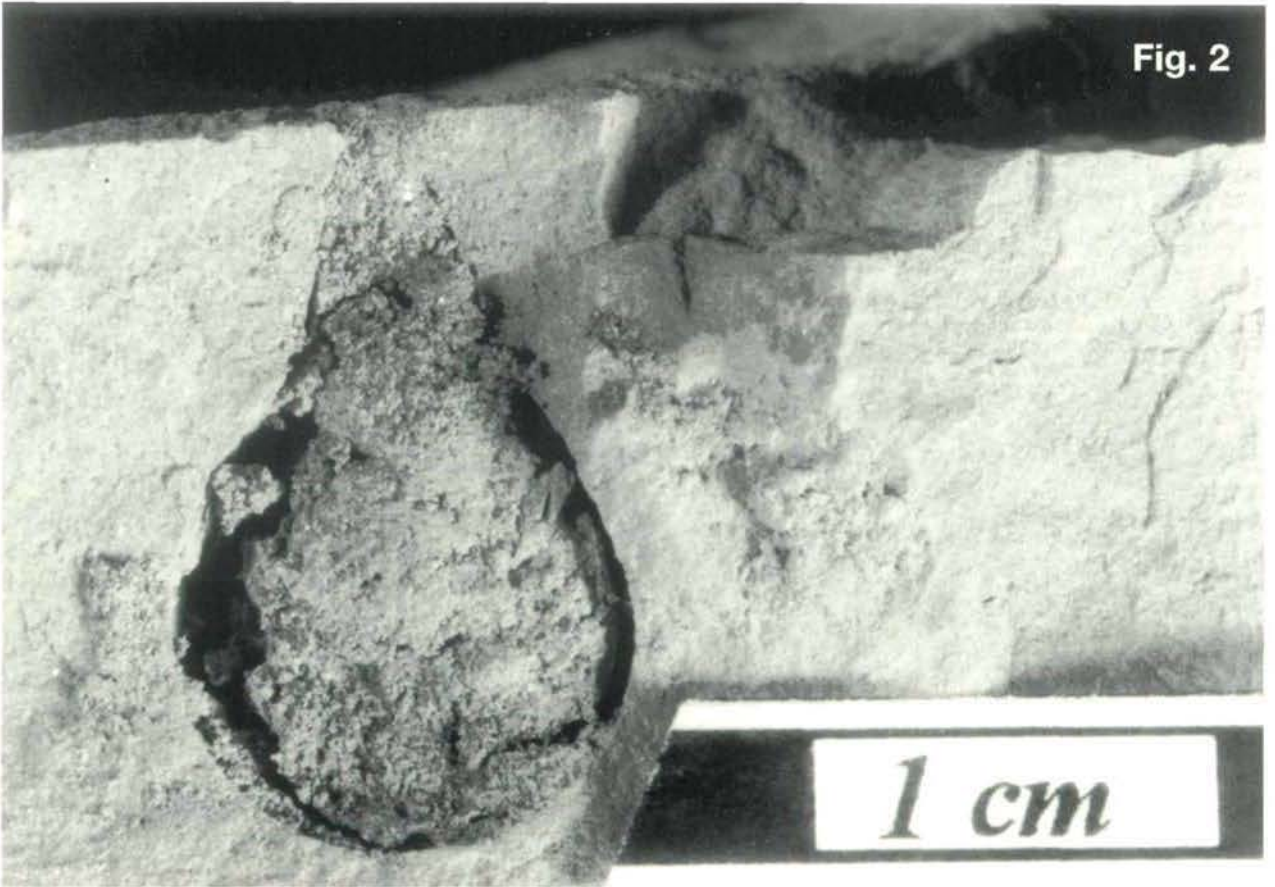
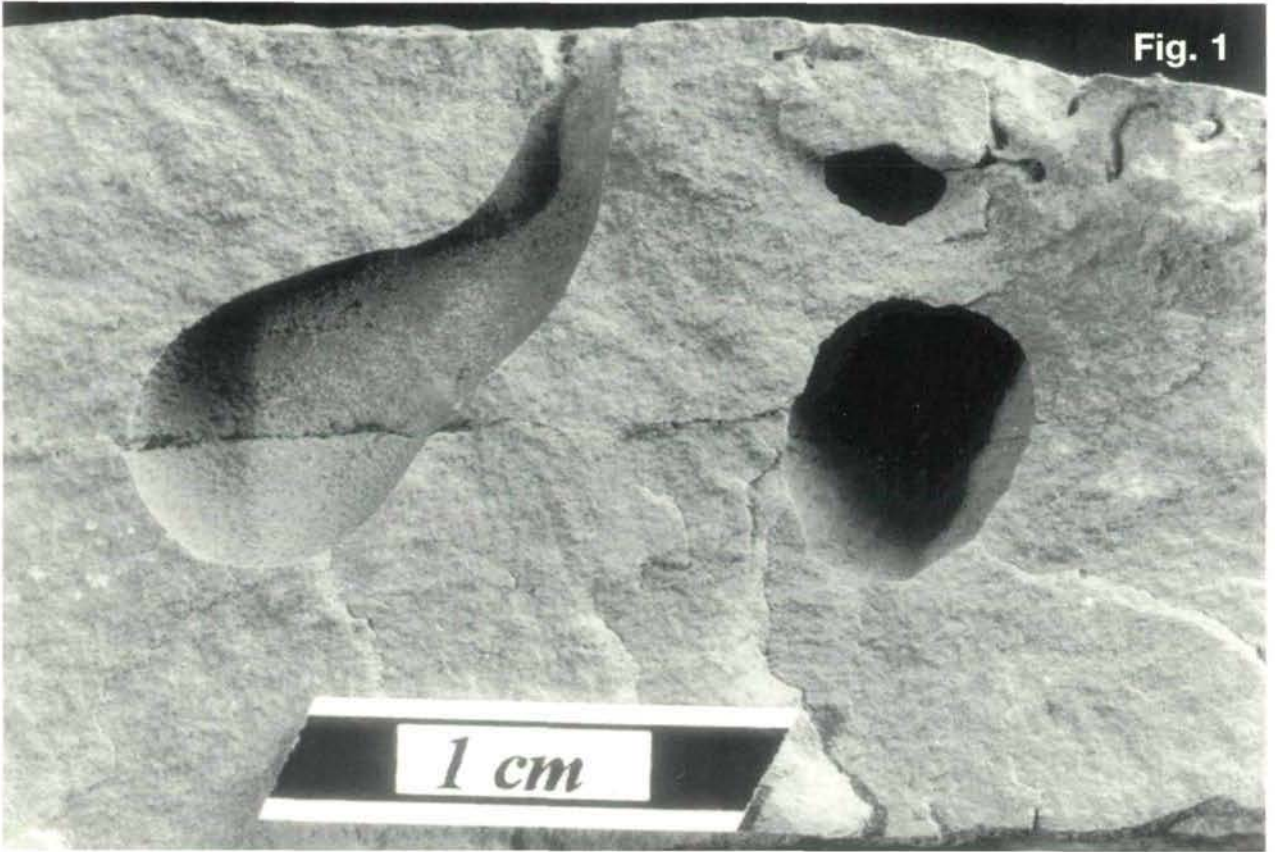
- Fig.1: Detail aus der untersten Etage des Erweiterungsbruches Retznei mit bis 4,5m mächtigem Geröllmergel-Horizont.
Fig.2: Oberflächenausschnitt eines allseitig angebohrten „Schlier“-Gerölles.



Tafel 2

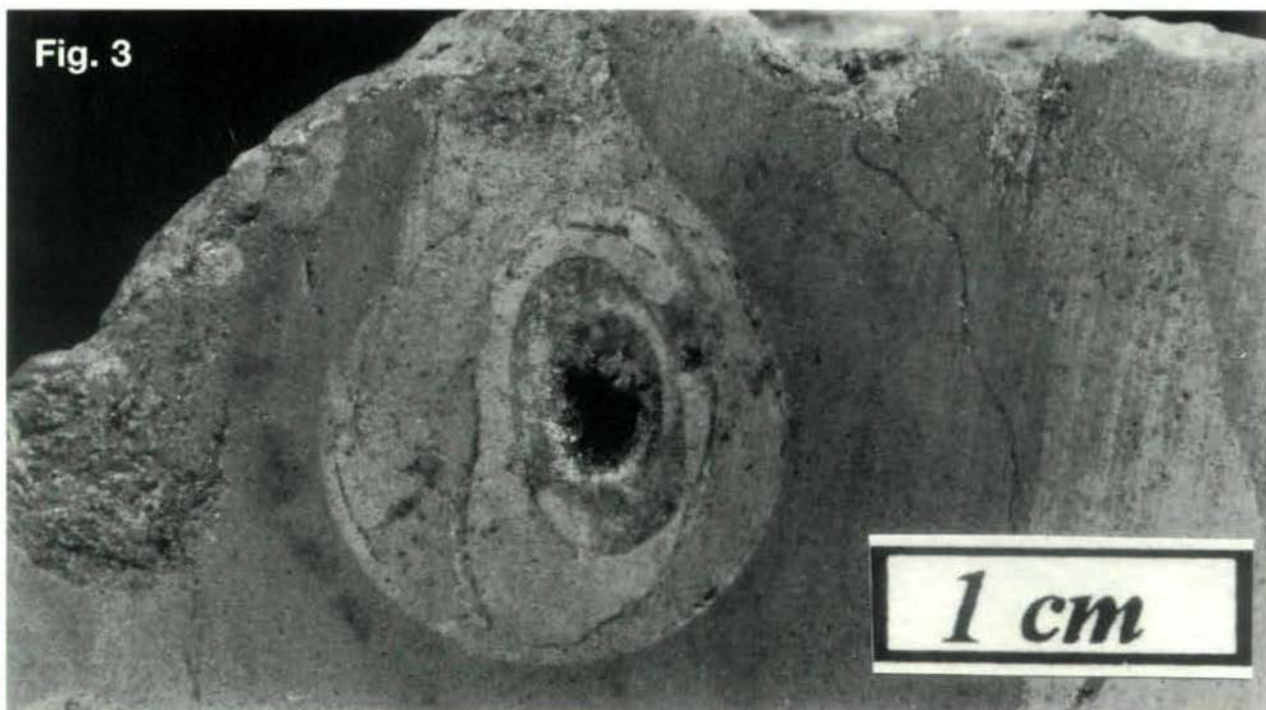
Fig.1: *Gastrochaeonolites* sp. A.

Fig.2: Mit sandigem Material verfüllte Bohrspur von *Gastrochaeonolites orbicularis* KELLY & BROMLEY, 1984.



Tafel 3

- Fig.1: *Gastrochaeonolites turbinatus* KELLY & BROMLEY, 1984. Anpolierter Längsschnitt aus dem Geröllmergel-Horizont des „alten“ Steinbruches Retznei.
- Fig.2: *Gastrochaeonolites orbicularis* KELLY & BROMLEY, 1984
- Fig.3: *Gastrochaeonolites orbicularis* KELLY & BROMLEY, 1984, im anpolierten Längsschnitt mit dem Erzeuger in Schalenerhaltung (nach KELLY & BROMLEY ein Vertreter der Gattung *Jouannetia*).



Tafel 4

Fig. 1,2: *Gastrochaeonolites orbicularis* KELLY & BROMLEY, 1984, als isolierte Klasten mit „carbonate linings“.
Vergrößerung: 7x.

Fig. 2

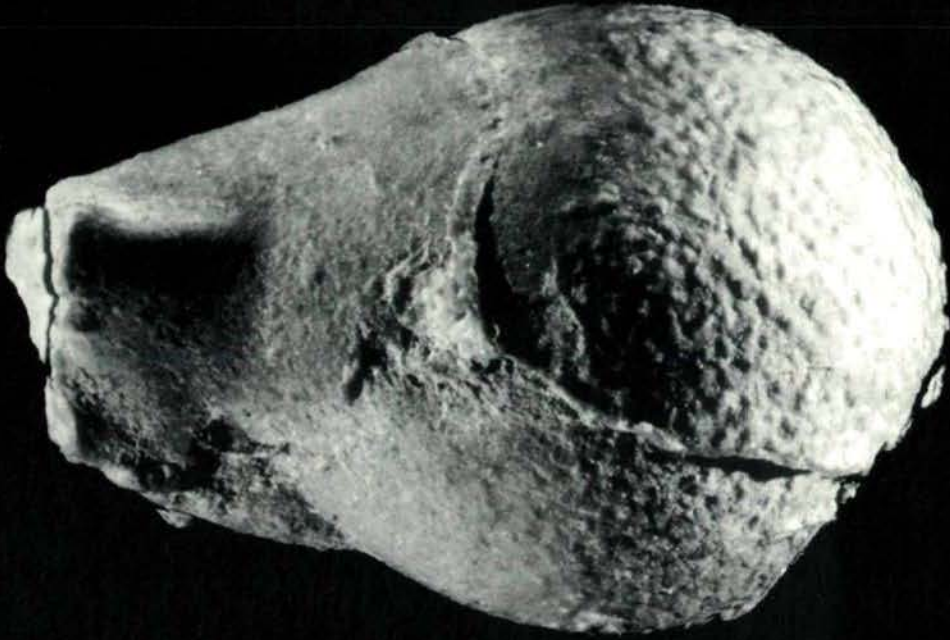
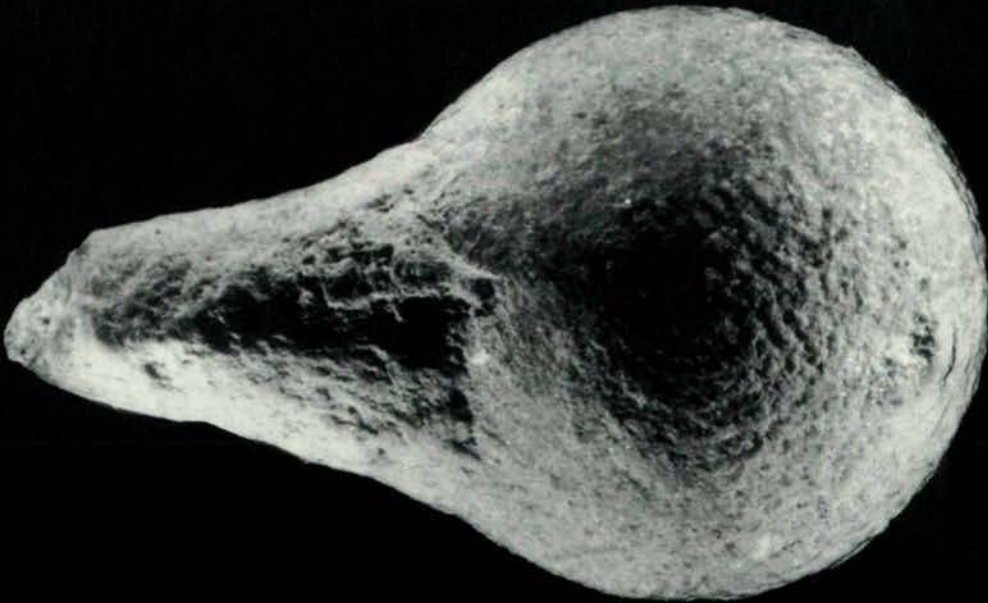


Fig. 1



PSEUDOPALAEOPORELLA UND DAS PROBLEM DER UNTERSCHIEDUNG PALÄOZOISCHER HALIMEDACEEN – GYMNOCODIACEEN

Bernhard Hubmann & Alois Fenninger

Mit 1 Abbildung, 1 Tabelle und 3 Fototafeln

Zusammenfassung:

Die systematische Zuweisung erecter 'siphonaler Kalkalgen' zur Familie der Gymnocodiaceae oder Halimedaceae stellt Bearbeiter in vielen Fällen vor große Probleme. Vertreter beider Familien weisen auffallende Parallelismen sowohl im Extermbau des Thallus als auch im Aufbau ihrer Internstrukturen (deutliche Gliederung des Thallusbaues, medullare und corticale Zone, Filamente, etc.) auf.

Eine Fehlzuweisung ist aber nicht von unerheblicher kategorischer Konsequenz, gehört die erstgenannte Familie zu den Rhodophyta, die zweite zu den Chlorophyta. Als „kritische“ Unterscheidungsmerkmale zieht man für Gymnocodiaceen neben „feineren“ Zentralfilamenten, globuläre Strukturen im Cortexbereich heran, die als Reproduktionsorgane interpretiert werden.

Pseudopalaeoporella, wenn auch nicht ohne Kritik, wird allgemein zu den Halimedaceen gestellt. Die hier diskutierten „globulären Strukturen“ im Cortex-Bereich einiger Exemplare sprechen – unter Aufrechterhaltung oben ausgeführter Unterscheidungskriterien - konsequenterweise für eine Zuweisung zu den Gymnocodiaceen.

Abstract:

The systematic assignment of erect calcareous 'siphonous algae' to the family of Gymnocodiaceae or Halimedaceae is a matter of some controversy. Representatives of these two families show remarkable similarities in both, architecture of the thallus and organisation of internal structures (distinct arrangement of thallus architecture, medullar and cortical zone, filaments, etc.).

A systematic mis-interpretation results in a considerable consequence of classification since the former belong to the Rhodophytes the latter to the Chlorophytes. Discerning characteristics of Gymnocodiaceans vs. Halimedaceans are distinct delicate central filaments in addition to spherical structures within the cortical zone, which are interpreted as reproductive organs.

Pseudopalaeoporella is interpreted as a Halimedacean. But, spherical structures occurring in the cortical zone of some specimens consequently indicate an assignment of *Pseudopalaeoporella* to the Gymnocodiaceans when accepting the criteria of systematic discrimination mentioned above.

1. Einleitung

Vergleicht man die (taxonomisch-) systematischen Konzepte, bzw. Arbeitsweisen an Algen von Rezentbotanikern und Paläobotanikern in Fragen der Zuordnung zu diversen kategorischen Gruppen (vom Artniveau, Familie bis hin zur Zuordnung zu Abteilungen!), wird die Problematik „biologische“ versus „nominelle“ Art besonders deutlich.

Im letzten Jahrzehnt kam es sowohl im rezenten, wie auch im paläontologischen Bereich der Algo-

logie zu einem starken Wissenszuwachs (vgl. HOEK et al., 1993; HUBMANN, 1993 a). Während Untersuchungen am Rezentmaterial die Art und Zusammensetzung der Photosynthesepigmente, die chemische Zusammensetzung der Reservestoffe und Zellwände, molekularbiologische Untersuchungen, etc. einfließen lassen, um Zuweisungen zu einzelnen Abteilungen festzulegen, muß sich die paläontologische Forschung auf die Klassifizierung anatomischer Gegebenheiten 'beschränken'. Das bringt in einigen Fällen eine Diskrepanz, bzw. Inkompatibilität in der Auffassung zur Algensyste-

GYMNOCODIACEEN

Gymnocodium bellerophontis (ROTHPLETZ, 1894)

„Gut entwickelte sterile Exemplare der Art haben meist grobe Poren, die sich gegen aussen allmählich trichterförmig erweitern. Manchmal ist die Schale in ziemlich regelmässigen Abständen eingeschnürt, doch vermag ich nach eingehenden Vergleichen darin kaum ein Merkmal einer klar fassbaren Varietät zu sehen. Neu ist die Beobachtung, dass der Thallus gegabelt war, wenn auch scheinbar nicht reichlich. Die Markscläuche sind bei den sterilen Exemplaren nur ausnahmsweise gut zu sehen, weil die Verkalkung nicht weit nach innen reicht. Bei den fertilen Exemplaren sind die Poren oft recht unregelmässig, im inneren Teil eher dünn, gegen aussen plötzlich becherförmig erweitert. Doch ist dieses Merkmal nicht sehr konstant. Die Sporangien sind im Verhältnis zum ganzen Thallus gross, so dass man auf einem Querschnitt nur etwa 6–8 trifft. Sie sind dick spindelförmig und mit der Spitze entschieden nach oben gerichtet.“ (PIA, 1937: 68–69)

Emendation von ELLIOTT (1955: 85):

„Gymnocodiaceae represented by hollow, calcareous segments, cylindrical, oval or cone-shaped, circular or oval in cross-section, rarely bifurcating; the walls perforated by pores which radiate oblique-distally and widen markedly outward; the segment-interior may be empty, or may show calcified traces of the plant-fibres that filled it in life, in the form of longitudinal-oblique streaks; sporangia ovoid, in terminal segments. Segments usually smaller than those of *Permocalculus*, and the perforations usually coarser.“

HALIMEDACEEN

Halimeda tuna LAMOUROUX, 1812

„Polipier phytoïde articulé; articulations aplaties, sub-flabelliformes, en général moins longues que larges; axe fibreux; enveloppe crétacée, polypifère.“

Emendation von HILLIS (1959: 340):

„Plants flaccid, prostrate or erect, and generally bushy, arising from a filamentous holdfast system, usually not exceeding 25 cm in height although up to over 40 cm in some lax or prostrate specimens; branches composed of linear series of calcified internodes or segments, the nodes being uncalcified and flexible; segments plane or ribbed, spherical, tear-shaped, compressed-cylindrical, or cuneate to reniform in shape, with the upper margins entire or lobed, organization consisting of coenocytic filaments, these producing a multi-axial core of medullary filaments surrounded by a cortex composed of layers of utricles, the outer walls of the peripheral utricles forming a continuous or slightly discontinuous surface; the medullary filaments remaining separate, or anastomosing in small groups, or into a single large unit at the nodes, their walls generally thickened in these regions; reproduction by biciliate gametes produced in large globular to pyriform gametangia on stalks which are simple or branched, and arise from the segment margin or surface.“

Boueina hochstetteri TOULA, 1884

„[...] Während im [...] Querschnitte die mittlere Region der Cylinder zerstreut stehende Längsröhrchen zeigt, aber auch erkennen lässt, wie dieselben gegen die Peripherie ausstrahlen, bringt [ein weiterer Querschnitt] wieder die überaus gedrängt stehenden Längsröhren in der Axenregion zur Anschauung.

[Im] schrägen Schnitt [erkennt man], wie eine der Centralröhren bis an die Oberfläche hin abzieht und dabei, gegen die Peripherie enger werdend, Gabeläste abschickt, welche anastomosirend an benachbarte Canälchen hinantreten.

Die Querschnitte zeigen weiters die wiederholt dichotomisch sich theilenden Canälchen in der Wandregion, sie lassen aber zugleich erkennen, dass auch in dieser Region vereinzelt Längscanälchen auftreten, ohne dass dieselben jedoch die Weite der centralgestellten erreichen würden.

Die Radialcanälchen zeigen durchaus keine irgend welchen Gesetzen folgende Anordnung, sie erscheinen in der Regel dicht gedrängt. Der Längsschnitt lässt übrigens, wie ich glaube, erkennen, dass sie stellenweise enger aneinander und häufiger auftreten.“

Tab. 1: Gegenüberstellung der Diagnosen der Gymnocodiaceen und Halimedaceen.

Die originale Diagnose von *Boueina hochstetteri* wurde beigefügt, da sie in der Literatur sowohl zu Vergleichen mit *Gymnocodium*, als auch als typischer Halimedaceenvertreter herangezogen wird.

matik („neontologisch“ versus „paläontologisch“) mit sich. Am Beispiel fossiler, aufrechtwachsender (erecter) Vertreter der Rhodophyta, den Gymnocodiaceen, und aufrechtwachsender Vertreter der Chlorophyta, den Halimedaceen, sollen Unterschiede und Gemeinsamkeiten beleuchtet und die Problematik an *Pseudopalaeoporella* MAMET & PREAT, 1985, diskutiert werden.

2. Bewegte Geschichte erecter ‘siphonaler’ Kalkalgen

2.1 Halimedaceen

Die Familie Halimedaceae wurde von LINK (1832) aufgestellt (= synonym mit Udoteaceae (ENDLICHER) AGARDH, 1887–1888, sensu FELDMANN, 1946, und partim Codiaceae (TREVISAN) ZANARDINI, 1843). Nach der „Groupe français d'étude des Algues fossiles“ werden Halimedaceen (dort: Udoteaceen) wie folgt definiert (BAS-SOULLET et al. 1983: 454): „*Ce sont des Algues Chlorophycées-Siphonées, à thalle non-cloisonné, ramifié ou non, formé de filaments plus ou moins anastomosés et généralement intriqués au point de constituer de faux tissus, plus ou moins différenciés en zones corticale (cortex) et médullaire. Chez les formes fossiles les parties externes sont incrustées de calcaire et les organes de reproduction ne sont généralement pas connus.*“

Zieht man in einem Vergleich der Vertreter der Gymnocodiaceen mit fossilen Halimedaceen in Betracht, daß erstere einen den Halimedaceen absolut vergleichbaren internen (Skelett)Bau aufweisen, reduzieren sich systematisch trennende Unterschiede nur noch auf das Vorhandensein „globulärer Strukturen“ im Cortextbereich der Gymnocodiaceen.

2.2 Gymnocodiaceen

1894 (: 24) beschrieb ROTHPLETZ aus dem Südtiroler Bellerophonkalk „eine echte *Gyroporella*

[...], die sich zwar von den triadischen spezifisch unterscheidet“ als *Gyroporella bellerophontis*. Später wurde diese Form von PIA (1912: 34) zum Genus *Macroporella* gestellt (vgl. auch JABLONSKY, 1919).

Die eigentliche kontroverselle Geschichte der systematischen Zuweisung beginnt aber erst, als PIA (1920) „lebhaft Zweifel bezüglich der systematischen Stellung“ an der zuvor zu den Dasycladales (damals: Dasycladaceae) gestellten, „unter den Namen *Gyroporella*, *Diplopora* oder *Macroporella bellerophontis* bekannten Art“ artikuliert. In Analogie zur morphologischen Ähnlichkeit von *Boueina hochstetteri* TOULA, 1884, vermutet er eine systematische Zugehörigkeit zu den Codiaceen (entspricht ± der heutigen Auffassung der Halimedaceen) und schlägt, „da sie bei den bisher aufgestellten *Diploporengattungen* sicher nicht belassen [sic!] werden kann“ und es „für den geologischen Gebrauch notwendig“ ist, den Gattungsnamen *Gymnocodium* vor. Dabei betont PIA, „daß die bei vielen Codiaceen vorhandene Rindenschicht fehlt“ (PIA, 1920: 34).

PIA (1937) unterstreicht die systematische Eigenständigkeit von *Gymnocodium*, zeigt phänomenologische Ähnlichkeiten zum rezenten Rotalgen-genus *Galaxaura* auf, und stellt sie zu den Chaetangiaceae: „In mehreren Arbeiten [...] habe ich schon darauf hingewiesen, dass es im Perm Kalkalgen gibt, die man wegen der Gestalt ihrer Sporangien nur mit *Galaxaura* vergleichen kann [...]. Das entscheidende Merkmal für die Bestimmung scheint mir in dem Auftreten zahlreicher [sic!], grosser, rundlicher Sporangien in der Marksicht oder im inneren Teil der Rindenschicht zu liegen (PIA, 1937: 830). Im vegetativen Aufbau erinnern sie oft sehr an Codiaceen, besonders *Boueina* und *Halimeda*“ (PIA, 1937: 832).

Mit der genannten Arbeit verweist PIA also das Genus *Gymnocodium* von den Grünalgen zu den Rotalgen!

Diese systematische Zuweisung auf Abteilungs-Ebene blieb in den folgenden Jahrzehnten unwidersprochen.

Seit ELLIOTT (1955: 85) wird *Gymnocodium* (zusammen mit *Permocalculus* ELLIOTT, 1955) in die Familie Gymnocodiaceae gestellt, einer aus-

gestorbenen Familie der Klasse Rhodophyceae, „with thalles segmented or unsegmented, segments or units of varying size, form and degree of calcification, sporangia internal“.

ELLIOTT (1955: 84) beleuchtet ausführlich den bereits von PIA (1937) mit der rezenten Rotalgengattung *Galaxaura* herangezogenen Vergleich der Verkalkung, die nur die äußeren Cortexanteile betrifft.

Diesem Merkmal wird ein hoher systematisch-taxonomischer Stellenwert beigemessen. Wie kritisch allerdings das Phänomen der Verkalkung (vgl. FLAJS, 1977) systematisch zu bewerten ist (u.a. FENNINGER & HUBMANN, 1994, 1996), – speziell aber auch bei Vertretern der Gymnocodiaceae – verdeutlichen die Abbildungen bei REZAK (1959: Taf. 71, Fig. 12; *Gymnocodium*) und GÜVENC (1966: Taf. 2, Fig. 4; *Permocalculus*), die Exemplare mit verkalkten Medullarzon zeigen.

3. Phytographisches Dilemma

Die taxonomische Beurteilung von fossilen Kalkalgen beruht auf der äußeren Morphologie und dem anatomischen Internbau des Thallus. Die Dokumentation dieser Strukturen, speziell der Filamente und Reproduktionsorgane, ist neben post-mortalen (diagenetischen) Effekten abhängig vom Grad der primären Verkalkung. Letztere betrifft vor allem die achsialen Elemente.

Ist der Grad der primären Verkalkung gering, wie dies bei Gymnocodiaceen (bis auf wenige Ausnahmen) der Fall ist, können nicht nur einzelne taxonomisch relevante Strukturen nicht oder nur schwer bewertet werden, sondern systematische Zuweisungen auf hoher kategorischer Ebene nicht mehr einwandfrei vollzogen werden.

Die Unterscheidung Gymnocodiaceen (Rhodophyta) von Halimedaceen (Chlorophyta) stellt ein diesbezügliches Beispiel dar. Beide Familien weisen oben erwähnte Parallelismen im Aufbau ihrer Internstrukturen (deutliche Gliederung des Thallusbaues, medullare und corticale Zone, Filamente, etc.) auf. Als „kritische“ Unterscheidungsmerkmale werden den Gymnocodiaceen neben

(den schwer quantifizierbaren) „feineren“ Zentralfilamenten, dem Vorhandensein von meist „globulären Strukturen“ im Cortexbereich beigemessen. Diese „globulären Strukturen“ werden in Analogie zu strukturfreien „Hohlräumen“ coralliner Rotalgen als Reproduktionsorgane, bzw. als „Container“ von Sporen gedeutet (vgl. Abb. 1). Sie können, müssen aber nicht (!), in jedem Individuum, bzw. Thallussegment entwickelt sein (Gründe dafür liegen u.a. im Wechsel sexueller vs. vegetativer Phase).

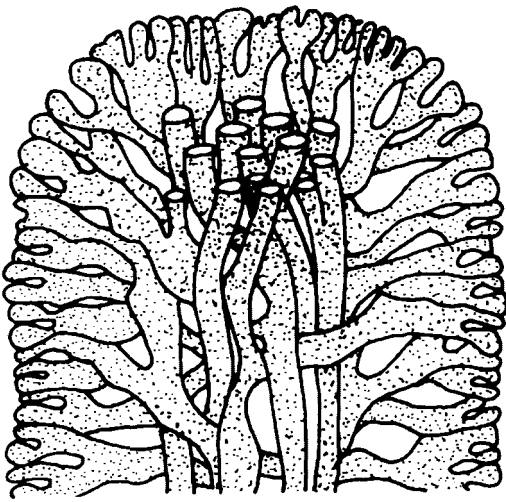
Wenn auch die Erhaltung gut verkalkter Medullarzon bei Gymnocodiaceen zu "fossilen Raritäten" zählt, so ist darauf hinzuweisen, daß die medullare Anatomie solcher Exemplare eine ausnehmende Ähnlichkeit in Form und Arrangement der filamentären Strukturen mit jener von Halimedaceen aufweist.

4. *Palaeoporella* versus *Pseudopalaeoporella*

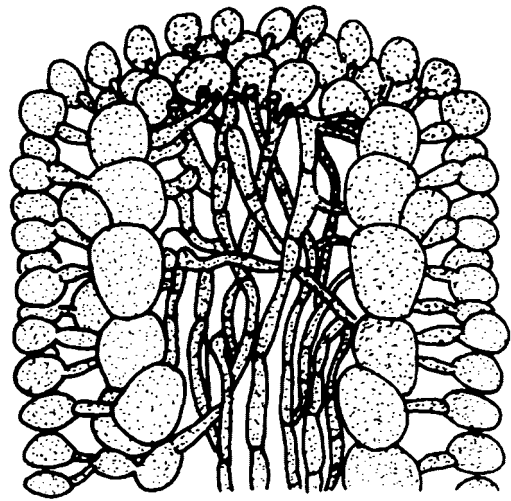
STOLLEY (1893:137) erkannte, daß „durch die Mitte der trichter-, keulenförmigen oder cylindrischen Körper“ des von ihm neu beschriebenen Algentaxon ein „centraler Hohlraum“ geht und „eine Ähnlichkeit mit den recenten Bornetellen“ bestünde. Die systematische Zugehörigkeit zu den Dasycladales unterstrich er 1898 nochmals, indem er *Palaeoporella* mit *Cymopolia* verglich.

PIA (1926:133, 1927:59) sah aufgrund der vielfach gegabelten Trichome einen Vertreter der Codiaceen (= Halimedaceen). Diese Meinung wurde von den meisten nachfolgenden Autoren mit Ausnahme von Hurka (1968), der „eine gemeinsame [phylogenetische] Wurzel der Codiaceen und Dasycladaceen“ im Genus *Palaeoporella* sah, mitgetragen.

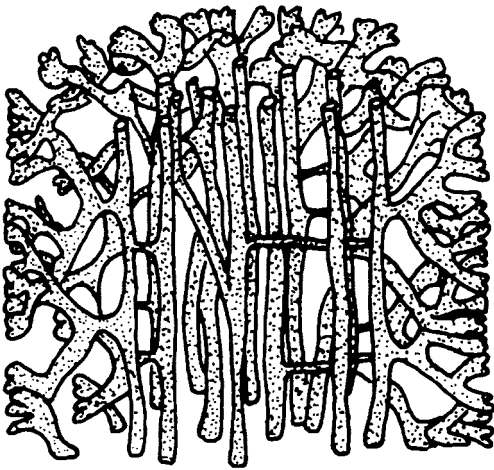
In der synoptischen Darstellung paläozoischer und känozoischer Udoteaceen (= Halimedaceen) setzt sich ROUX in BASSOULET et al. (1983: 550–565) eingehend mit dem von STOLLEY (1893) aufgestellten Genus *Palaeoporella* und den (bis dahin) bekannten Arten auseinander.



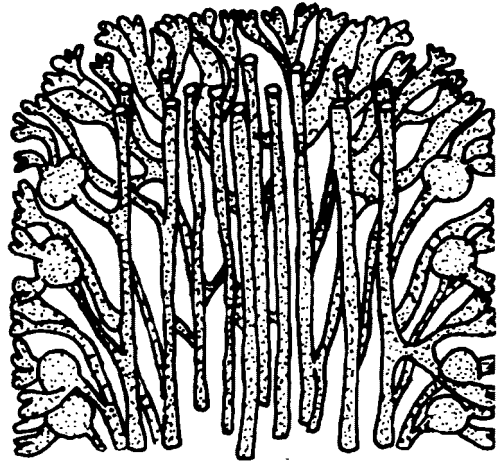
Halimeda



Galaxaura



Boueina



Pseudopalaeoporella

Abb. 1: Schematische Gegenüberstellung von Grundbauplänen rezenter *Halimeda* (Chlorophyta), rezenter *Galaxaura* (Rhodophyta). *Boueina* zeigt einen *Halimeda* vergleichbaren Bau auf (siehe Tab. 1). *Pseudopalaeoporella* kann „Globuli“ an den Verzweigungsstellen corticaler Filamente aufweisen.

Unterschiedliche Auffassungen betreffend des systematischen Stellenwertes wurden bereits von FENNINGER & HUBMANN (1994: 84–85) aufgezeigt.

Für die folgende Betrachtung sind zwei Arbeiten bedeutend:

1985 stellten MAMET & PREAT aufgrund von Neufunden im Becken von Dinant die Gattung *Pseudopalaeoporella* (Generotypus: *Palaeopo-*

rella lummatonensis ELLIOTT, 1961) auf. Das Präfix des neuen Gattungstaxons soll dabei auf „différencie par le nombre de tubes centraux, par la forme des tubes latéraux et par l'absence d'une gaine externe de fins rameaux de dichotomie d'ordre quatre“ hinweisen, bei sonst auffälliger Ähnlichkeit zu STOLLEYS *Palaeoporella*. Dabei ist anzumerken, daß der Anzahl (Einzahl vs. Mehr-

zahl) der zentralen Filamente große Bedeutung zukommt, weniger dem Dichotomiegrad peripherer Filamente. Die Rekonstruktion von *Palaeoporella* mit nur einem zentralen Filament als „Stammzelle“ corticaler Filamente, wie sie von MAMET & ROUX in BOURQUE et al. (1981: Abb. 9) bzw. ROUX in BASSOULET et al. (1983: Abb.10) dargestellt wird, spricht jedenfalls gegen eine Zuweisung zu den Halimedaceen.

1993 faßte VACHARD *Pseudopalaeoporella* und *Palaeoporella* wieder zusammen und stellte sie mit fraglicher Zuordnung zu den Rhodophycophyta.

5. Corticale Globuli

Im uns vorliegenden, umfangreichen Schliffmaterial (etwa 80 Dünnschliffe mit jeweils bis zu 600 Thallusschnittlagen; UGP 3000-3002) aus dem Eifelium des Grazer Paläozoikum (vgl. HUBMANN, 1990, 1993) weisen wenige Schnitte von *Pseudopalaeoporella lummatonensis* globuläre Strukturen im Cortex auf. Diese Strukturen sind auch an *P. lummatonensis* aus dem Emsium/Eifelium des Cantabrischen Gebirges (HERRMANN & HUBMANN, 1994; Schliffe 109/1A, 109/1B; ex: UGP3023) bekannt.

Die „Globuli“ liegen nicht terminal an der Thalluswand, sondern etwa im zentralen Cortexbereich (vgl. Taf. 1, Fig. 1-4). Ihre Lage an Verzweigungspunkten der Corticalfilamente scheint charakteristisch zu sein. Folgt man der Diagnose von MAMET & PREAT (1985: 72), wonach im Unterschied zu *Palaeoporella* eine Dichotomie corticaler Filamente vierter Ordnung bei *Pseudopalaeoporella* fehlt, dann sind die Globuli an die Dichotomie 2. Ordnung gebunden. Sie sind fast durchwegs rund, selten ellipsoidisch und vergleichbar den corticalen Filamenten mit Mikrit verfüllt. Eine Internstruktur ist demnach nicht auflösbar. Ihre Durchmesser schwanken zwischen 105 bis 180µ, ihre häufigsten Durchmesser betragen etwa 135µ.

KOCH-FRÜCHTL & GEE (1994) konnten säureunlöslich erhaltene Filamente von *Pseudopalaeopo-*

rella lummatonensis aus dem Rheinischen Schiefergebirge isolieren und eine mit unseren Globuli idente Struktur zur Abbildung (l.c.: Taf. 3, Fig. 20) bringen. Sowohl die Lage an einem Dichotomiepunkt, wie auch die Dimension stimmen überein. KOCH-FRÜCHTL & GEE (1994:7) berichten von mehreren Exemplaren dieser „terminal ovoid structures“, deren Zuweisung – ob schräge Schnitte durch „knollige“ Verdickungen an terminalen Filamenten (wie sie von rezenten Halimeda-Vertretern bekannt sind) oder „truly reproductive organs“ – sie offen lassen.

Wir deuten die Globuli als „Reproduktionsorgane“: Sie treten nicht in allen Individuen, resp. in allen Schnittlagen auf. Zum anderen sind sie nicht an alle dichotomen Verzweigungen corticaler Filamente gebunden. Damit ist ein causal bedingter Zusammenhang (KOCH-FRÜCHTL & GEE, 1994:7) mit der Gabelung der Filamente nicht nachvollziehbar.

6. Diskussion

Gametangien rezenter Halimeda-Vertreter sind überwiegend distal des verkalkungsfähigen Thallus entwickelt und haben kein Fossilisationspotential; seltener treten sie intern (subdermal) auf (HILLIS-COLINVAUX, 1984). In der Literatur stößt man nur auf wenige Erwähnungen von „Reproduktionsorganen“ paläozoischer Halimedaceen (z.B. JOHNSON & KONISHI, 1956; MASLOV, 1956; PETRYK & MAMET, 1972), das entsprechende Abbildungsmaterial dagegen fehlt meist oder ist nur bedingt aufschlußreich.

„Reproduktionsorgane“ von Gymnocodiaceen sind an der Grenze Medulla/Cortex oder im Cortex lokalisiert. Sie sind entweder rundlich-ellipsoidal und in bezug auf die Thallus-Segmente relativ groß, oder kugelig (dann meist inmitten der corticalen Zone liegend und regellos verteilt) und klein.

Für Gymnocodiaceen ist das Vorhandensein von „Reproduktionsorganen“ ein integrativer Bestandteil der Systematik. Damit steht zum einen zur Diskussion, inwieweit dieses Merkmal isoliert betrachtet ein „Familien-scheidendes“ Kriterium

(vgl. Ausführungen oben!) darstellen kann (MU, 1991: „*problems in determining the systematic position and classification of Gymnocodiaceae and fossil Udoteaceae are the result of inadequate information available regarding fossil material*“, BUCUR, 1994: „*these problems are equally the consequence of inadequate knowledge concerning recent material, because [...] recent researches revealed the presence of internal reproductive organs in the Halimedaceae as well*“).

Zum anderen, unterstützt man die Validität von Gymnocodiaceae, müßte man konsequenterweise *Pseudopalaeoporella* aufgrund der subdermalen „Globuli“ dieser Familie angliedern. Damit würde dieses Genus von den Grünalgen zu den Rotalgen verwiesen werden. Die „Rotalgennatur“ von *Pseudopalaeoporella* würde Unterstützung in den vergleichsweise mit anderen fossilen Halimedaceen (z.B. *Abacella*, *Litanaia*, *Lancicula*, *Orthrosiphon*, etc.) sehr „feinen“ Filamenten finden. Eine letztendliche Klärung ist nur durch eine „exzeptionelle“ Erhaltung (z.B. frühdiagenetische Verkieselung) zu erwarten, wenn man einen coenocytischen Aufbau oder „cross-partitions“ der Filamente nachweisen könnte (vgl. MU, 1991, KUSS, 1994). Die von KOCH-FRÜCHTL & GEE (1994) im REM untersuchten, isolierten Filamente lassen keine weiteren Schlüsse zu.

Die Arbeit entstand im Rahmen des ÖNB Projektes 4630 „Devonische Kalkalgen der Ost- und Südalpen“.

Literatur

AGARDH, J.G. (1887–1888): Till Algernes Systematik, VIII. Siphoneae. – Lund's Univ. Arsskr., **23**, 1–174, 5 Taf., Lund.

BASSOULLET, J.P., BERBIER, P., DELOFFRE, R., GENOT, P., PONCET, J. & ROUX, A. (1983): Les Algues Udoteacées du Paléozoïque au Cénozoïque. – Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, **7**, 2, 449–621, 13 Abb., 13 Tab., 16 Taf., Pau.

BOURQUE, P.A., MAMET, B. & ROUX, A. (1981): Algues siluriennes du synclitorium de la Baie des Chaleurs, Québec,

Canada. – Rev. Micropaléont., **24**, 83–126, 9 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Paris.

BUCUR, I.I. (1994): Lower Cretaceous Halimedaceae and Gymnocodiaceae from Southern Carpathians and Apuseni Mountains (Romania) and the systematic position of the Gymnocodiaceae. – Beitr. Paläont., **19**, 13–37, 2 Abb., 2 Tab., 7 Taf., Wien.

ELLIOTT, G.F. (1955): The Permian alga *Gymnocodium*. – Micropaleontology, **1**, 1, 83–90, 3 Taf., New York.

ELLIOTT, G.F. (1961): A new British Devonian alga, *Palaeoporella lummatonensis* and the brachiopod evidence of the age of the Lummaton Shell-Bed. – Proc. Geol. Ass., **72**, 2, 251–259, 2 Taf., London.

FELDMANN, J. (1946): Sur l'hétéroplastie de certaines Siphonales et leur classification. – Compt. Rend. hebd. Séanc. Acad. Sci., **222**, 752–753, Paris.

FENNINGER, A. & HUBMANN, B. (1994): Devonian Calcareous Algae of the South- and Austroalpine: The State of Knowledge. – Beitr. Paläont., **19**, 83–89, 2 Abb., Wien.

FENNINGER, A. & HUBMANN, B. (1996): Kalzifikation, Diagenese und die Klassifikation paläozoischer Kalkalgen. – Sediment 91, Kurzfassungen, S. 34, Wien.

FLAJS, G. (1977): Die Ultrastrukturen des Kalkalgenskeletts. – Palaeontogr., **160**, 4–6, 69–128, 16 Abb., 1 Tab., 17 Taf., Stuttgart.

HERRMANN, R. & HUBMANN, B. (1994): Devonian Udotecean Green Algae from the Cantabrian Mountains (Santa Lucía Formation), NW-Spain. – Rev. Española Paleont., **9**, 2, 195–202, 4 Abb., 1 Taf., Oviedo.

HILLIS, L. W. (1959): A Revision of the Genus *Halimeda* (Order Siphonales). – Publ. Inst. Marine Sci. Univ. Texas, **6**, 321–403, 12 Taf., Texas.

HILLIS-COLINVAUX, L. (1984): Systematics of the Siphonales. – [In:] IRVINE, D.E.G. & JOHN, D.M. (Hrsg.): Systematics of the Green Algae. – 271–296, New York-London (Academic Press).

HOEK, C. VAN DEN, JAHNS, H.M. & MANN, D.G. (1993): Algen. – 3. Aufl., 1+VI-XII+1-411, 235 Abb., 5 Tab., Stuttgart-New York (Thieme).

HUBMANN, B. (1990): Udoteaceen (Grünalgen) aus dem Grazer Paläozoikum/Österreich (Barrandeikalke, Eifelium). – Facies, **22**, 147–158, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Erlangen.

HUBMANN, B. (1993a): Zur heutigen Situation der Systematik und Taxonomie devonischer Grünalgen am Beispiel „*Lancicula*“. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **200**, 1, 151–161, 2 Abb., Wien.

- HUBMANN, B. (1993b): Ablagerungsraum, Mikrofazies und Paläoökologie der Barrandeikalk-Formation (Eifelium) des Grazer Paläozoikums. – Jb. Geol. B.-Anst., **136**, 2, 393–461, 34 Abb., 4 Tab., 2 Taf., Wien.
- HURKA, H. (1968): Über den anatomischen Bau und die systematische Stellung des paläozoischen Algengenus *Palaeoporella* STOLLEY. – Nova Hedwigia, **15**, 571–582, 4 Abb., 1 Taf., Lehre.
- JABLONSKY, E. (1919): Magyarországi karbonkorú algák. 397–398. – Die Karbonalgen Ungarns. – Földt. Közl., **48**, 449–451, Budapest.
- JOHNSON, J.H. & KONISHI, K. (1956): Mississippian algae from the Western Canada basin and Martana. – Studies of Mississippian algae, Part 2, Colorado Sch. Mines, **51**, 4, 85–107, Golden.
- KOCH-FRÜCHTL, U. & GEE, C.T. (1944): Middle Devonian Pseudopalaeoporella lummatonensis from the Rhenish Schiefergebirge (Sauerland and Eifel), Western Germany. – Palaeontogr., **232**, 1–6, 1–13, 4 Abb., 3 Tab., 3 Taf., Stuttgart.
- KUSS, J. (1994): Cretaceous (Albian-Turonian) calcareous algae from Egypt and Jordan – Systematics, stratigraphy and paleogeography. – Abh. Geol. B.-A., **50**, 295–317, Wien.
- LAMOUREUX, J.V.F. (1812): Extrait d'une memoire sur la classification des polypiers coralligenes non entierement pierreux. – Nouv. Bull. Sci. Soc. Philom., **3**, 181–188, Paris.
- LINK, H.F. (1832): Über die Pflanzenthiere überhaupt und die dazu gerechneten Gewächse besonders. – Abh. Königl. Acad. Wiss. Berlin, Phys. Kl., **1830**, 109–123, Berlin.
- MAMET, B. & PREAT, A. (1985): Sur quelques algues vertes nouvelles du Givétien de la Belgique. – Rev. Micropaléont., **28**, 1, 67–74, 3 Taf., 1 Abb., Paris.
- MASLOV, V.P. (1956): Izkopaemie izvestkovye vodorosli SSSR. – Trudy Geol. Inst. Akad. nauk SSSR, **160**, 1–301, 86 Taf., Moskva.
- MU, X. (1991): Fossil Udoteaceae and Gymnocodiaceae. – [In:] RIDING, R. (Hrsg.). Calcareous algae and stromatolites, 146–166, 3 Abb., 1 Taf., Berlin-Heidelberg-New York (Springer-Verlag).
- PETRYK, A.A. & MAMET, B. (1972): Lower Carboniferous algal microflora, southwestern Alberta. – Can Jour. Earth Sci., **9**, 7, 767–802, Ottawa.
- PIA, J. (1912): Neue Studien über die triadischen Siphoneae verticillatae. – Beitr. Pal. Geol. Öst.-Ung. u. Orient, **25**, 25–81, 24 Abb., 7 Taf., Wien-Leipzig.
- PIA, J. (1920): Die Siphoneae Verticillatae vom Karbon bis zur Kreide – Abh. zool.-botan. Ges. Wien, **11**, 2, 1–263, 27 Abb., 8 Taf., Wien.
- PIA, J. (1926): Pflanzen als Gesteinsbildner. – 355 S., 166 Abb., Berlin (Borntraeger).
- PIA, J. (1927): Thallophyta. – [In:] HIRMER, J. (Hrsg.): Handbuch der Paläobotanik, 31–136, Abb. 14–129, München-Berlin (Ouldenburg).
- PIA, J. (1937): Die wichtigsten Kalkalgen des Jungpaläozoikums und ihre geologische Bedeutung. – Congr. Strat. Carb. Heerlen, CR2, 765–856, 2 Abb., 13 Taf. (85–97), Heerlen.
- ROTHPLETZ, A. (1894): Ein geologischer Querschnitt durch die Ost-Alpen nebst Anhang über die sog. Glarner Doppelfalte. – IV + 1-268, 115 Abb., 1 Profiltaf., 2 Taf., Stuttgart (Schweizerbart).
- ROUX, A. (1983): Genre *Palaeoporella* STOLLEY, 1893. – [In:] BASSOULET, J.P., BERBIER, P., DELOFFRE, R., GENOT, P., PONCET, J. & ROUX, A. (1983): Les Algues Udoteacées du Paléozoïque au Cénozoïque. – Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, **7**, 2, 550–565, Pau.
- STOLLEY, E. (1893): Ueber silurische Siphoneen. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., **2**, 135–146, 2 Taf., Stuttgart.
- TOULA, F. (1884): Geologische Untersuchungen im westlichen Theile des Balkan und in den angrenzenden Gebieten. – Sitzungsber. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **88**, (1883), 1279–1377, 6 Abb., 9 Taf., Wien.
- VACHARD, D. (1993): Algues, pseudo-Algues et microfacies carbonates du Devonien du Domaine Ligerien (Massif Armoricaïn, France). – Palaeontogr., **229**, 1–3, 53–113, 16 Abb., 1 Tab., 7 Taf., Stuttgart.
- ZARNADINI, J. (1843): Corallinee. – [In:] Enciclopedia Italiana e Dizionario della Conversazione, **6**, 1013–1036, Venezia.

Anschrift der Verfasser:

Univ.-Doz. Dr. Bernhard Hubmann, Univ.-Prof. Dr. Alois Fenniger, Institut für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz, Austria

Tafel 1

Längsschnitte, bzw. leicht schräge Längsschnitte von Segmenten von *Pseudopalaeoporella lummatonensis* ELLIOTT, 1961, aus den Barrandeikalken (Mitteldevon, Eifelium) des Grazer Paläozoikum (Fundlokalität: Forstweg Attems, Frauenkogel-Südhang im Göstingbachtal, NW Graz). Beachte subdermale Globuli.

Vergrößerungen: Fig. 1: 26x

Fig. 2: 27x

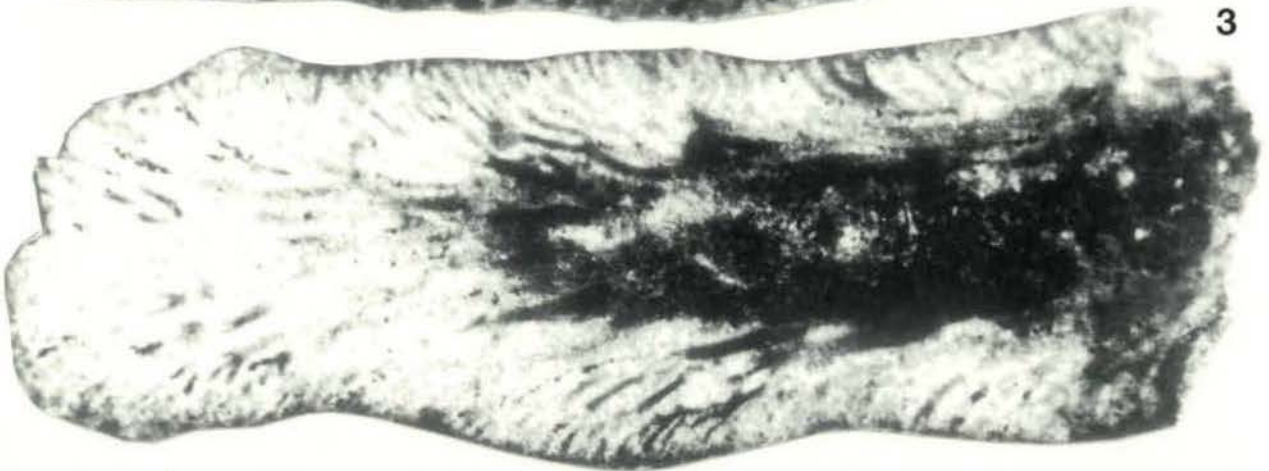
Fig. 3: 37x

Fig. 4: 45x

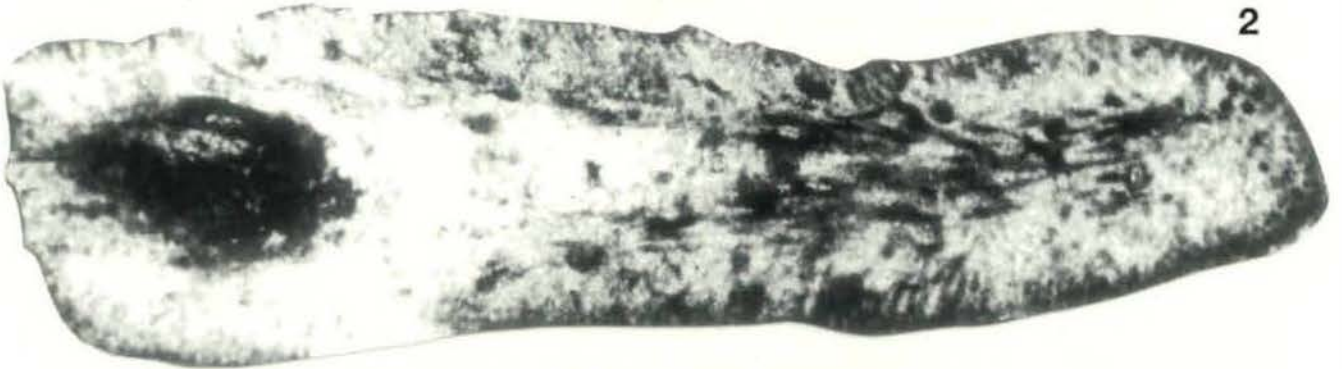
4



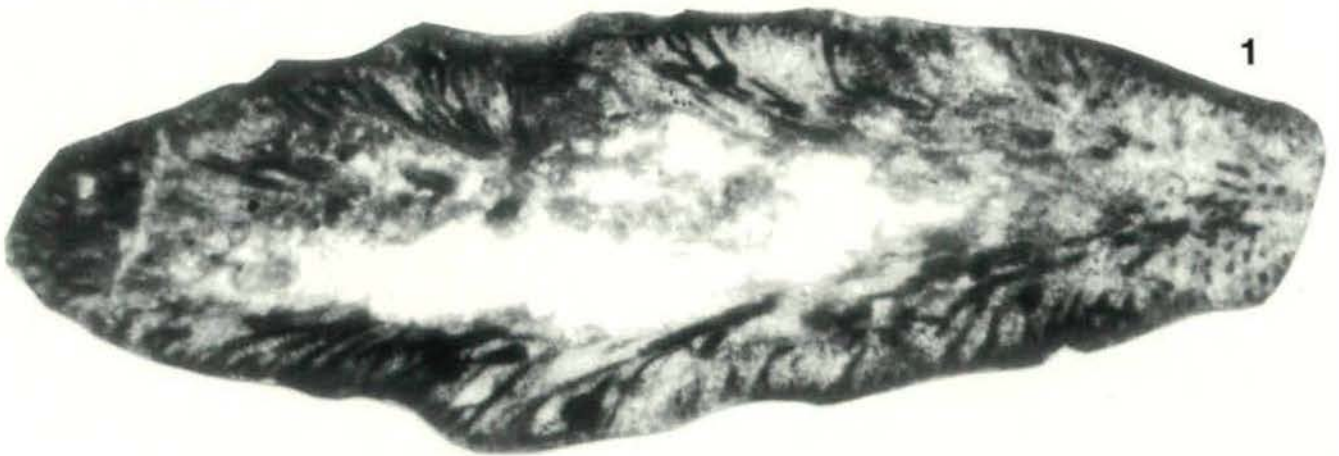
3



2



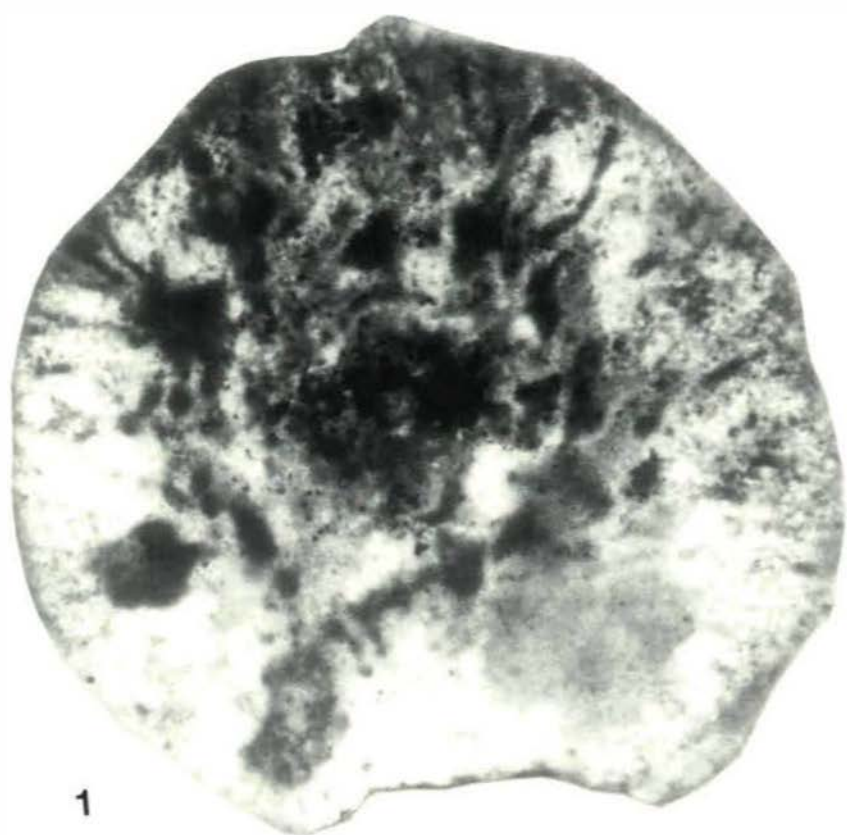
1



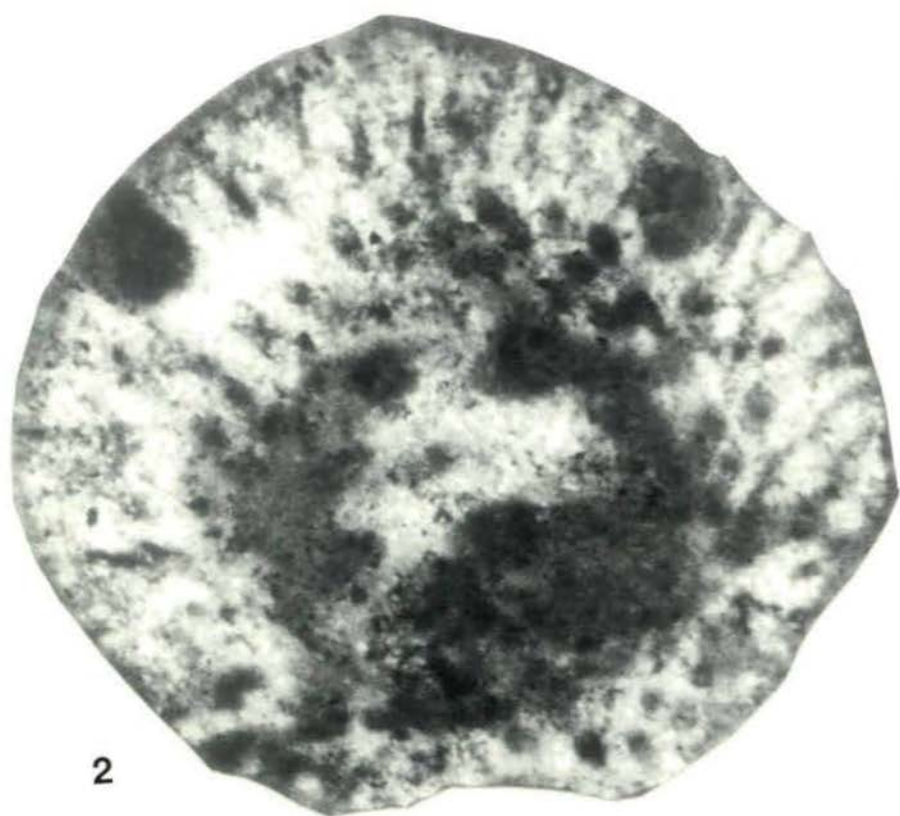
Tafel 2

Fig. 1, 2: Querschnitte durch mit Globuli. Vergrößerungen: 82x

Fig. 3: Längsschnitt eines Thallusfragmentes. Vergrößerung: 60x



1



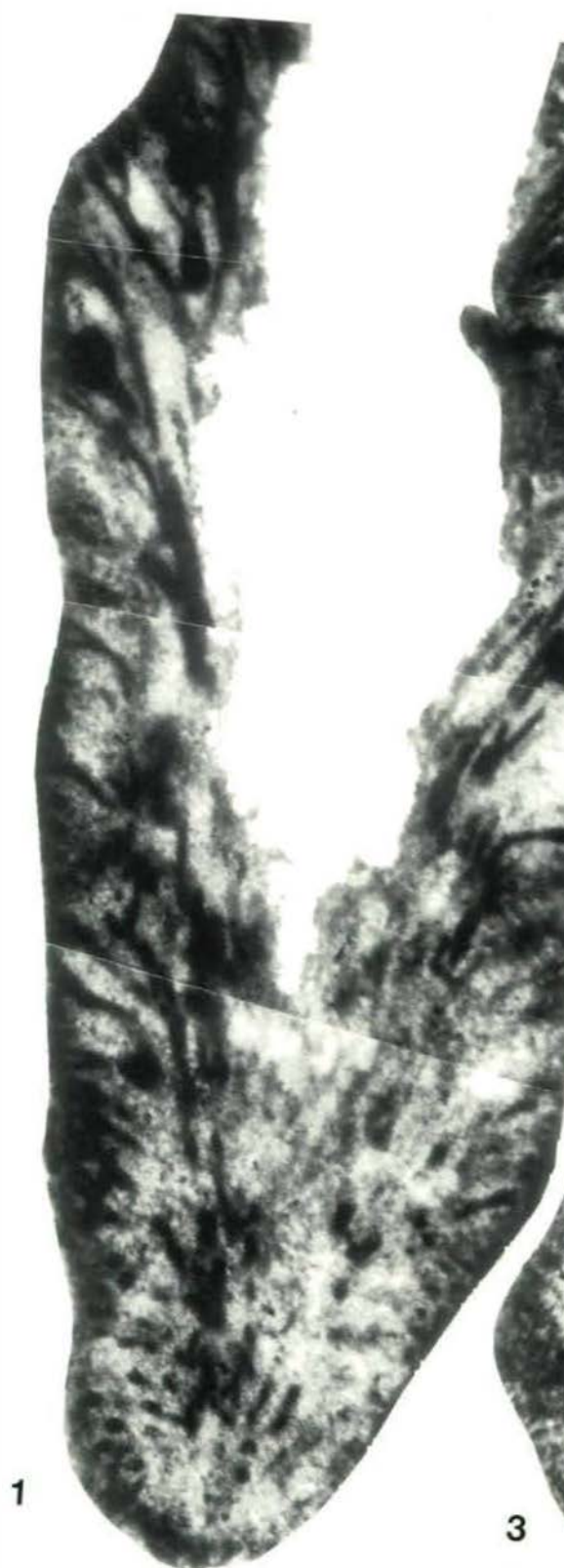
2



3

Tafel 3

- Fig. 1: Etwas schräger Längsschnitt durch Thallussegment von *Pseudopalaeoporella lummatonensis*. Beachte die geringe Verkalkung der (zentralen) Medullarzone und die gut entwickelte corticale Zone (mit Globuli an Filamentsverzweigungen), wie dies bei Gymnocodiaceen charakteristisch ist. Vergrößerung: 45x
- Fig. 2: Schräger Querschnitt. Vergrößerung: 58x
- Fig. 3: Längsschnitt durch (?)apikales Thallussegment. Vergrößerung: 65x
- Fig. 4: Detail mit verzweigenden Cortexfilamenten und globulärer Struktur. Vergrößerung: 63x



UPPER CRETACEOUS TRANSGRESSIVE SHORE ZONE DEPOSITS ('UNTERSBERGER MARMOR' Auct.) IN THE EASTERN PART OF THE TYROL (AUSTRIA): AN OVERVIEW

Diethard Sanders

With 7 figures and 2 plates

Abstract:

At several stratigraphic levels, the Upper Cretaceous of the Northern Calcareous Alps, Austria, contains sheets of carbonate-dominated shore zone deposits that formed as a result of a relative sea-level rise onto previously exposed parts of the Eo-Alpine accretionary wedge. The persistence of a relatively high morphologic gradient and a high rate of relative sea-level rise were prerequisites to the repeated formation of transgressive carbonate shore zone successions over large parts of Late Cretaceous times.

In the western part of the Northern Calcareous Alps, in a Turonian to Santonian succession four intervals of carbonate-dominated shore zone deposits are present, each in the transgressive systems tract of a depositional sequence. Both within an individual sequence and between successive sequences, the shore zone deposits show significant variations in thickness, lithology, stratal packages and sedimentary structures. These differences are ascribed to a transgression onto an articulated morphologic relief, which induced alongshore variations in accommodation space and energy regime.

The transgressive shore zone deposits formed in association with (a) retreating fan deltas and (b) by transgression of more or less steeply inclined to cliffed coasts onto the folded and thrustured, carbonate-dominated sedimentary successions of the Bajuvaric and Tirolic nappe systems. The shore zone successions are up to 40 meters thick and consist of highly variable relative amounts of beachface conglomerates, shoreface conglomerates and associated arenites. The arenites range in composition from arenites composed exclusively of carbonate rock fragments to arenites of mixed siliciclastic/carbonate-lithoclastic composition to, more rarely, hybrid arenites with admixed bioclastic material. The beachface conglomerates occur at the base of the marine transgressive successions, and typically consist of very well-rounded fine gravels to cobbles arranged in subparallel-horizontal to low-angle cross-stratified bedsets. The shoreface conglomerates are intercalated into thicker successions of arenites, and mainly occur in compound channel-fills that locally interfinger with adjacent, cross-laminated arenites. The sedimentary structures in the arenites indicate wave-dominated shorelines. Both the beachface conglomerates and the shoreface conglomerates are commonly devoid of fossils, despite the coeval shelves supported a rich biota. The paucity to absence of fossils in the conglomerates is interpreted as a result of a strong taphonomic bias towards non-preservation in the upper shoreface to beachface environment. In the arenites, the bioclastic fraction typically ranges from zero to about 30 percent. As a result of transgressive reworking, many of the bioclasts are bored, blackened, or are stained red.

Fossiliferous, transgressive shore zone deposits of Turonian and Coniacian age contain corals, rudists, chaetetids, corallines, echinids, bryozoans, miliolids, textulariaceans, ataxophragmines, nezzazatids, *Cuneolina*, *Dictyopsella*, *Montcharmontia* and, rarely, fragments from calcareous green algae. The Santonian transgressive shore zone deposits, by contrast, are characterized by diverse lagenids, branched bryozoans, echinid fragments, rhodoliths, crustose corallines, articulated brachiopods, globotruncanids, ataxophragmines, and sessile foraminifera. Rudists are very rare, and corals and calcareous green algae are absent. Several lines of evidence suggest that the 'foramol' composition of the Santonian transgressive shore zone deposits is neither a result of the coastal depositional system nor of taphonomic loss, but is related to climate or to paleoceanographic conditions.

Zusammenfassung:

Die Obere Kreide der Nördlichen Kalkalpen (Österreich) enthält in mehreren stratigraphischen Niveaus karbonat-dominierte Küstenablagerungen, die sich infolge einer marinen Transgression auf vorher freigelegte Anteile des Eo-Alpinen Akkretionskeils bildeten. Ein vergleichsweise steiles, langlebiges morphologisches Relief der transgredierte Landbereiche und eine hohe Rate des relativen Meeresspiegelanstiegs waren die Voraussetzungen für die wiederholte Ablagerung karbonat-dominierter transgressiver Küstenabfolgen über einen langen Zeitabschnitt der Späten Kreide.

Im Turon bis Santon des westlichen Teils der Nördlichen Kalkalpen kommen, jeweils im transgressiven Systemtrakt einer Ablagerungssequenz, insgesamt vier dickere Intervalle karbonat-dominierter Küstenablagerungen vor. Sowohl zwischen verschiedenen Sequenzen als auch innerhalb einer Sequenz weisen die transgressiven Küstenabfolgen deutliche Unterschiede in Dicke, Lithologien und Sedimentstrukturen auf. Diese Unterschiede sind Ausdruck einer Transgression auf ein gegliedertes morphologisches Relief, das zu küstenparalleler Schwankungen in Akkomodationsraum und mittlerer Wasserenergie führte.

Die beschriebenen Abfolgen bildeten sich (a) während der Transgression mehr oder weniger steil geneigter Kiesküsten bis Steilküsten auf den gefalteten Untergrund der karbonat-dominierten Abfolgen des bajuwarischen und tirolischen Deckenstapels, und (b) im Zusammenhang mit Fächerdelten. Die transgressiven Küstenabfolgen sind bis zu 40 Meter dick, und bestehen aus sehr veränderlichen Anteilen von Areniten und Konglomeraten des nassen Strandes und des Vorstrandes. Die Konglomerate des nassen Strandes liegen an der Basis der transgressiven Abfolgen, und bestehen meist aus sehr gut gerundeten Feinkiesen bis Grobkiesen, die in subparallelen Bänken bis niedrigwinklig-kreuzstratifizierten Bankgruppen angeordnet sind. Die Konglomerate des Vorstrandes sind in dickere Abfolgen von kreuzlaminierten Areniten eingeschaltet, und kommen als zusammengesetzte Kanalfüllungen vor, die örtlich mit den benachbarten, kreuzlaminierten Areniten verzahnen. Die sedimentären Strukturen in den kreuzlaminierten Areniten zeigen wellendominierte Küsten an. Die Konglomerate des nassen Strandes und des Vorstrandes sind fast stets fossilifer, obschon die benachbarten Schelfe eine reiche Lebewelt führten. Das Fehlen von Fossilien in den Konglomeraten wird als Ergebnis von Nichterhaltung, d. h. als taphonomischer Effekt interpretiert. In den Areniten liegt der Anteil an Biogenen meist zwischen Null und ungefähr 30 Prozent. Infolge transgressiver Aufarbeitung sind viele der Biogene angebohrt, geschwärzt oder rot imprägniert.

Fossilhaltige transgressive Küstenablagerungen des Turon und Coniac enthalten Korallen, Rudisten, Chaetiden, koralline Algen, Echiniden, Bryozoen, Milioliden, Textulariaceen, Ataxophragminen, Nezzazatiden, *Cuneolina*, *Dictyopsella*, *Montcharmontia* und selten auch Fragmente von Kalkgrünalgen. Die transgressive Abfolge des Santon dagegen ist charakterisiert durch Lageniden, verzweigte Bryozoen, Echiniden, Rhodolithen, krustose koralline Algen, artikulierte Brachiopoden, Globotruncaniden, Ataxophragminen und sessile Foraminiferen. Rudisten sind sehr selten, und Korallen und Kalkgrünalgen fehlen. Die „foramol“-Zusammensetzung der santonen Transgressionsfolge ist weder ein Ergebnis des Küsten-Ablagerungssystems noch von taphonomischem Verlust, sondern hängt möglicherweise mit veränderten klimatischen oder paläozeanographischen Bedingungen zusammen.

Introduction

Although recent gravelly and rocky shores are both widespread and often associated with each other (e. g. BARNES, 1977; SEMENIUK & JOHNSON, 1985), very few descriptions of their geological record exist (JOHNSON, 1988). Gravel shores and rocky shores are typical for coastal areas with high morphological gradients, and are particularly common along active margins (INMAN & NORDSTROM, 1971).

Because of their large scale, accretionary wedges can be classified as first-order morphologic features. Along active margins that are subject to marine transgression, like the Eo-Alpine accretionary wedge during Late Cretaceous times, records of gravelly and rocky shorelines should be quite common in the transgressive systems tract of depositional sequences (SANDERS, 1996a, b; SANDERS et al., 1997; compare also SEMENIUK & JOHNSON, 1985; JOHNSON et al., 1996).

In the Upper Cretaceous of the Northern Calcareous Alps, successions up to several tens of

meters thick that formed in association with both gravelly shores and rocky carbonate shores are present at many locations. These deposits formed during transgression onto the Eo-Alpine accretionary wedge (cf. SANDERS et al., 1997), and provide a rare example for the repeated development of lithoclastic carbonate beach successions within successive depositional sequences. In the regional geologic literature, thicker transgressive successions of carbonate rock conglomerates and associated arenites are informally termed 'Untersberger Marmor' (e.g. TOLLMANN, 1976).

In the western part of the Northern Calcareous Alps, successions that formed in association with Late Cretaceous gravelly and rocky beaches are well-exposed. This paper provides a short overview of the transgressive shore zone deposits, their fossil assemblages and taphonomy. The coastal depositional systems are interpreted from the geologic record, and the significance of the fossil assemblages of the transgressive intervals is discussed.

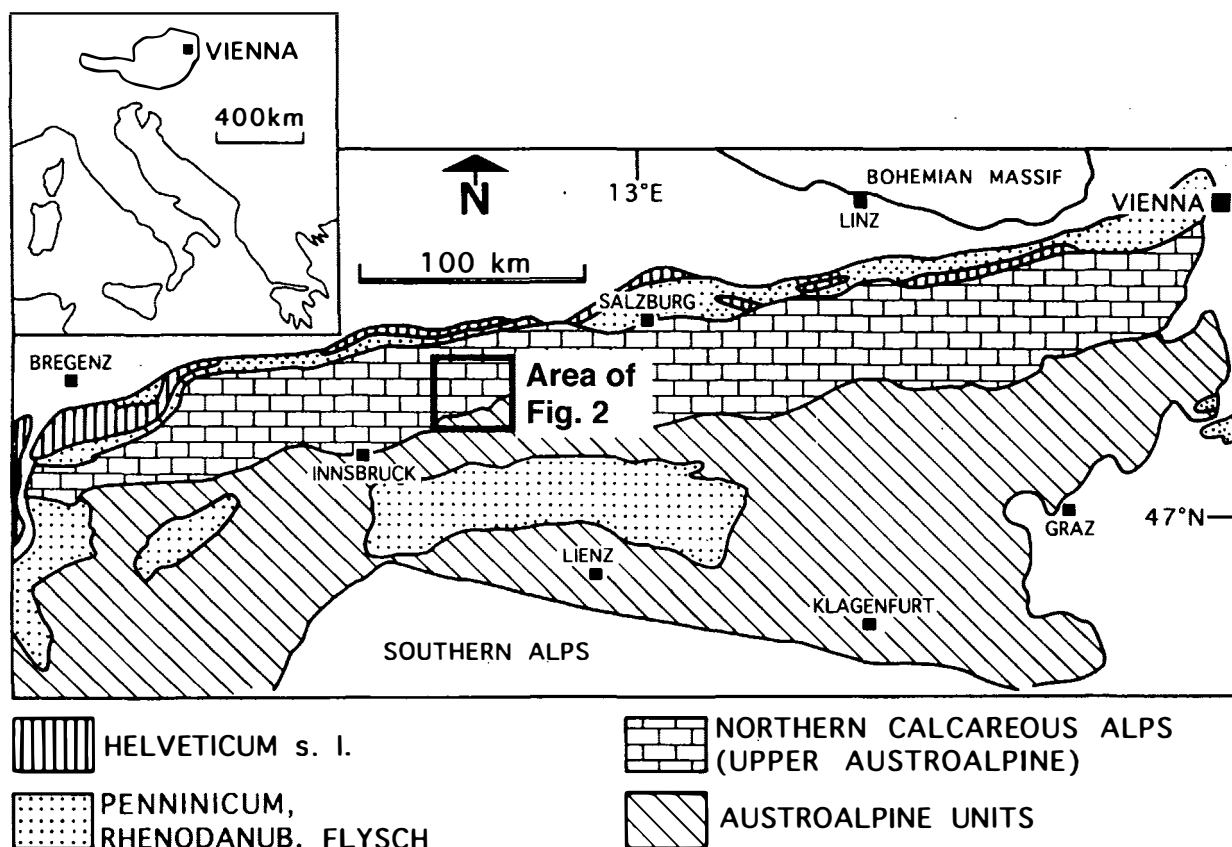


Fig. 1: Position of Austria in Europe (inset), and geological sketch of the Eastern Alps. The area considered in this paper is indicated by heavy black quadrangle.

Geological frame

The Northern Calcareous Alps are part of the Upper Austroalpine tectonic unit (fig. 1). Since the Liassic, the area of the Northern Calcareous Alps was part of the Austroalpine microplate that was situated in a mobile belt along the northern, passive continental margin of the larger Adriatic plate (CHANNELL et al., 1992). From latest Jurassic to Early Cretaceous times, the Austroalpine microplate was situated in a convergent plate tectonic setting, with the consequent formation of detached sedimentary cover nappes that were thrust top-to-west to-northwest (RATSCHBACHER, 1987; RATSCHBACHER et al., 1989; FROITZHEIM et al., 1994) (fig. 2). Subsequent to the Eo-Alpine phase of thrusting and nappe formation, large parts of the Eastern Alps were subject to uplift and erosion, accompanied by extensional collapse of the rising orogen (PLATT, 1986; RATSCHBACHER et al., 1989).

At least in the area of the Northern Calcareous Alps the erosion produced a deeply dissected morphology along the truncation surface at the base of the Upper Cretaceous. Subaerial exposure and a persistent morphologic relief of the basal truncation surface are recorded by a mature paleokarst below the truncation surface, by bauxite accumulations, and by the presence of deposits from alluvial fans and fan deltas both at the base and within the Upper Cretaceous succession. In the area described in this paper, the Gosau Group unconformably overlies Middle Triassic to Jurassic rocks of both the Bajuvaric and Tirolic nappe stacks of the Upper Austroalpine tectonic unit.

From Turonian to Santonian times, the exposed areas became re-submergent, and deposition of the Gosau Group started under overall high subsidence rates (WAGREICH, 1991). The Gosau Group is up to 2500 m thick, and is subdivided into the

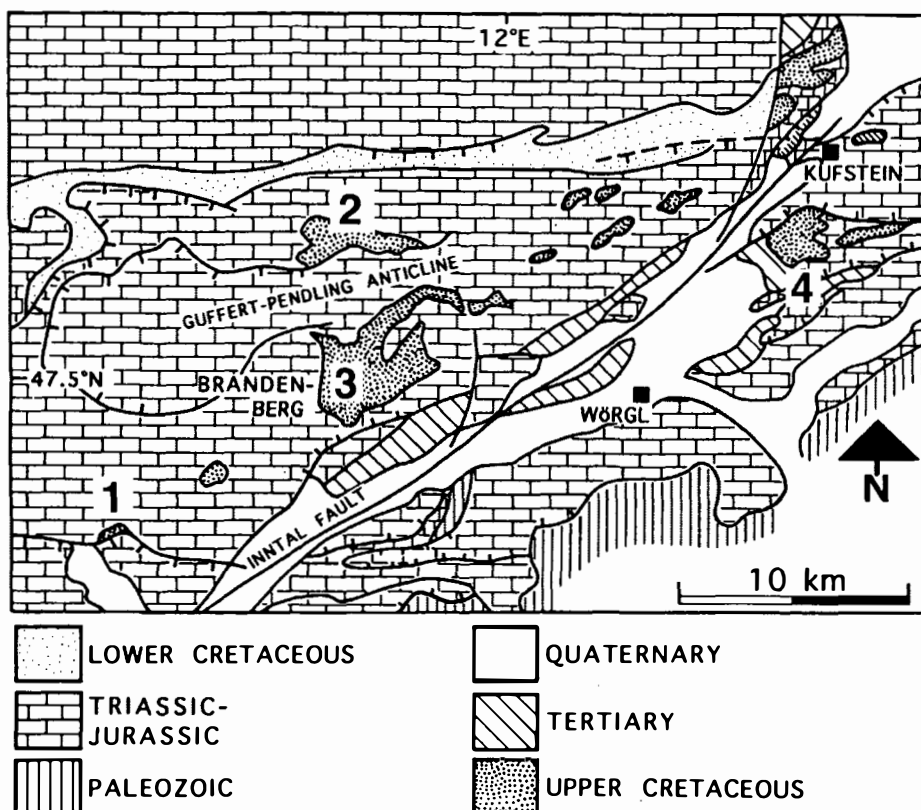


Fig. 2: Geological map of the Lower Inn Valley, with the Upper Cretaceous outcrop areas indicated (simplified from Brandner 1985). The former basement of the Northern Calcareous Alps is represented by metamorphic rocks of Paleozoic age (Northern Greywacke Zone). The Triassic-Jurassic succession is deformed into thrust nappes. The Triassic-Jurassic succession is overlain along a deeply incised truncation surface by Upper Cretaceous deposits which, in turn, are unconformably overlain by Tertiary strata. In the considered area, the Northern Calcareous Alps are cut by a sinistral strike-slip fault (Inntal Fault). The description of Upper Cretaceous shore zone deposits is derived from the outcrops labelled 1 to 4. 1 = Maurach, 2 = Brandenburg (northern part), 3 = Brandenburg (southern part), 4 = Eiberg.

Lower Gosau Subgroup (Upper Turonian to Campanian) that consists mainly of continental to neritic deposits, and the Upper Gosau Subgroup (Santonian to Eocene), which is made up by deep marine deposits (WAGREICH & FAUPL, 1994). In the Lower Gosau Subgroup, in the transgressive systems tracts of depositional sequences, sheets of conglomerates and of arenites composed largely of carbonate rock fragments are locally present that formed during transgression onto the exposed carbonate rock substratum (SANDERS, 1996 a, b). The upper part of the transgressive systems tract and the highstand systems tract of the depositional sequences typically consist of shelf sandstones and shelf marls, and a few intercalated intervals of shallow-marine carbonates (SANDERS et al., 1997). The Upper Cretaceous succession of the area consid-

ered in this paper ranges in age from ?Middle/Late Turonian in the northern part of the Brandenburg area to Maastrichtian at the southern margin of the area of Eiberg (see fig. 2).

Biostratigraphy

In the Upper Cretaceous succession, nannofossils, planktic foraminifera, ammonites and inoceramids provide precise biostratigraphic points of reference, and commonly allow for a chronostratigraphic resolution at biozone level to substage level. In the considered area, the Lower Gosau Subgroup ranges in age from ?Middle/Late Turonian to Late Santonian. For the data base of the

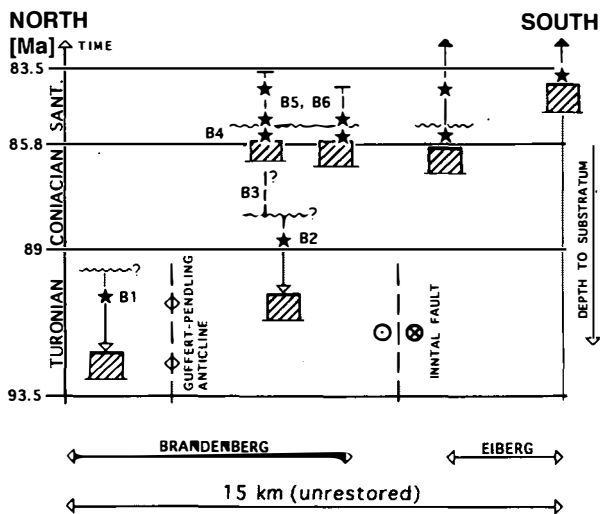


Fig. 3: Combined north-south chronostratigraphic and spatial relations of Upper Cretaceous succession in the area of Brandenburg and Eiberg, relative to the older substratum (cross-hatched). The northernmost, well-dated outcrop in Brandenburg is separated from the southern margin of outcrop at Eiberg by a lateral distance of about 15 km; this distance is unrestored for Tertiary compressive shortening. The trace of the Inntal Fault and the approximate position of the culmination of the Guffert-Pendling anticline are shown (see fig. 2). Numbers B1 to B6 refer to physical stratigraphic units as recognized in the area of Brandenburg. The asterisks indicate the levels with the most precise biostratigraphic datums (at the biozone level), and refer to the chronostratigraphic ordinate on the left margin of the diagram. The vertical distance of each asterisk to the underlying substratum (cross-hatched) indicates the vertical spatial distance of the most precise biomarkers from the local substratum, and refers to the ordinate 'depth to substratum' on the right margin of the diagram. From Brandenburg in the north to Eiberg in the south, an overall younging of the stratigraphic units that are in contact with the substratum is evident.

biostratigraphy of the Upper Cretaceous in the investigated areas see FISCHER (1964), Ibrahim (1976), HERM et al. (1979), Immel et al. (1982), WAGREICH (1992), SUMMESBERGER (1985), TRÖGER & SUMMESBERGER (1994), SUMMESBERGER & KENNEDY (1996), SANDERS et al. (1997), and SANDERS & BARON-SZABO (1997).

Overview

Following the definition of shore zone by INMAN & NORDSTROM (1971), shore zone deposits are designated as all the lithofacies that have been

deposited under the predominant influence of a coastal hydrodynamic regime, i. e. mainly wave-induced currents and tidal currents. In the Upper Cretaceous succession, shore zone deposits from transgressive beaches as well as from regressive beaches are present. In the present paper, only the principal types of deposits are described that formed in association with transgressive beaches, whereas the regressive shore zone deposits are not considered.

From north to south, from the northern margin of outcrop in Brandenburg to the southern limit at Eiberg, the Upper Cretaceous successions that directly overlie the truncated substratum are successively younger (fig. 3). The following description of the shore zone deposits is derived from the stratigraphic units B1 to B4 of Brandenburg, as well as from the Upper Cretaceous of Maurach (SANDERS, 1996 b) and Eiberg (IBRAHIM, 1976; GRUBER, 1995) (see figs. 2, 3). Within the outcrop area of the units B5 and B6, no shore zone deposits are preserved. Because of their differences with respect to lithologies, vertical organization and fossil content, the transgressive shore zone deposits of the Turonian to Coniacian part and of the Santonian part of the Lower Gosau Subgroup are described and interpreted separately.

Turonian and Coniacian shore zone deposits

With respect to grain size, the Turonian to Coniacian transgressive shore zone deposits are subdivided into (1) conglomerates and (2) arenites, which latter consist of variable mixtures of sand composed of carbonate rock fragments, siliciclastic sand, and bioclastic sand. The conglomerates and the arenites typically occur in close vertical association, but locally the entire transgressive shore zone succession consists of arenites.

According to their stratigraphic position, two types of conglomerates can be distinguished, (a) „basal marine conglomerates“ that are present at the base of the marine succession and that either overlie the older carbonate rock substratum or alluvial fan deposits along a wave ravinement sur-

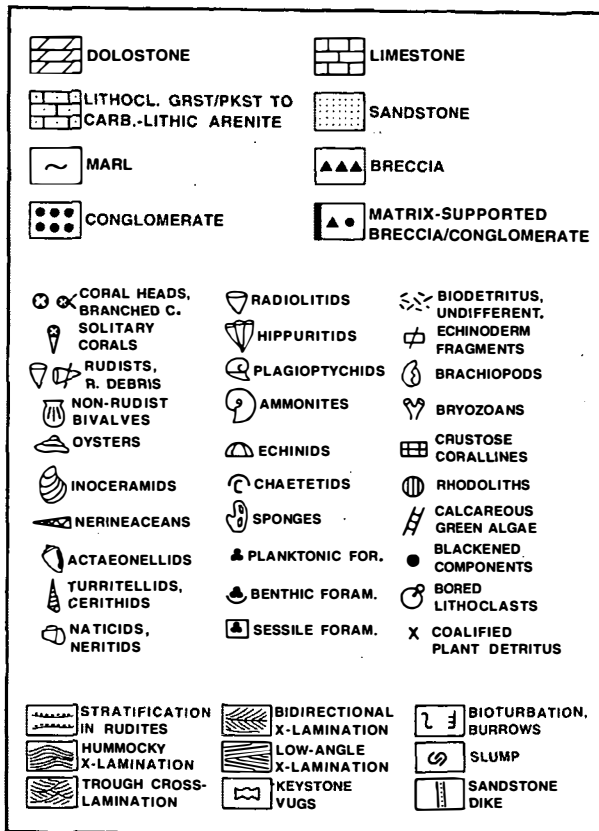


Fig. 4: Key to symbols used in figure 5.

face, and (b) conglomerates within the marine shore zone succession. The basal marine conglomerates are devoid of fossils, and consist of carbonate rock clasts that are derived from the local substratum, mainly Ladinian to Early Jurassic limestones, dolomites and, locally, cherty limestones. The conglomerates build intervals up to 10 meters thick (fig. 5), and typically consist of well- to very well-sorted, fine to coarse gravels of broad rod-shape to highly spherical shape (plate 1/1). Locally, very well-rounded, spherical cobbles to boulders up to 60 cm in size are present, and may comprise a substantial portion of the sediment (plate 1/3). The conglomerate intervals consist of parallel-horizontal to low-angle cross-stratified bedsets, but locally show poor organization with respect to grain size and bedding. Truncated lenses up to a few decimeters thick of parallel-horizontal laminated or wave-ripple laminated arenite are locally intercalated. Intervals of basal marine conglomerates can be

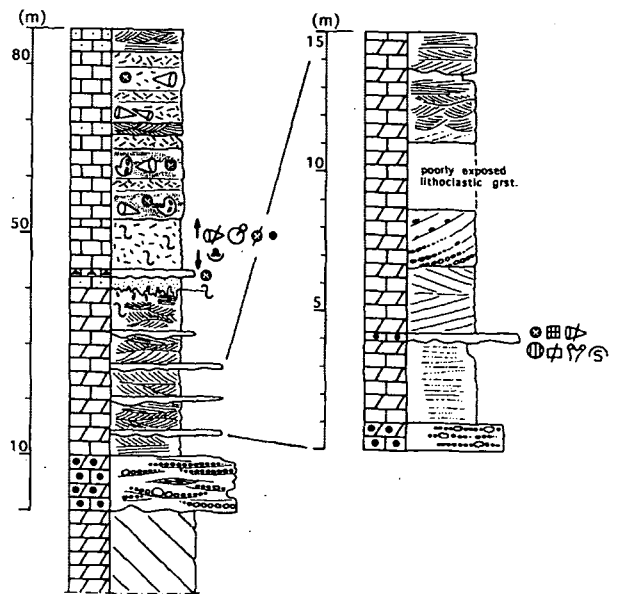


Fig. 5: Lower part of Upper Cretaceous succession in the area of Prinzkopf-Winterstube, Brandenburg (see figure 4 for legend). The substratum is overlain by an interval approximately 10 meters thick of poorly sorted, fine gravel to cobble conglomerates and coarse-grained arenites that are composed exclusively of carbonate rock fragments derived from the older substratum. The conglomerates are overlain by a package some tens of meters thick of arenites with intercalated intervals of conglomerate. Together the arenites and the conglomerates are arranged in upward fining packages (see inset). A package may consist of a conglomerate at the base, overlain by cross-stratified arenite which, in turn, may be topped by an interval of medium- to fine-grained arenites that show trough cross-lamination. Above the succession of arenites, a succession some tens of meters thick is exposed that consists mainly of rudist-coral limestones with intercalated intervals of bioclastic grainstone to packstone.

correlated along strike over several kilometers, and show significant lateral variations with respect to thickness, mean grain size and internal organization. In Brandenburg, at one outcrop a basal marine conglomerate is present that consists of poorly sorted, subrounded fine gravel to cobbles of carbonate rock. The clasts in this „poorly sorted basal conglomerate“ typically are more or less densely penetrated by *Trypanites* borings (including borings produced by lithophagids and by clionids). In the poorly sorted basal conglomerate, coral heads, nerineaceans and rudists are common.

The basal marine conglomerates typically are overlain by intervals up to some tens of meters thick of cross-laminated arenites with intercalated

conglomerates (fig. 5). The cross-laminated arenites show parallel-horizontal lamination, stacked tangential-oblique cross-laminasets separated by reactivation surfaces and, locally, hummocky cross-laminasets. Levels with the trace fossil *Stelloglyphus* are present preferentially within arenites with parallel-horizontal lamination. In the parallel-horizontal and cross-laminated arenites, dewatering structures (thin fluidization channels, distorted cross-lamination) are common. In vertical section, a succession from predominantly parallel-horizontal laminated arenites into, higher up, arenites with stacked tangential-oblique cross-laminasets and, still higher up, to more or less bioturbated arenites with intercalated hummocky cross-laminasets is typical. The arenites range in composition from arenites composed exclusively of carbonate rock fragments to arenites of mixed siliciclastic/carbonate-lithoclastic composition to, more rarely, hybrid arenites with admixed bioclastic material.

The arenites are intercalated with intervals of conglomerates that mainly consist of fine gravels to cobbles of Triassic and Jurassic carbonate rocks and, subordinately, of well- to very well-rounded clasts of volcanic rocks, sandstones, and chert. These conglomerates occur as compound channel-fills up to several meters thick that locally interfinger with the cross-laminated arenites. Internally, the channel-fills consist of stacked conglomerate beds that show high-angle scours at their base. The truncation surface at the base of a compound channel-fill can locally be seen to grade into an otherwise inconspicuous reactivation surface within laterally adjacent arenites with stacked, inclined tangential cross-laminasets. Another variety of these conglomerates commonly consists of well-rounded medium gravels to cobbles. These conglomerates are present in ungraded to indistinctly graded beds up to a few decimeters in thickness. The beds show asymmetric and symmetric high-angle scours at their base, contain arenite rip-up clasts, and are intercalated into arenites with parallel-horizontal laminasets and/or tangential-oblique cross-laminasets. The top of these conglomerate beds is more or less plane. From the top of the beds, lithoclasts locally project upward.

The described conglomerates and the arenites commonly are arranged in stratal packages of a few meters to about 10 meters in thickness (fig. 5). Aside from a local, indistinct fining upward trend, the internal organization of these packages appears to be highly variable, but is always dominated by tangential-oblique cross-lamination, low-angle cross-lamination and, in the upper part of the transgressive successions, may also contain hummocky cross-laminasets. The basal marine conglomerates most commonly are devoid of fossils (see above). The cross-laminated arenites and/or the intercalated conglomerates, however, locally are fossiliferous (fig. 5). The fossils include fragments and more or less complete specimens of corals (coral heads and branched corals), hippuritids (*Vaccinites*), radiolitids, plagiptychids, ostreids, chaetetids, small rhodoliths and fragments from encrusting and branched corallines, echinids, branched and encrusting bryozoans, *Ethelia alba*, miliolids, textulariaceans, ataxophragmines, nezazatids, *Cuneolina*, *Dictyopsella*, *Montcharmontia* and, rarely, fragments from calcareous green algae. Many bioclasts bear micrite rims, or are stained red. Blackened and bored carbonate rock clasts and bioclasts are common, and are locally encrusted by red algae and placopsilinids.

Interpretation

The position of the basal conglomerates at the base of the transgressive marine successions, the very well rounding and the high sphericity of the lithoclasts, and the internal organization of the conglomerates into parallel-horizontal- to low-angle cross-stratified bedsets all indicate that the basal conglomerates were deposited from a gravel beachface (beachface conglomerates; NEMEC & STEEL, 1984; BOURGEOIS & LEITHOLD, 1984). The marked lateral variations of individual intervals of beachface conglomerates mainly with respect to thickness, internal organization, mean grain size, clast sorting and rounding, and fossil content most probably are a result of an interaction between an articulated morphology of the basal truncation

surface and consequent alongshore changes in mean water energy.

Above the beachface conglomerates, in the intervals of arenites and intercalated conglomerates, the intervals of parallel-horizontal laminated arenites and/or low-angle cross-laminated arenites probably were deposited in a foreshore to upper shoreface environment. The described arenites with tangential-oblique cross-lamination record deposition in a wave-tide influenced shoreface environment. At least locally, larger dunes composed of lithoclastic carbonate sand appear to have existed in the shoreface. The hummocky cross-laminated arenites, in turn, record storm deposition in a lower shoreface to offshore-transitional environment.

In the transgressive successions, both the siliciclastic sand and at least a large portion of the sand-sized carbonate rock fragments were derived from fluvial input, and were distributed by longshore drift. Rivers that cross carbonate rock terrains may shed significant amounts of sand-sized carbonate rock fragments into the marine environment, where the sediment is distributed by longshore drift (cf. ZUSCHIN & PILLER, 1994). In the Upper Cretaceous of Brandenburg, fluvial input of substantial amounts of sand-sized carbonate rock fragments is suggested by the observation that such particles also are common in sandstones that have been deposited in association with regressive shore zone successions (cf. SANDERS, 1997; SANDERS et al., 1997). In the transgressive shore zone successions, however, the abundance of sand-sized carbonate rock clasts particularly in the lower, beachface to upper shoreface portion of these successions indicates that biological erosion by boring organisms combined with physical coastal erosion by storm waves was a major source for the carbonate-lithoclastic sand.

The arenites that consist exclusively of carbonate rock fragments, and the arenites that consist of both carbonate rock fragments and less than 50 percent siliciclastic sand pose a problem in arenite classification. As discussed by ZUFFA (1985), in orogenic belts where cannibalization of older sediments is common, carbonate rock fragments may be carried to the sea by rivers and may originate

from 'submarine sources'. If they are of fluvial origin, these carbonate particles are classified as extrabasinal, but if they originated in the marine environment, they are intrabasinal (ZUFFA, 1985: 171f.). As mentioned, the carbonate rock fragments most probably were derived from both coastal erosion and fluvial input. The carbonate rock fragment-arenites thus cannot be classified as 'carbonate extrarenites'. The interpretation that the composition 'carbonate extrarenite' can be used as a reference point on a classification tetrahedron, and indicates both the composition and the origin of the arenite within one term (ZUFFA, 1985: fig. 11, p. 184) thus is not valid in the present case. It is also not possible to classify the described Upper Cretaceous arenites as a hybrid between carbonate extrarenites and carbonate intrarenites, since the latter are defined to be of allochemical composition (ZUFFA, 1985). To date, it appears best to designate the discussed arenites with descriptive terms (see above).

The conglomerates that are intercalated into the cross-laminated arenites show diagnostic features of shoreface conglomerates, including their occurrence within channels and as compound channel-fills, the high-angle scours at the base of individual conglomerate beds, and the evidence for wave-included reworking of some of the bed tops (cf. NEMEC & STEEL, 1984; BOURGEOIS & LEITHOLD, 1984; LEITHOLD & BOURGEOIS, 1984). The clasts of the thin conglomerate beds with the basal high-angle scours and the projecting lithoclasts at their top may have been transported by a non-cohesive gravity flow (cf. NEMEC & STEEL, 1984). The asymmetric cross-section of many of the high-angle scours at the base of the conglomerate beds strongly suggests that they were excavated by currents at least with a predominant unidirectional component (LEITHOLD & BOURGEOIS, 1984), probably by flows of fluidal rheological behaviour (cf. SHANMUGAM & MOIOLA, 1997; SHANMUGAM et al., 1997). The presence of size-grading in some of the conglomerate beds indicates that these have been deposited by suspension fallout. During the stage of waning flow competence, however, at least some of the sediment-laden flows may have undergone a change

to a state that prevented suspension fallout. The absence of size-grading and the projecting lithoclasts in some of the conglomerate beds suggests that, as dispersive pressure from clast collisions became the prime mechanism for clast support during waning flow competence, these flows may have passed through a short stage of rheological debris flow, which was then stopped by frictional freezing (compare SHANMUGAM & MOIOLA, 1997; SOHN et al., 1997). Enrichment of the gravels due to sand winnowing by fluid flows (AIGNER & FÜTTERER, 1978; CHIOCCI & CLIFTON, 1991) is impossible, since the vertically associated arenites are devoid of or contain only very few and significantly smaller lithoclasts. The marked rarity of burrows in the arenites also precludes an initiation of the high-angle scours from burrows (cf. LEITHOLD & BOURGEOIS, 1984; CHIOCCI & CLIFTON, 1991). In Brandenburg the high-angle scours were observed exclusively at the base of conglomerate beds. No high-angle scours were observed in sandstone that are filled by sandstone (LEITHOLD & BOURGEOIS, 1984; CHIOCCI & CLIFTON, 1991). Thus, a direct causal connection between conglomerate transport/deposition and the formation of the high-angle scours can be assumed. It is doubtful whether storm rip currents are powerful enough to transport a sheet of coarse gravels and cobbles by traction and saltation. To date, no recent analogues for high-angle scours are known (LEITHOLD & BOURGEOIS, 1984). Shoreface conglomerates like those exposed in the area of Brandenburg may be typical for shore zones with high gradients, including the subaqueous part of high-gradient fan deltas (cf. PRIOR & BORNHOLD, 1988).

In the successions of arenites and shoreface conglomerates, the overall vertical change from predominantly parallel-horizontal laminated arenites into arenites with inclined cross-lamination and, finally, into hummocky cross-laminated arenites, the overall vertical decrease in both bed thickness and amalgamation of the shoreface conglomerates, an overall fining-upward development, and the vertical increase in burrowing all indicate a deepening. Where the beachface conglomerates and the overlying arenites and shore-

face conglomerates overlie alluvial fan deposits, they probably have been deposited in the subaqueous part of an active fan delta. As mentioned, in the fining upward stratal packages the sedimentary structures and their vertical arrangement appear to be quite complex, but always indicate sediment accumulation in a high-energy shoreface to foreshore environment. In this environment, periods of prevailing erosion may change with periods of prevailing accumulation, giving rise to very complex vertical arrangements of sedimentary structures.

In both the beachface and in the shoreface conglomerates, the absence or paucity of fossils can be ascribed to taphonomic loss related to the extremely abrasive upper shoreface to beachface environment of gravelly beaches. Along low-energy, wave-dominated gravelly shorelines of the recent Mediterranean, for instance, the beachface to proximal backshore is often devoid of even very robust shells (e. g. littorinid shells), although the closely adjacent shoreface environment supports a rich biota. During storms, the gravels are moved by wave uprush and backwash across the beachface, thereby destroying any shells. The fossiliferous, 'poorly sorted basal conglomerate' (see above) has been deposited along a coastal sector of very low wave energy, which allowed for the preservation at least of coral skeletons and the shells of nerineaceans and hippuritids. In the fossiliferous arenites, the mixing of skeletal fragments from organisms that preferred different habitats (quiet lagoonal environments: calcareous green algae, *Cuneolina*, *Dictyopsella*, *Montcharmontia*, sponges; agitated, open subtidal environments: massive corals, hippuritids), and the bioerosion and encrustation of many of the bioclasts indicate that a large portion of the bioclasts probably was reworked during transgression and that the assemblage is strongly time-averaged (cf. FÜRSICH & ABERHAN, 1990).

For successions that consist of coastal conglomerates and associated arenites that grade up-section into fossiliferous shelf deposits, the depositional system can be subdivided into a beachface-to-upper shoreface belt and a lower shoreface-to-offshore belt. The beachface-to-upper

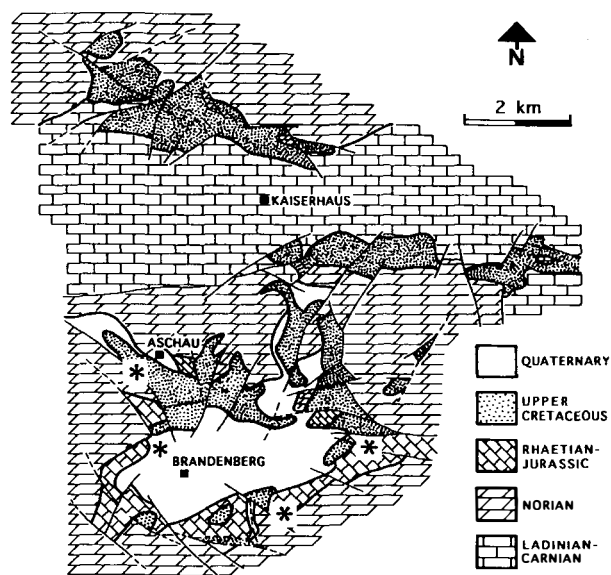


Fig. 6: Simplified geological map of the Brandenburg outcrop area. In the southern part of the area, erosional remnants up to some tens of meters thick of a karstified and truncated Upper Cretaceous succession composed mainly of shallow-water limestones are present. The location of the larger remnants is indicated by asterisks.

shoreface belt is characterized by conglomerates that are poor in or devoid of fossils because of extreme taphonomic loss in the highly abrasive, storm-wave dominated shore zone, although this zone nearly certainly was colonized by diverse organisms (gastropods, rudists, corals). In the lower shoreface-to-offshore belt the shelly biota were largely preserved.

Santonian shore zone deposits

The Santonian transgressive succession of Brandenburg and Eiberg overlies truncated and karstified carbonate rocks of Triassic, Jurassic and Late Cretaceous age. In Brandenburg, the Upper Cretaceous rocks below the Santonian succession are confined to small remnants of karstified shallow-water limestones; these remnants record sub-aerial exposure and strong erosion before and during the Santonian transgression (fig. 6) (SANDERS et al., 1997). At Eiberg, coral-rudist boundstones

were found in one small, isolated outcrop closely above the older substratum (GRUBER, 1995), which thus may similarly represent an erosional remnant of a pre-Santonian carbonate rock succession.

The Santonian transgressive succession consists largely of clast- to lime mud matrix-supported arenites composed of carbonate rock fragments; these arenites typically contain a few percent to about 30 percent of biogens and, locally, a few percent of siliciclastic sand. Both in Brandenburg and at Eiberg, very poorly sorted, clast- to matrix-supported, lithic calcirudites (breccias and/or conglomerates) are locally present at the base of the Santonian (plate 1/2). The thickness of the calcirudite intervals varies from zero to about 20 meters within short lateral distances (see also IBRAHIM, 1976). The calcirudites typically consist of fine gravel- to cobble-sized lithoclasts of Triassic, Jurassic and Upper Cretaceous carbonate rocks that commonly are penetrated by *Trypanites*; isolated boulders up to more than one meter in size are also present. The calcirudites contain a matrix of arenites that are composed of carbonate rock fragments derived from the local substratum; the arenites locally contain admixed bioclastic material, mainly fragments from inoceramids and other non-rudist bivalves, bryozoans, echinoderms, smaller benthic foraminifera (incl. lagenids), a few ostracods and, locally, a few globotruncanids and radiolarians (see also IBRAHIM, 1976).

Locally, at and near the base of the Santonian transgressive succession, more or less well-rounded to highly spherical, isolated gravels to boulders of Triassic, Jurassic and Upper Cretaceous carbonate clasts float within the arenites (plate 1/3). At many locations, the described basal calcirudites are absent, and the substratum is directly overlain by a succession some tens of meters thick of arenites. Along the contact, the older carbonate rocks are either penetrated by *Trypanites*, or the surface of contact is plane and unbored. Near its base, the Santonian transgressive succession locally shows poorly defined horizontal parallel lamination and a few inclined tangential laminasets. Locally, near the base of the succession, beds of coarse gravel to

cobble conglomerate with asymmetric high-angle scours at their base and projecting lithoclasts at their top are intercalated (plate 2/1). The lithoclasts may be unbored, or are penetrated by *Trypanites* (plate 2/2). Up-section, the arenites become bioturbated, contain an increasing amount of siliciclastic sand and a few beds with possible hummocky cross-lamination.

The arenites consist mainly of sand-sized carbonate rock fragments that are derived from the local Triassic to Upper Cretaceous substratum (see also GRUBER, 1995). Locally, isolated reworked bioclasts from Upper Cretaceous shallow-water lithologies are common, and include fragments from corals, rudists, and smaller benthic foraminifera. The isolated bioclasts are typically blackened or stained red, and may be heavily bored. The reworked coral fragments are strongly diagenetically altered (red/green staining, both skeleton and polyparia replaced by pseudosparite and/or blocky calcite spar). The biogenic fraction of the arenites is dominated by diverse lagenids (e. g. *Lenticulina*), fronds from branched bryozoans, echinoid fragments, rhodoliths of *Archaeolithothamnium*, fragments from encrusting corallines, and a few fragments from rudists and non-rudist bivalves, including inoceramids (plate 2/3). Subordinately, brachiopods (incl. rhynchonellids), globotruncanids, rotaliids, ataxophragmiines, placopsilinines, miliolids, textulariaceans, serpulid tubes, fish teeth, and a few radiolarians and radiolite fragments are present. At least locally, globotruncanids and a few radiolarians are present from the base of the succession, or become fairly common within the first few meters of the succession, despite the entire succession of arenites is significantly thicker (see also IBRAHIM, 1976). In Brandenberg, in the lower part of the Santonian succession very rarely, isolated specimens of small radiolites and small hippuritids were found, but most commonly are absent. In the arenites, many of the bioclasts are more or less fragmented and abraded. The larger bioclasts are locally encrusted by coralline algae and placopsilinines. Echinid spines and lagenid foraminifera often are perforated by microborings, whereas some of the miliolids are black-

ened. The encrustation of the bioclasts, and the microborings and blackening all suggest that the taphocoenosis is strongly time-averaged by transgressive reworking.

Interpretation

For the described succession, the local presence of a laterally discontinuous veneer of gravels to boulders from Triassic to Upper Cretaceous rocks embedded in a matrix of arenites, the sharp and locally bored contact between the truncated substratum and the transgressive arenite succession, the absence of sedimentary structures that indicate a foreshore environment, and the presence of globotruncanids even in the lowest part of the succession all suggest that the Santonian transgressive succession was deposited from a more or less steeply inclined to cliffed carbonate rock coast (cf. SEMENIUK & JOHNSON, 1985).

Rocky shores are features of erosion, and are characterized by a large difference between their depositional morphology and their geologic record. What is an impressive cliff coast at the time of transgression is recorded as a gently dipping sheet of transgressive lithologies above a plained, truncated substratum (FLINT & SKINNER, 1974; SEMENIUK & JOHNSON, 1985).

Both the facies associations from cliff coasts and the above described gravel coasts are not mutually exclusive as, in the Holocene, cliff coasts and gravel coasts often are laterally juxtaposed. Because of their typically articulated morphology, rocky to gravelly shorelines are characterized by a large and rapid lateral variability of their record both on a scale of individual headlands and embayments (hundreds of meters to kilometers) as well as on the scale of entire coastal segments (kilometers to tens of kilometers; cf. Semeniuk & Johnson, 1985) (fig. 7). Because of the lateral variability of high-gradient coastlines, particularly in areas that consist of karstified carbonate rocks, fan deltas thus may laterally co-exist with cliff coasts and with coastal sectors of relatively gentle gradient (fig. 7).

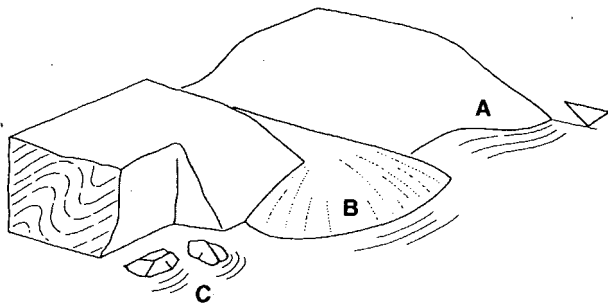


Fig. 7: Scheme of transgression onto carbonate rock substrate, and onto the subaerial part of fan deltas. A laterally highly variable coastal morphology is typical for high-gradient carbonate rock shorelines along active margins, including coastal sectors of relatively low inclination (A), fan deltas (B), and cliff coasts (C). Because of the articulated coastal morphology and a different relative rate or nature of processes (i. e. active sediment input along the fan deltas), the resulting transgressive record is highly variable in space and time. See text for further discussion.

As mentioned, the arenites and associated conglomerates are informally designated as 'Untersberger Marmor' (e. g. TOLLMANN, 1976). Based on occasional findings of rudists or corals, the Untersberger Marmor has been variously designated as 'reef-related' deposit. In the described outcrops of Untersberger Marmor in the eastern part of the Tyrol, an interpretation in terms of reef-related deposits is precluded, and an origin from transgressive gravelly to rocky shorelines is indicated. A cursory investigation of other outcrops of the Gosau Group (Gosau, Weisswasser, Gams) indicates that this interpretation at least largely holds also for the other outcrops of Untersberger Marmor.

Significance of sediment composition

In the Turonian to Coniacian shore zone deposits the common presence of corals, nerineacean gastropods and smaller benthic foraminifera that occur in the southern Tethyan realm (*Cuneolina*, *Montcharmontia*, *Dictyopsella*, Nezzazatidae; cf. SARTORIO & VENTURINI, 1988) clearly indicate a tropical depositional environment. In the Santonian transgressive succession both of Brandenburg and Eiberg, by contrast, the absence of corals,

nerineaceans, of south tethyan smaller benthic foraminifera and calcareous green algae, the rare presence of rudists, and the richness of the sediment in bryozoans, echinoderms, red algae, fragments from non-rudist bivalves, and smaller benthic foraminifera of unspecific paleobiogeographic affinity (see also IBRAHIM, 1976; GRUBER, 1995) imparts a 'temperate' aspect to the sediment (cf. CARANNANTE et al., 1988; HAYTON et al., 1995; FORNOS & AHR, 1997). In thin section, the Santonian shore zone deposits are closely similar in character to transgressive sediments from fossil temperate carbonate shelves, as e. g. the Miocene temperate shelves on top of the peri-Adriatic platforms (cf. SIMONE & CARANNANTE, 1988; VECSEI & SANDERS, in press), and to sediment compositions from recent temperate carbonate shelves (cf. CARANNANTE et al., 1988; HAYTON et al., 1995; FORNOS & AHR, 1997).

In the succession of the Lower Gosau Subgroup, fossils from the Temperate paleobiogeographic realm are locally common, including inoceramids and other non-rudist bivalves, and gastropods. At least the major part of the Temperate zone fossils inhabited the middle to outer shelf, and their presence can be interpreted in terms of an at least episodic impingement of cooler shelf- to slope waters (see SANDERS et al., 1997, for discussion and references). Data from land plant assemblages of the Lower Gosau Subgroup suggest that the flora consisted mainly of forms adapted to a humid, temperate, and seasonally cooler climate (KERNER-MARILAUN, 1935; TYROFF, 1984). This is indirectly supported by the position of the Gosau depositional area near the northern limit of the tropical environment, at 30–35° northern paleolatitude (MAURITSCH & BECKE, 1987; DECOURT et al., 1993). This paleolatitude most probably was affected by a monsoonal atmospheric circulation system (PARRISH & CURTIS, 1982).

While the Late Cretaceous shallow neritic environment was of subtropical-tropical character, the deeper neritic environment thus probably was subject at least to episodic incursions of cooler waters. Some mixing between temperate and tethyan faunal elements may be because of bioturbation and/or subsequent reworking, as in the ne-

ritic environment the record of environmental changes typically is blurred (e. g. ANDERSON et al., 1997).

Even along low-energy rocky coasts, water depths of more than 10 meters to some tens of meters are common closely seaward from or immediately seaward of the shoreline (e. g. BLANC, 1972; FORNOS & AHR, 1997). In the area of Brandenburg, at least locally water depths of some tens of meters along the fringe of the Santonian transgression are suggested by the presence of penecontemporaneous planktic foraminifera and radiolarians, and by the paucity of sedimentary structures that suggest a shore zone depositional environment of continuous water agitation. To judge from the few described examples of Late Cretaceous rocky shore successions, the sediment composition of the Santonian transgressive lithologies is more similar to rocky shore deposits from the Temperate realm (cf. SURLYK & CHRISTENSEN, 1974) than to rocky shore deposits from Late Cretaceous tropical environments, where encrusting corals and rudists are common (cf. JOHNSON et al., 1996). Along recent tropical rocky shores, corals are very common, as are coral reefs that are attached to steeply inclined to subvertical cliffs, or that may grow in small, sheltered embayments between cliff headlands (e.g. BARNES & HUGHES, 1988), even if the immediately adjacent water is some tens of meters deep (own obs.). If corals and rock-encrusting rudists (rudists of 'clinger' morphotype; SKELTON & GILL, 1991) are widespread faunal elements of Late Cretaceous rocky shores (cf. JOHNSON et al., 1996), corals and clinger rudists thus should be common in the Santonian transgressive shore zone deposits. This is not the case. In Brandenburg, in comparable shore zone deposits of Turonian to Coniacian age, the common presence of fossils of clearly tropical character further underscores that if such organisms had been present during the Santonian transgression, they became fossilized. The combined evidence thus strongly suggests that the sediment composition of the Santonian transgressive shore zone deposits provides a record of 'temperate' paleoceanographic conditions. The temperate aspect of the Santonian transgressive deposits may be related to climate, or to stratification

of the water column, or to an episodic shifting of oceanic fronts.

Based on fossil land plants, the persistently tropical character of the depositional environment of the Gosau Group has been questioned much earlier by KERNER-MARILAUN (1935). BRINKMANN (1932) compared the cephalopod fauna from Eiberg to the cephalopod faunas from Germany. IMMEL et al. (1982) found similarities between the Santonian cephalopod fauna from Brandenburg and faunas from the South Temperate realm, and speculated on a possible influx of cooler waters from the Boreal Realm. Elsewhere in the Lower Gosau Subgroup, the presence of diagnostic temperate zone fossils provides clear evidence for the intermittent presence of cooler waters (KOLLMANN, 1980, 1992; DHONDT, 1987), and several lines of evidence now suggest that the Upper Cretaceous shelf successions of the Northern Calcareous Alps cannot be viewed as of tropical character throughout (see SANDERS et al., 1997 for full discussion and references). The entire area most probably was subject to environmental changes that are related to the position of the depositional environment close to or along the boundary between the Teythan and the Temperate realm, respectively. The described transgressive shore zone successions thus provide an hitherto unappreciated, additional record of environmental changes.

Conclusions

In the Upper Cretaceous of the Northern Calcareous Alps, carbonate-dominated shore zone deposits are present that formed as a result of a marine transgression onto previously exposed parts of the Eo-Alpine accretionary wedge. In the Turonian to Santonian succession of Brandenburg and Eiberg, four major intervals of transgressive carbonate-dominated shore zone deposits are present, each in the transgressive systems tract of a depositional sequence. The shore zone deposits show significant variations in thickness, lithology, stratal packages and sedimentary structures, as a

result of a transgression onto an articulated morphologic relief, which induced alongshore variations in accommodation space and energy regime. The transgressive shore zone deposits formed in association with transgression of wave-dominated shorelines over (a) fan deltas and (b) over the inclined to cliffed carbonate-dominated substratum. The shore zone successions are up to 40 meters thick and consist of highly variable relative amounts of beachface conglomerates, shoreface conglomerates and associated arenites. Because of a strong taphonomic loss in the wave-dominated beachface to upper shoreface environment, both the beachface conglomerates and the shoreface conglomerates are commonly devoid of fossils. In the arenites, the bioclastic fraction typically ranges from zero to about 30 percent. As a result of transgressive reworking, many of the bioclasts are bored, blackened, or are stained red. The transgressive shore zone deposits of Turonian and Coniacian age contain corals, rudists, and smaller benthic foraminifera of south tethyan affinity. In the Santonian transgressive shore zone deposits, by contrast, corals, rudists and sponges are very rare to absent, and the sediment is of foramol composition. Several lines of evidence suggest that the „foramol“ composition of the Santonian transgressive shore zone deposits is related to the presence of cooler waters.

Acknowledgements

Karl Krainer is thanked for a review. Monika Tessadri-Wackerle processed some of the figures. Financial support from project P-10719 GEO is gratefully acknowledged.

References

- AIGNER, T. & FÜTTERER, E. (1978): Kolk-Töpfe und -Rinnen (pot and gutter casts) im Muschelkalk-Anzeiger für Wattenmeer? – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **156**, 285–304.
- ANDERSON, L. C., SEN GUPTA, B. K., MCBRIDE, R. A. & BYRNES, M. R. (1997): Reduced seasonality of Holocene climate and pervasive mixing of Holocene marine section: Northeastern Gulf of Mexico. – *Geology*, **25**, 127–130.
- BARNES, R. S. K. (1977): *The Coastline*. - John Wiley & Sons, London, 356 pp.
- BARNES, R. S. K. & HUGHES, R. N. (1988): *An Introduction to Marine Ecology*. – Blackwell Scientific, 351 pp.
- BLANC, J. J. (1972): Observations sur la sédimentation bioclastique en quelques points de la marge continentale de la Méditerranée. – In: STANLEY, D. J. (ed.): *The Mediterranean Sea. A Natural Sedimentation Laboratory*, 225–240. – Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., Stroudsburg, Pennsylvania.
- BRANDNER, R. (1985): *Geologie und Tektonik-Geologische und tektonische Übersichtskarte von Tirol*. – In: *Tirol-Atlas* (geleitet von Wilfried Keller). – *Tiroler Heimat. Jahrbuch für Geschichte und Volkskunde*, **48/49**, 3 maps, 12 p. explanatory notes.
- BRINKMANN, R. (1932): Die Ammoniten der Gosau und des Flysch in den nördlichen Ostalpen. – *Beiträge zur Kenntnis der alpinen Oberkreide*, **2**, 1–14.
- BOURGOIS, J. & LEITHOLD, E. L. (1984): Wave-worked conglomerates - depositional processes and criteria for recognition. – In: KOSTER, E. H. & STEEL, R. J. (eds.): *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. – *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, **10**, 331–343.
- CARANNANTE, G., ESTEBAN, M., MILLIMAN, J. D. & SIMONE, L. (1988): Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations. – *Sedim. Geol.*, **60**, 333–346.
- CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & STONER, J. (1992): Paleomagnetism and paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Tectonics*, **11**, 792–810.
- CHIOCCI, F. L. & CLIFTON, H. E. (1991): Gravel-filled gutter casts in nearshore facies-indicators of ancient shoreline trend. – In: *From Shoreline to Abyss*. – *Soc. econ. Pal. Min., Spec. Publ.*, **46**, 67–76.

- DERCOURT, J., RICOU, L. E. & VRIELYNCK, B., eds. (1993): Atlas Tethys. Paleoenvironmental maps. – Gauthier-Villars, Paris, 307 pp., 14 maps, 1 pl.
- DHONDT, A. V. (1987): Bivalves from the Hochmoos Formation (Gosau Group, Oberösterreich, Austria). – *Ann. Naturhistor. Mus. Wien*, **88A**, 41–101.
- FISCHER, P. (1964): Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Unteren Gosau von Brandenburg in Tirol. – *Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. hist. Geol.*, **4**, 127–144.
- FLINT, R. F. & SKINNER, B. J. (1974): *Physical Geology*. – John Wiley & Sons, Inc., New York, 497 pp.
- FORNOS, J. J. & AHR, W. M. (1997): Temperate carbonates on a modern, low-energy, isolated ramp: The Balearic platform, Spain. – *Jour. Sedim. Res.*, **67**, 364–373.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S. & CONTI, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. – *Eclogae geol. Helv.*, **87**, 559–612.
- FÜRSICH, F. T. & ABERHAN, M. (1990): Significance of time-averaging for paleocommunity analysis. – *Lethaia*, **23**, 143–152.
- GRUBER, A. (1995): Öffnung und Schliessung von Tertiärbecken im Bereich des Eiberger Beckens (Unterinntal, Tirol). Ein strukturgeologischer Beitrag zur Unterinntaler Scherzone. – Unpubl. Diploma thesis, Univ. of Innsbruck, 144 pp., 110 figs., 4 enclosures.
- HAYTON, S., NELSON, C. S. & HOOD, S. D. (1995): A skeletal assemblage classification system for non-tropical carbonate deposits based on New Zealand Cenozoic limestones. – *Sedim. Geol.*, **100**, 123–141.
- HERM, D., KAUFFMAN, E. & WIEDMANN, J. (1979): The age and depositional environment of the 'Gosau'-Group (Coniacian-Santonian), Brandenburg/Tirol, Austria. – *Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. hist. Geol.*, **19**, 27–92.
- IBRAHIM, A. H. M. (1976): Biostratigraphische Untersuchungen mit planktonischen Foraminiferen in der Oberkreide des Gosau-Beckens von Eiberg. – Unpubl. Ph. D. thesis, Univ. of Munich, 170 pp., 19 figs., 11 tables.
- IMMEL, H., KLINGER, H. C. & WIEDMANN, J. (1982): Die Cephalopoden des Unteren Santon der Gosau von Brandenburg/Tirol, Österreich. – *Zitteliana*, **8**, 3–32.
- INMAN, D. L. & NORDSTROM, C. E. (1971): On the tectonic and morphologic classification of coasts. – *Jour. Geol.*, **79**, 1–21.
- JOHNSON, M. E. (1988): Why are ancient rocky shores so uncommon? – *Jour. Geol.*, **96**, 469–480.
- JOHNSON, M. E., LEDESMA-VASQUEZ, J., CLARK, H. C. & ZWIEBEL, J. A. (1996): Coastal evolution of Late Cretaceous and Pleistocene rocky shores: Pacific rim of northern Baja California, Mexico. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **108**, 708–721.
- KERNER-MARILAUN, F. (1935): Das Klimazeugnis der Gosauformation. – *Sitzungsber. österr. Akad. d. Wiss.*, 1935, 267–284.
- KOLLMANN, H. A. (1980): Gastropoden aus der Sandkalkbank (Hochmooschichten, Obersanton) des Beckens von Gosau (OÖ). – *Ann. Naturhistor. Mus. Wien*, **83**, 197–213.
- KOLLMANN, H. A. (1992): Distribution of gastropods within the Cretaceous Tethyan realm. – In: KOLLMANN, H. A. & ZAPFE, H. (eds.): *New Aspects on Tethyan Cretaceous Fossil Assemblages*. – *Österr. Akad. Wiss., Schriftenreihe d. Erdwiss. Komm.*, **9**, 95–128.
- LEITHOLD, E. L. & BOURGEOIS, J. (1984): Characteristics of coarse-grained sequences deposited in nearshore, wave-dominated environments - examples from the Miocene of south-west Oregon. – *Sedimentology*, **31**, 749–775.
- MAURITSCH, H. J. & BECKE, M. (1987): Paleomagnetic investigations in the Eastern Alps and the southern border zone. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 282–308. – Franz Deuticke, Vienna.
- NEMEC, W. & STEEL, R. J. (1984): Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. – In: KOSTER, E. H. & STEEL, R. J. (eds.): *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. – *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, **10**, 1–31.

- PARRISH, J. T. & CURTIS, R. L. (1982): Atmospheric circulation, upwelling, and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic eras. – *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, **40**, 31–66.
- PLATT, J. P. (1986): Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **97**, 1037–1053.
- PRIOR, D. B. & BORNHOLD, B. D. (1988): Submarine morphology and process of fjord fan deltas and related high-gradient streams: modern examples from British Columbia. – In: NEMEC, W. & STEEL, R. J. (eds.): *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*, 121–143. – Blackie and Sons Ltd.
- RATSCHBACHER, L. (1987): Strain, rotation, and translation of Austroalpine nappes. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 237–243. – Franz Deuticke, Vienna.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S. M. & NEUGEBAUER, J. (1989): Extension in compressional orogenic belts: The Eastern Alps. – *Geology*, **17**, 404–407.
- SANDERS, D. (1996 a): Sheets of lithoclastic grainstones record erosion along high-gradient carbonate rock shores: Examples from the Upper Cretaceous of the Tyrol (Austria). – Third meeting of Swiss Sedimentologists, Fribourg, January 1996. Abstracts, p. 20
- SANDERS, D. (1996 b): The Upper Cretaceous near Maurach (Tyrol, Austria). – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, **21**, 123–151.
- SANDERS, D., KOLLMANN, H. & WAGREICH, M. (1997): Sequence development and biotic assemblages on an active continental margin: The Turonian-Campanian of the Northern Calcareous Alps. – *Bull. Soc. géol. France*, **168**, 3, 351–372..
- SANDERS, D. & BARON-SZABO, R. C. (1997): Coral-rudist bioconstructions in the Upper Cretaceous Haidach section (Northern Calcareous Alps, Austria). – *Facies*, **36**, 69–90.
- SARTORIO, D. & VENTURINI, S. (1988): Southern Tethys Biofacies. – *Agip S. p. A.*, San Donato Milanese, 235 pp.
- SEMENIUK, V. & JOHNSON, D. P. (1985): Modern and Pleistocene rocky shore sequences along carbonate coastlines, Southwestern Australia. – *Sedim. Geol.*, **44**, 225–261.
- SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R. J. (1997): Reinterpretation of depositional processes in a classic flysch sequence (Pennsylvanian Jackford Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma: Reply. – *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **81**, 476–491.
- SHANMUGAM, G., BLOCH, R. B., DAMUTH, J. E. & HODGKINSON, R. J. (1997): Basin-floor fans in the North Sea: Sequence stratigraphic models vs. sedimentary facies: Reply. – *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **81**, 666–672.
- SIMONE, L. & CARANNANTE, G. (1988): The fate of foramol ('temperate-type') carbonate platforms. – *Sedim. Geol.*, **60**, 347–354.
- SKELTON, P. & GILI, E. (1991): Palaeoecological classification of rudist morphotypes. – In: SLADIC-TRIFUNOVIC, M. (ed.): *First International Conference on Rudists, October 1988, Proceedings*, 71–86. – Serbian geol. Soc., Belgrade.
- SOHN, Y. K., KIM, S. B., HWANG, I. G., BAHK, J. J., CHOE, M. Y. & CHOUGH, S. K. (1997): Characteristics and depositional processes of large-scale gravelly Gilbert-Type foresets in the Miocene Doumsan fan delta, Pohang Basin, SE Korea. – *Jour. Sedim. Res.*, **67**, 130–141.
- SUMMESBERGER, H. (1985): Ammonite Zonation of the Gosau Group (Upper Cretaceous, Austria). – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **87A**, 145–166.
- SUMMESBERGER, H. & KENNEDY, W. J. (1996): Turonian ammonites from the Gosau Group (Upper Cretaceous; Northern Calcareous Alps, Austria), with a revision of *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER, 1866). – *Beitr. Paläont.*, **21**, 105–177.
- SURLYK, F. & CHRISTENSEN, W. K. (1974): Epifaunal zonation on an Upper Cretaceous Rocky Coast. – *Geology*, **2**, 529–534.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – Franz Deuticke, Wien, 580 pp.
- TRÖGER, K.-A. & SUMMESBERGER, H. (1994): Coniacian and Santonian inoceramid bivalves from the Gosau-Group (Cretaceous, Austria)

- and their biostratigraphic and paleobiogeographic significance. – *Ann. Naturhist. Museum Wien*, **96A**, 161–197.
- TYROFF, H. (1984): *Farne, Koniferen, und Angiospermen aus der Oberkreide von Tambergau (Österreich)*. – *Senckenbergiana lethaea*, **65**, 1–3, 237–255.
- VECSEI, A. & SANDERS, D., Facies analysis and sequence stratigraphy of a Miocene warm-temperate carbonate ramp, Montagna della Maiella, Italy. – *Sedim. Geol.*, in press.
- WAGREICH, M. (1991): Subsidenzanalyse an kalkalpinen Oberkreidesequenzen der Gosaugruppe (Österreich). – *Zentralbl. f. Geol. Paläont.*, **I**, 1645–1657.
- WAGREICH, M. (1992): Correlation of Late Cretaceous calcareous nannofossil zones with ammonite zones and planktonic Foraminifera: the Austrian Gosau sections. – *Cret. Res.*, **13**, 505–516.
- WAGREICH, M. & FAUPL, P. (1994): Paleogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). – *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleocol.*, **110**, 235–254.
- ZUFFA, G. G. (1985): Optical analyses of arenites: Influence of methodology on compositional results. – In: ZUFFA, G. G. (ed.), *Provenance of Arenites*, 165–189. – NATO Adv. Sci. Inst. Series, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht.
- ZUSCHIN, M. & PILLER, W. E. (1994): Sedimentology and facies zonation along a transect through the Gulf of Trieste, Northern Adriatic Sea. – *Beitr. Paläont.*, **18**, 75–114.

Author's address:

Mag. Dr. Diethard Sanders, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria.

Plate 1

- 1: Interval composed of well-sorted, fine-grained conglomerates, interbedded with coarse-grained arenites that consist exclusively of carbonate rock fragments. Together, the arenites and the conglomerates are present in sharp-based, inversely graded beds that are arranged in a horizontal to low-angle cross-bedded fashion. Note the opposite direction of clast imbrication in the conglomerate strata in the middle and upper part of the figure, respectively. Pen for scale is 14 cm long. Nachbergalm, Brandenburg.
- 2: Top of substratum and base of Santonian succession near Mösl, Brandenburg. The substratum here consists of a large karstic dike filled by a megabreccia. The megabreccia is composed of lithoclasts derived from Jurassic formations (informal Pletzackogel unit, Allgäu Formation), embedded in a matrix of unlithified terra rossa. The overhang at the top of the picture is the base of the Upper Cretaceous succession (arrow), with outweathering boulders of Triassic-Jurassic rocks embedded in an arenite composed of carbonate rock fragments. Towards the southeast (right margin of picture), the mentioned karstic dike is bounded by unkarstified limestones of the Pletzackogel unit. Height of view approximately 20 meters.
- 3: Lower part of Santonian succession in the area of Unterberg, Brandenburg. Very well-rounded, highly spherical boulders of carbonate rocks, embedded in hybrid arenites. Hammer for scale is 33 cm long.



1



2



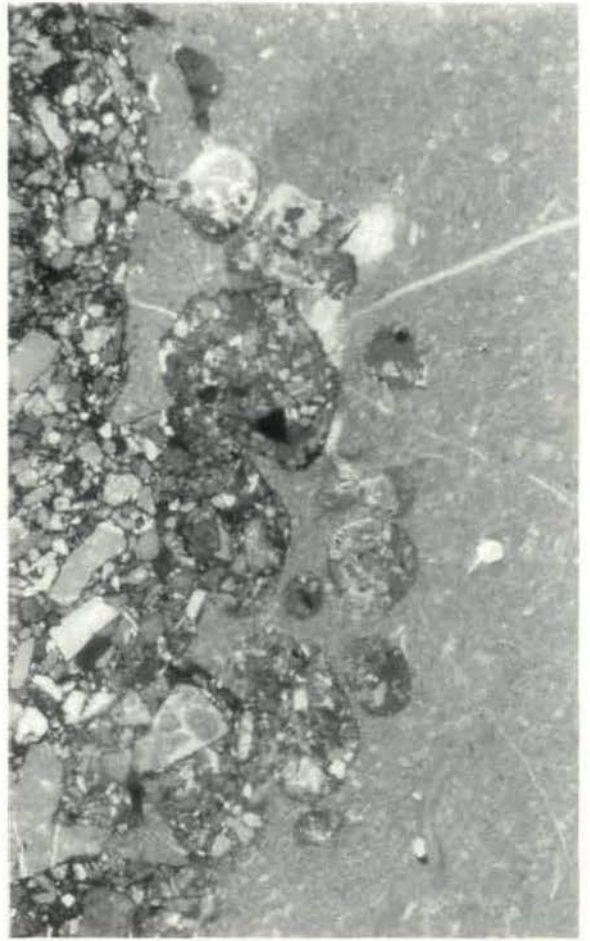
3

Plate 2

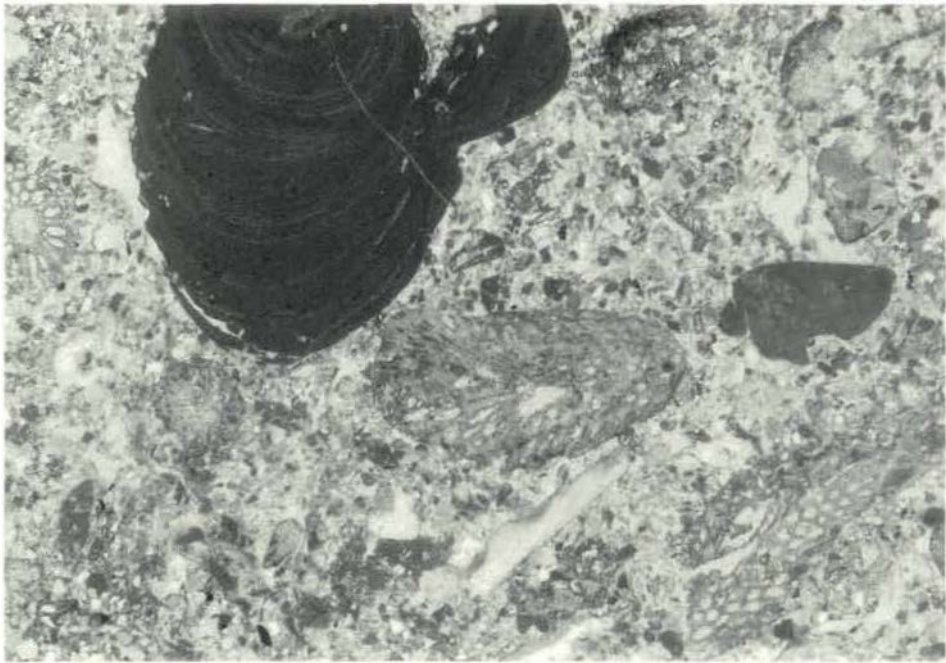
- 1: Bed of coarse gravel to cobble conglomerate, intercalated in horizontally laminated arenites. Note the subvertical, asymmetric scour at the base of the conglomerate bed, whereas the top of the bed is more or less even. From bottom to top of the bed, no size-grading of clasts is evident. From the top of the bed, locally clasts project upward (white arrowtips), and are partly draped by a coarse-grained arenite that comprises the matrix of the conglomerate bed. Pen for scale is 14 cm long. Unterberg, Brandenburg.
- 2: Thin section photomicrograph of a bored surface of a carbonate lithoclast within the arenites of the Santonian transgressive succession. Fracture of such a surface by biological and mechanical erosion yields very angular, fine gravel to sand-sized carbonate rock lithoclasts. 6.3 x, plane light.
- 3: Thin section photomicrograph of an arenite composed of carbonate rock fragments. Sample from the basal part of the Santonian transgressive succession at Voldöppberg, Brandenburg. Aside from sand-sized carbonate rock clasts, this arenite contains bryozoan fronds, rhodoliths of *Archaeolithothamnium*, and a few fragments from rudists and echinoderms. 6.3 x, plane light.



1



2



3

DIE ADV-GESTÜTZTE ERFASSUNG DER IN ÖSTERREICHISCHEN KOLLEKTIONEN BEFINDLICHEN PALÄONTOLOGISCHEN TYPEN UND ORIGINALE

Johanna Kovar-Eder

Einleitung

Von einigen wissenschaftlichen Einrichtungen liegen Dokumentationen über die Erfahrungen mit dem ADV-Einsatz zur Sammlungserfassung vor (BITZ, 1991; SCHÖBER, 1992; FRITZ, 1996 a, b). Seit Ende der achtziger Jahre erfolgt die Aufnahme der paläontologischen Sammlung im Naturhistorischen Museum Wien in einer ADV-gestützten Datenbank. Auch Typen und Originale der paläobotanischen Sammlung wurden in dieser Datenbank erfasst und automatisiert geordnet nach unterschiedlichen Suchkriterien in zwei Typenkatalogen publiziert (KOVAR-EDER, 1990, 1995). Im Lauf der Jahre und mit wachsender Erfahrung nahm der Gedanke der Aufnahme aller paläontologischen Typen und Originale in österreichischen Sammlungen Gestalt an, um über diese wissenschaftlich wertvollsten Objekte der Paläontologie rasch Primärinformation zu erhalten. Im Auftrag der Kommission zur paläontologischen und stratigraphischen Erforschung Österreichs der Österreichischen Akademie der Wissenschaften erfolgt nun die österreichweite Aufnahme seit dem Jahr 1993. Bisher wurden zu über 800 Publikationen rund 26.000 Objekte erfasst, die sich in zehn österreichischen Instituten befinden. Eine adaptierte (nicht alle Felder enthaltende) Version dieser Datenbank „OETYP“, ist nunmehr im Internet der Öffentlichkeit zugänglich.

Grundlegendes zum Aufbau von naturwissenschaftlichen, musealen Sammlungsdatenbanken

Die Erschließung des unermesslichen Informationsgehaltes von Sammlungen im allgemeinen,

ist derzeit am effizientesten durch den Einsatz einer ADV-gestützten Datenbank zu gewährleisten. Vor allem im naturwissenschaftlichen und musealen Bereich eröffnen sich durch diese Technologie bis dahin unbekannt Möglichkeiten (z.B. Suchen und Sortieren nach mehreren Kriterien, Geschwindigkeit des Zugriffs auf gespeicherte Information) und bei effizientem Einsatz auch Erleichterungen der musealen Sammlungsverwaltung (z.B. durch einmalige Dateneingabe unterschiedlichste Ausdruckmöglichkeiten als Inventar, Etiketten, etc.). Bis zum Einsatz dieser Technologie fungierte das menschliche Gedächtnis durch die im Laufe der Zeit gewonnene Erfahrung quasi als Äquivalent. Während mit dem Kuratorenwechsel zumeist ein Hiatus in der Sammlungsbetreuung und Erschließung verbunden war, ermöglicht die automatisierte Datenverarbeitung – die folgenden Überlegungen und Maßnahmen vorausgesetzt – die Bewahrung der einmal bereits erschlossenen Information über Generationen hinaus. Die Kontinuität der Wissensvermehrung ist dadurch erstmals gewährleistet.

Der Erfolg der computerunterstützten Sammlungserfassung hängt primär von der Klärung einiger grundlegender Fragestellungen ab:

Vor der Wahl der Software und Strukturierung einer Datenbank ist zu überlegen, ob der Einsatz des Datenbanksystems und der Applikation auf einzelne Sammlungsbereiche begrenzt oder sammlungs- / institutsübergreifend geplant ist.

Die Quantität der zu erfassenden Daten ist größenordnungsmäßig abzuschätzen, da die angebotene Software wesentliche Unterschiede in

Bezug auf die verwaltbare Datenmenge, die Art der Verwaltung, Geschwindigkeit dieser und Datensicherheit aufweist.

Der Einsatz einer Datenbank an vielen Instituten erfordert die Gewährleistung der für den Betrieb der Software notwendigen Hardwareausstattung ebenso wie die entsprechende Betreuung vor Ort.

Die Applikation ist als offenes System zu erstellen, das dem Datenbankmanager ermöglicht, gegebenenfalls strukturelle Anpassungen vorzunehmen. Zur Erstellung einer Applikation sind hinreichende Kenntnisse über den wissenschaftlichen Fachbereich und die spezifischen Abläufe einer Sammlungsverwaltung und Betreuung Voraussetzung. Die Vermittlung des erforderlichen Wissens an fachfremde Personen ist außerordentlich schwierig. Erfolgt diese auf der einen Seite unzureichend und ist das detaillierte Verständnis dafür auf der anderen Seite nicht vorhanden, kann den Anforderungen der potentiellen Datenbankanwender kaum Genüge geleistet werden.

Vor Strukturierung der Datenbank ist zu klären, in welcher Form die zu erfassenden Daten bereits vorliegen (z.B. in Form eines Inventars, auf Sammlungsetiketten), oder ob diese (oder Teile davon) erst erfaßt werden müssen (z.B. Literatursuche, Bilddokumentation). Von diesen Vorgaben ist der zeitliche und personelle Aufwand zur Datenerfassung, dessen Realisierbarkeit kalkuliert werden muß, direkt abhängig. Der Nutzen einer ADV-gestützten Datenbank ist nur dann gegeben, wenn in absehbarem Zeitraum (einige Jahre) eine Quantität wesentlicher Information abrufbar ist, die das menschliche Gedächtnis nicht mehr zu verwalten imstande ist.

Kompatibilität mit anderen Datenbanksystemen und Kompatibilität der Datenbankstrukturen sind vor allem dann grundlegende Erfordernisse, wenn der sammlungs-/institutsübergreifende Einsatz angestrebt wird.

Schließlich stellt die detaillierte, nachvollziehbare Dokumentation der Datenbankapplikation

eine weitere Voraussetzung für den effizienten, institutsübergreifenden und kontinuierlichen Einsatz einer Datenbank dar.

Datenbankmanagement

Die Erfüllung dieses Aufgabenbereiches verlangt fachliche (naturwissenschaftliche) Kenntnisse, Erfahrung in der Sammlungsverwaltung sowie entsprechende ADV-Kenntnisse vor allem auf dem Gebiet von Datenbanken (speziell des ausgewählten Datenbanksystems). Für die Durchführung struktureller Modifikationen an der Applikation (z.B. Erweiterung von Felddlängen) ist das Wissen um die damit verbundenen Konsequenzen für die weiteren Abläufe in der Datenbank und der Sammlungsverwaltung erforderlich. Zusätzlich ist die Abschätzung des notwendigen zeitlichen (finanziellen) Aufwandes für Korrekturen oder Ergänzungen der Daten zu kalkulieren. Daher sollten solche Maßnahmen ausschließlich dem Datenbankmanagement vorbehalten bleiben und nur nach reiflicher Überlegung durchgeführt werden.

Unterschiedliche Formulare z.B. für Abfrage, Sortierung und Ausdruck können in Abhängigkeit von der Komplexität des Datenbanksystems und der Applikation vom Datenbankmanager oder auch fortgeschrittenen Anwendern erstellt werden.

Die Befähigung zur Dateneingabe setzt die Einschulung des Eingabepersonals voraus. Diese ist primär vom Datenbankmanager vorzunehmen. In weiterer Folge kann erfahrene Eingabepersonal seine Kenntnisse an neue Mitarbeiter weitergeben. Dem Datenbankmanagement obliegt dennoch die permanente, begleitende Kontrolle der Einhaltung der Datenkonsistenz. Der Zeitaufwand, der zur Korrektur und Herstellung der Datenkonsistenz erforderlich ist, steht in direkter Abhängigkeit von der Qualität der Dateneingabe und der begleitenden Kontrolle des Datenbankmanagements. Die Datenverwaltung (vor allem die

Konsistenzprüfung) erfordert jedenfalls einen nicht zu unterschätzenden Zeitaufwand.

Dem Datenbankmanagement durch einen wissenschaftlichen Mitarbeiter mit entsprechender ADV-Erfahrung ist der Vorzug gegenüber einem Auftrag an Externe zu geben, um langjährige Kontinuität einer Datenbank zu gewährleisten. Kontinuität des Datenbankmanagements, abzusichern durch mehr als nur eine Person, bildet wiederum die Voraussetzung zur Gewährleistung der Datenkonsistenz. Datenbankmanagement durch ein kommerzielles Unternehmen oder einen temporären Mitarbeiter kann diesen Anforderungen kaum gerecht werden und birgt ein hohes Risiko des Kontinuitäts- und Konsistenzverlustes der Daten in sich. Zudem resultieren aus entsprechenden Auftragsvergaben an externe Mitarbeiter oder Unternehmen hohe, oftmals nicht abschätzbare Folgekosten.

OETYP-Datenbank der in österreichischen Sammlungen aufbewahrten Typen und Originale

Das Datenbanksystem Mini-Micro-CDS/ISIS

Mini-Micro-CDS/ISIS (in weiterer Folge kurz ISIS bezeichnet) ist ein im Auftrag der UNESCO entwickeltes Datenbanksystem. Es weist Elemente eines hierarchischen und eines Text-Datenbanksystems auf.

Folgende Spezifikationen dieses Datenbanksystems führten zur Entscheidung zugunsten von ISIS für die Datenbank OETYP:

- Die maximale Größe eines Datensatzes darf 8.000 Zeichen erreichen. Speicherplatz wird jedoch nur für belegte Zeichen beansprucht, was die sehr ökonomische Speicherplatzverwaltung gewährleistet.
- Die Verwaltung von mehreren Millionen Datensätzen erfolgt nachweislich problemlos. Die

Geschwindigkeit des Suchvorganges, ist weitgehend unabhängig von der Quantität der Datensätze.

- Die Indizierung der Daten kann für jedes Feld eines Datensatzes spezifisch und mehrfach bestimmt werden, wobei mehrere Indizierungsmodi unterschieden werden.
- Die Erfassung und Abrufbarkeit aller Synonyme eines Begriffes unter jedem dieser Synonyme ist möglich.
- Das System ist netzwerkfähig.
- Die Kompatibilität mit anderen Datenbanksystemen ist gewährleistet.
- Installation und Betrieb sind selbst bei geringster Hardwareausstattung (ab IBM-XT oder kompatibler PC, 640 K RAM, monochromer Bildschirm) möglich.
- Die Verwendung dieses Datenbanksystems ist für wissenschaftliche, nicht profitorientierte Einrichtungen und Zwecke kostenfrei.

Die Datensatzstruktur in OETYP

Der Aufbau eines Datensatzes folgt prinzipiell den Informationen, die üblicherweise Sammlungsetiketten und Sammlungsinventare enthalten. Er stellt das Ergebnis der Koordination der bisher mitwirkenden Institute dar. Die Kompatibilität mit den lokalen Sammlungsdatenbanken dieser Einrichtungen ist gewährleistet.

Darüber hinaus gehende Inhalte wurden vermieden, da deren Ermittlung und Eingabe derzeit zu hohen finanziellen und personellen Aufwand bedeuten würden. Grundsätzlich besteht die Möglichkeit, diese jedoch in Zukunft hinzuzufügen.

Dateneingabe für OETYP

Die Datenerfassung erfolgt vorwiegend durch eingeschulte Fachstudenten, dezentral an den einzelnen mitwirkenden Instituten. Vor Ort unterstüt-

Liste der Felder eines Datensatzes

Feldbezeichnung	Länge	Feldtyp
Gattung (inkl.Unter-Gattung)	40	Alpha/Numerisch
Art (inkl.Unter-Art)	50	Alpha/Numerisch
Autor der (Unter-)Art	80	Alpha/Numerisch
Fundort	150	Alpha/Numerisch
ÖK-Blatt 1:50.000)	3	Alpha/Numerisch
Seehöhe	4	Alpha/Numerisch
Rechtswert	7	Alpha/Numerisch
Hochwert	7	Alpha/Numerisch
Teufe von	7	Alpha/Numerisch
Teufe bis	7	Alpha/Numerisch
Geographische Länge	7	Alpha/Numerisch
Geographische Breite	6	Alpha/Numerisch
Tektonische Großeinheit	2	Alpha/Numerisch
Chronostratigraphie	40	Alpha/Numerisch
Lithostratigraphie	50	Alpha/Numerisch
Biozone	60	Alpha/Numerisch
Erwerb	80	Alpha/Numerisch
Zitat	150	Alpha/Numerisch
Abbildung	30	Alpha/Numerisch
Bemerkung	500	Alpha/Numerisch
Institut	8	Alpha/Numerisch
Abteilung	15	Alpha/Numerisch
Inventarnummer	15	Alpha/Numerisch
Anzahl (der Objekte)	3	Alpha/Numerisch
Art des Typus	4	Alpha/Numerisch
Eingabe (durch Person)	15	Alpha/Numerisch
Datum (der Eingabe)	8	Numerisch
Datensatznummer	7	Numerisch

zen verantwortliche Wissenschaftler das Eingabepersonal bei wissenschaftlichen Fragen und Problemen der Sammlungsverwaltung. Die auf diese Weise eingegebenen Daten werden in der Hauptdatenbank am Naturhistorischen Museum Wien zusammengeführt, wo auch das zentrale Management erfolgt. Updates der Hauptdatenbank werden wiederum in regelmäßigen Abständen an die mitwirkenden Institute übermittelt.

OETYPim Internet

Seit kurzem ist OETYP im Internet unter der Adresse <http://www.oeaw.ac.at/~oetyp/palint.htm> abrufbar. Diese Version enthält jene Auswahl der Felder, die der Öffentlichkeit uneingeschränkt zu-

gänglich sein sollen: Gattung, Art, Autor, Art des Typus, Zitat und Abbildung sowie Inventarnummer und das aufbewahrende Institut. Inhalte der weiteren Felder sind an den aufbewahrenden Instituten zu erfragen, da verschiedene Parameter, wie jene zum Fundort als schützenswert eingestuft werden.

Eine Liste aller Zitate, zu welchen bereits Typen und Originale erfasst wurden, ermöglicht, umgehend festzustellen, ob die Suche nach Originalmaterial zu einer Publikation in der Datenbank OETYP sinnvoll ist.

Die Liste der mitwirkenden Institutionen, Kontaktpersonen und deren Anschriften ermöglichen die rasche Kontaktaufnahme mit den Sammlungskuratoren vorort.

Da die Datenerfassung fortschreitet, wird OETYP im Internet regelmäßig aktualisiert.

Derzeit mitwirkende Institute

Geologische Bundesanstalt Wien
Karl-Franzens Universität Graz:
 Institut für Botanik
 Institut für Geologie und Paläontologie
Krahuletzmuseum Eggenburg
Landesmuseum Joanneum Graz, Referat Geologie und Paläontologie
Naturhistorisches Museum Wien
Universität Innsbruck:
 Institut für Geologie und Paläontologie
Universität Wien:
 Institut für Geologie
 Institut für Paläontologie
Vorarlberger Naturschau Dornbirn

Dank

Die Projektarbeiten werden von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, dem Jubiläumsfonds der Nationalbank und dem Naturhistorischen Museum finanziert. Mein besonderer Dank gilt Univ.-Prof. Dr. H. FLÜGEL, Graz, der als starker Promotor dieses Projektes stets bemüht ist, die finanziellen und organisatorischen Probleme zu lösen. Dr. A. DRESCHER (Institut für Botanik, Universität Graz), Univ.-Prof. Dr. P. FAUPL (Institut für Geologie, Universität Wien), Univ.-Prof. Dr. H. FLÜGEL (Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz), Dr. J. FRIEBE (Vorarlberger Naturschau, Dornbirn), Univ.-Prof. Dr. W. GRÄF und Dr. I. FRITZ (Landesmuseum Joanneum, Graz), Dr. H. KOLLMANN (Naturhistorisches Museum Wien), Univ.-Doz. Dr. Karl KRAINER (Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck), Univ.-Prof. Dr. G. RABEDER, Dr. K. RAUSCHER (Institut für Paläontologie der Universität Wien) und Dr. F. STOJASPAL (Geologische Bundesanstalt, Wien) unterstützen die Datenerfassung vor Ort.

C. BALLUCH, (Rechenzentrum der Österreichischen Akademie der Wissenschaften) erstellte das Abfrageskript für die Version von OETYP im Internet.

Schließlich gilt mein Dank all jenen zahlreichen Personen, die seit Jahren die Dateneingabe durchführen.

Erstellung der Applikation in ISIS und Datenbankmanagement von OETYP J.KOVAR-EDER.

Literatur

- BRITZ, A. (1991): EDV-Einsatz im Naturhistorischen Museum Mainz/ Landessammlung für Naturkunde Rheinland-Pfalz. Das Inventarisierungsprogramm LASADAT (Version 1.2). – Mitt. Rhein. Naturforsch. Ges., **12**, 46–51, Mainz.
- FRITZ, I. (1996 a): Computereinsatz zur Sammlungserfassung und -verwaltung an der Abteilung für Geologie und Paläontologie am Landesmuseum Joanneum. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmuseum Joanneum, **52/53**, 5–11, Graz.
- FRITZ, I. (1996 b): Der Einsatz eines Geographischen Informationssystems zur Unterstützung der Sammlungsverwaltung an naturwissenschaftlichen Museen. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmuseum Joanneum, **54**, 69–75, Graz.
- KOVAR-EDER, J. (1990 und 1995): Typen der Geologisch-Paläontologischen Abteilung, Paläobotanik. – Kataloge der wissenschaftlichen Sammlungen des Naturhistorischen Museums, **8**, 1 und 2, Wien.
- Mini-Micro-CDS/ISIS. Manual. – United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO) 1989. (Distributed by the International Information Centre for Terminology (Infoterm).
- SCHÖBER, U. (1992): Computereinsatz im Naturkundemuseum Leipzig. – Veröff. Naturkundemuseum Leipzig, **10**, 1–4, Leipzig.

Anschrift der Verfasserin:

Univ.-Doz. Dr. Johanna Kovar-Eder, Naturhistorisches Museum, Geologisch-Paläontologische Abt. Burgring 7, A-1014 Wien.

ZWEI FAUNENELEMENTE AUS PLEISTOZÄNEN HÖHLENFUNDSTELLEN DES TOTEN GEBIRGES: *CANIS LUPUS* L. UND *GULO GULO* L.

Martina Pacher & Doris Döppes

Mit 2 Abbildungen und 15 Tabellen

Zusammenfassung:

Die beschriebenen Fundstellen werden in folgender Reihenfolge angeführt: Brettsteinbärenhöhle, Brieglersberghöhle, Salzofenhöhle, Gamssulzenhöhle, Ramesch-Knochenhöhle und Liegloch. In einer kurzen Einleitung werden Lage, Entdeckungs- und Grabungsgeschichte sowie Fauneninhalt der einzelnen Fundstellen zusammengefaßt.

Die Wolfsreste wurden aus allen Fundstellen des Toten Gebirges geborgen, dazu ganz im Gegensatz die Vielfraßfunde, die man bis jetzt nur aus der Salzofen- und Brettsteinbärenhöhle kennt. Im Zuge dieser Arbeit wurde mit einer überblicksmäßigen Erfassung der *Canis lupus*- und *Gulo gulo*-Reste aus den pleistozänen Fundstellen Österreichs begonnen.

Abstract:

The cave sites of the 'Toten Gebirge' are mentioned in the following way: Brettsteinbärenhöhle, Brieglersberghöhle, Salzofenhöhle, Gamssulzenhöhle, Ramesch-Knochenhöhle und Liegloch. The short introduction summarizes position, history of discovery and excavation and also the faunal contents of each location.

The *Canis lupus*-remains are found in all sites of the 'Toten Gebirge'. In contrary, the *Gulo gulo* remains are only found in the Salzofen- and Brettsteinbären-cave. In progress of this work we started to sum up all *Canis lupus* and *Gulo gulo* remains of the Austrian Pleistocene.

1. Pleistozäne Höhlenfundstellen im Toten Gebirge

Brettsteinbärenhöhle (Kat.-Nr.: 1625/33)

Die Höhle befindet sich im Brettstein, NNE von Bad Mitterndorf, am Südrand des östlichen Toten Gebirges. Sie liegt auf einer Höhe von 1661 m.

Als Entdecker des Brettsteinbärenhöhlensystems werden Hr. Walkner und Hr. Sendlhofer angegeben. Leider ist das Jahr unbekannt. Immer wieder wurden neue Teile dieses Höhlensystems (1938, 1967, 1996) gefunden. Seit 1994 finden Grabungen des Institutes für Paläontologie, Wien unter der Leitung von Prof. Dr. Gernot Rabeder

(FWF-Projekt 11019 BIO: Frühwürmzeitliche Bärenhöhlen) statt.

Die Großsäugerfunde bestehen aus Höhlenbär, Höhlenlöwe, Wolf und Steinbock, wobei der Höhlenbär (*Ursus spelaeus*) dominant ist (DÖPPES, FRANK & RABEDER, in Druck).

Brieglersberghöhle (Kat.-Nr.: 1625/24)

Der weithin sichtbare Höhleneingang befindet sich am südlichen Rand der zentralen Hochfläche des Toten Gebirges, in der felsigen Südflanke des Kleinen Brieglersberges (2078 m), ca. 100 m unterhalb des Gipfels.

Die Höhle wurde im August 1951 von Hermann Bock entdeckt. Anlässlich der vom Oberösterreichischen Landesmuseum in Auftrag gegebenen zweiten wissenschaftlichen Grabung (Leitung: G. Rabeder, Inst. f. Paläont. Univ. Wien und K. Mais, Naturhist. Mus. Wien) im August 1985 konnten nur mehr Restbestände des einstigen Fossilreichtums angetroffen werden.

Die Funde beider Grabungen (1952, 1985) beschränken sich fast ausschließlich auf den Höhlenbären (RABEDER, in Druck, a).

Salzofenhöhle (Kat.-Nr.: 1624/31)

Diese hochalpine Bärenhöhle liegt auch im steirischen Teil des Toten Gebirges. Der Haupteingang und zwei Nebeneingänge befinden sich ca. 60 m unterhalb des Gipfels des Salzofens (2068 m).

1924 wurde die Salzofenhöhle durch die Jäger Franz Köberl und Ferdinand Schramel entdeckt. Die ersten Grabungen wurden von Schulrat Otto Körber (Begründer und Leiter der Station für Eiszeit und Höhlenforschung in Bad Aussee) geleitet. Weitere Grabungen unter der Leitung von Dr. K. Ehrenberg (Professor am Paläontologischen und Paläobiologischen Institut, Univ. Wien) fanden 1939, 1948–1953 und 1956–1964 statt.

Die Fauna der Salzofenhöhle besteht zum Großteil aus Höhlenbären.

Radiokarbondaten: Anhand einer 1956 geborgenen Holzkohle aus der Vorraum-„Kulturschicht“ wurde ^{14}C -Datum mit einem Alter (Gro-761) von 34.000 ± 3.000 BP ermittelt. 1965 wurde ein weiteres ^{14}C -Datum (Gro-4628) von Knochen aus der Kulturschicht der Salzofenhöhle bestimmt, das nun ein Mindestalter von > 44.500 BP bzw. > 54.000 BP ergab. Ein neueres ^{14}C -Datum (VRI-492) von Pollen- und Pflanzenresten aus dem Graf-Kesselstatt-Dom (15–20 cm Tiefe) ergab ein Alter von 31.200 ± 1.100 BP (DÖPPES, FRANK & al., in Druck).

Gamssulzenhöhle (Kat.-Nr.: 1637/3)

Die Gamssulzenhöhle liegt im östlichen Warscheneck-Gebiet, 500 m oberhalb des Gleinker-

sees. Paläontologische und urgeschichtliche Grabungen des Institutes für Paläontologie Wien, mit Unterstützung des Oberösterreichischen Landesmuseums, erfolgten in den Jahren 1988 bis 1991. Die Ergebnisse wurden in einer Monographie vorgestellt (RABEDER, 1995). Die Grabungsstelle 1 liegt in der Eingangshalle. Sie erbrachte spätglaziale Faunenelemente, spätpaläolithische Artefakte und umgelagerte Höhlenbärenknochen (KÜHTREIBER & KUNST, 1995). Die Höhlenbären umfassen einen Zeitraum von 40.000 bis 25.000 Jahren v.h., während die spätglazialen Elemente auf ein Alter von 14.000 bis 10.000 Jahren v.h. datiert werden konnten (RABEDER, in Druck, b). Die Grabungsstelle 2 liegt in der Unteren Etage, und ist (heute) nur über den 21m tiefen Linzerschacht zu erreichen. Ein ^{14}C -Datum eines Höhlenbärenknochens ergab ein Alter von $38.000 + 3.300 / - 2.300$ Jahren v.h. Die Grabungsstelle 3 liegt in der Oberen Etage („Bärgalerie“). Höhlenbärenknochen ergaben ein Alter von 25.400 ± 1.500 Jahren v.h. Eine weitere Probe (Braunbär?) datierte auf $10.800 + 800 / - 2.500$ Jahre v.h. An Großsäugern dominiert im Mittel- und Jungwürm der Höhlenbär. Im Spätglazial liegen Reste von Paarhufern und kleineren Carnivoren, sowie vom Schneehasen vor. Der Wolf ist im Spätglazial nicht sicher nachgewiesen.

Ramesch-Knochenhöhle (Kat.-Nr.: 1636/8)

Die Ramesch-Knochenhöhle liegt in der Warscheneckgruppe auf einer Seehöhe von 1960 m. Paläontologische Grabungen des Institut für Paläontologie Wien und des Naturhistorischen Museum Wien erfolgten von 1979 bis 1984 (HILLE & RABEDER, 1986). Eine Serie von radiometrischen Daten erbrachte für die Schichten E bis B einen Zeitraum von 65.000 bis 30.000 Jahren v. h. (FRANK & RABEDER, in Druck, a). In der Großsäugerfauna dominieren Höhlenbärenreste. In der Großsäugerfauna dominiert wieder der Höhlenbär. Weiters kommen Braunbär, Höhlenlöwe, Steinbock und Wolf in den Schichten B-E und G vor. 5 Moustérien-Artefakte belegen eine Begehung der Höhle durch den Menschen im Mittelpaläolithikum.

Liegloch (Kat.-Nr.: 1622/1)

Das Liegloch liegt am Fuße der Bergerwand nordwestlich von Tauplitz auf einer Seehöhe von 1290 m. Erste Grabungen erfolgten bereits 1926. Sie erbrachten neben Faunenresten auch paläolithische Funde. 1946 wurde die Erforschung der Höhle unter A. Schouppé fortgesetzt. Die erste paläontologische Grabung erfolgte 1949 im Auftrag des Landesmuseum Joanneum Graz (MOTTL, 1950). 1985 führte das Institut für Paläontologie Wien gemeinsam mit dem Naturhistorischen Museum Wien eine Grabung durch. In der Fauna dominieren wieder Höhlenbärenreste. Weiters sind das Murmeltier, die Schneemaus, der Rothirsch, der Steinbock und der Wolf nachgewiesen (RABEDER, in Druck, c).

2. *Canis lupus* (LINNAEUS, 1758) – Wolf

2.1 Lebensweise

Der Wolf war ursprünglich auf der gesamten nördlichen Halbkugel verbreitet. In Europa war er in allen Lebensräumen außer den hochalpinen Zonen zu finden. Heute ist sein Vorkommen in Europa auf bewaldete Gebirgsregionen oder zusammenhängende Wälder und Sumpfreionen, sowie die Tundra beschränkt (PETERS, 1993). Wölfe sind carnivor, bisweilen konnte aber auch der Verzehr von Früchten und Abfällen beobachtet werden. Die Geschlechtsreife erreichen Wölfe mit ungefähr 22 Monaten. Die Welpen kommen im Frühjahr in geschützten Bauen, im Dickicht und seltener in Höhlen, zur Welt. Die Wurfgröße kann 1–13 Junge betragen, Ein Wurf mit mehr als 8 Welpen kommt jedoch kaum vor. Ein Rudel besteht zumeist aus einem adulten Paar und seinen Jungen, denen sich auch andere Tiere anschließen können. Angaben über die Größe von Rudeln variieren; sie beträgt durchschnittlich 8–10 Tiere. Einzeltiere oder Paare wurden in einigen Teilen Europas ebenfalls beobachtet. Im 18. und 19. Jhd. wurde der Wolf in weiten Teilen West- und Mitteleuropas ausgerottet. In den verbleibenden Gebieten konnte ein fortschrei-

tender Rückgang beobachtet werden. Die letzten bodenständigen Wölfe in Österreich lebten im Semmering/Wechselgebiet bis 1879-82 (ZEDROSSER, 1996: 237). Von angrenzenden Populationen ausgehend, konnten vereinzelt Wanderwölfe in Österreich beobachtet werden. In Europa ist der Wolf heute auf isolierte Reliktareale beschränkt, deren Populationen sich durch verbesserte Schutzmaßnahmen wieder erholen (PETERS, 1993).

2.2 Wolf-Funde aus den Höhlenfundstellen des Toten Gebirges

Gamssulzenhöhle

Material: Gst.1: 1 Incisivus 3sup. dext. (GS 111-2), 1 Phalanx II (GS 547-7), 1 distales Fragment einer Phalanx II (GS 143), 1 Pisiforme sin. (12-2), 1 Tarsale 3 dext. (GS 312).

Gst.2 (Linzerschacht): 1 Tibia sin. (GS 173-1), 1 Radius sin. (GS 39-8), 1 distales Humerusfragment sin. (GS 161-39), 1 Radius und Ulna sin. (GS 8), 1 Pelvishälfte dext. (GS 26-78), 3 Mc 2 sin. (GS 26-89, GS 26-90, GS 5-2), 1 Mc 3 sin. (GS 26-33), 1 Mc 5 sin. (GS 129-1), 2 Mc 2 dext. (GS 108-15, GS 26-32), 2 Mc 4 dext. (GS 161-38, GS 38-11), 1 Mc 5 dext. (GS 56-4), 2 Phalangen I dext. (GS 26-122, GS 5-3), 1 Phalanx I sin. (GS 26-123), 1 Phalanx III (GS 2-11), 3 Rippen (GS 173-3, GS 26, ohne Inv. Nr.), 1 Schwanzwirbel (GS 161-1)

Juvenil: 1 Tibiaschaftfragment sin. (GS 26-91), 1 proximale Femurepiphyse sin. (GS 675-1)

Gst.3: 1 Mandibulafragment dext. (GS 574)

Aufbewahrung: Inst. Paläont. Univ. Wien

In der Grabungsstelle 1 ist *Canis* mit Resten von einem Individuum (MNI) vertreten. Das Tarsale 3 ist stark fragmentiert und leicht abgerundet. Die Phalanx II (GS 547-7) ist ebenfalls abgerundet. Das Pisiforme (GL 24,35 mm; GB 14,50 mm) ist leicht beschädigt und weist möglicherweise einen kleinen Bißeindruck auf.

Aus der Grabungsstelle 2 in der Unteren Etage sind Reste von mindestens 3 adulten Indi-

viduen vorhanden. Fraglich bleibt, wie die Knochen an diese Stelle gelangt sind. Möglicherweise existierte ehemals ein zweiter Höhleneingang, oder die Tiere sind in den Linzerschacht gestürzt. Unklar bleibt dann, warum die Knochen einige Meter vom Fuß des Schachtes entfernt lagen.

Die Tibia (GS 173-1) und die Rippe (GS 173-3) sind mit einer Kruste (Eisen-Mangan?) überzogen. Die Rippe (ohne Nr.) weist ebenfalls einen Überzug auf. Der Radius (GS 39-8) und das Humerusfragment (GS 161-39) weisen distal Bißspuren auf. Die Tibia (GS 173-1) ist proximal verbissen. Leichte Bißspuren sind proximal an einigen Metapodien und an der Phalanx I (GS 26-123) nachweisbar. Die Pelvishälfte (GS 26-78) ist ebenfalls leicht verbissen. Die Metapodien (GS 26-89 und GS 108-15) weisen distal pathologische Veränderungen auf. Radius und Ulna (GS 48) weisen starke pathologische Veränderungen auf und sind verwachsen. Am Oleocranon sind ebenfalls Bißspuren zu erkennen. Die Krallen (GS 2-11) ist fragmentiert und abgerundet.

Das Mandibularfragment (GS 574) aus der Grabungsstelle 3 ist caudal der Alveole des M_3 verbissen. Die Zahnreihe M_2-P_2 ist vorhanden, ebenso der C und der I_3 . Die Wurzel des I_2 steckt noch in der Alveole. Der M_1 ist bereits bis zur Pulpa abgekaut.

Brettsteinbärenhöhle

Material: 1 Mandibelfragment sin. mit P2inf., P3inf., P4inf., M1inf. und Alveolen von Cinf. und P1inf. (BS 16).

Aufbewahrung: Inst. Paläont. Univ. Wien

Bereits Ehrenberg erwähnt „spärliche Reste“ von *Canis lupus* aus der Kleinen Brettsteinbärenhöhle (NIEDERHUBER, in Druck). Diese befinden sich in Bad Mitterndorf und konnten in diese Arbeit nicht miteinbezogen werden.

Das Mandibelfragment stammt aus der Grabungsstelle 1 (siehe WITHALM, 1995) aus einer Tiefe von 210–220 cm unter dem Nullpunkt. Die Oberfläche des Stückes ist weiß bis grau mit dunk-

len Flecken. Die Zähne sind dunkelgrau bis blaugrau. Dieser Erhaltungszustand gleicht den fossilen Höhlenbärenresten.

Salzofenhöhle

Material: 1 Maxillarfragment dext. mit P2sup. und P3sup. Fragment, 1 Maxillarfragment dext. mit P1sup. und P2sup., 2 M1sup. dext. (SO D2, SO D3), 3 M1sup. sin. (SO D1, SO D4, SO D5), 1 P1sin., 1 P4sup. Fragment dext., 2 Incisivi 3sup. sin., 1 Incisivus 3sup. dext., 2 Incisivi, 3 P3sup. dext. (SOD6, SOD7, SOD8), 1 Cinf. dext..

1 Femur sin., 1 Femur dext., 1 Tibia sin., 1 Tibia dext., 1 Radius dext., 1 Humerus sin., 1 Scapholunatum sin., 1 Mc 2 dext., 1 Mc 3 dext., 1 Mc 4 dext., 1 Mc 5 dext., 1 Mt 2 sin., 1 Mt 2 dext., 1 Mt 3 dext., 1 Mt 3 sin., 1 Mt 5 dext., 2 Astragali dext., 1 Calcaneus sin., 1 Phalanx I dext., 1 Phalanx I sin., 1 Brustbeinelement, 1 fast vollständige Wirbelsäule.

Aufbewahrung: Inst. Paläont. Univ. Wien

Anhand der M1sup. sin. sind mindestens 3 adulte Individuen repräsentiert. Die Mc 2–5 dext. stammen von einem Tier. Ebenso konnten jeweils der Femur sin. und dext. mit den Tibien sin. und dext. und einem Astragalus dext. reartikuliert werden. Zusätzlich zu den reartikulierbaren Knochen könnten weitere postkraniale Elemente auf Grund ihrer Größe und Erhaltung ebenfalls zu diesem Individuum gehören. Möglicherweise zählen diese Knochen zu einem der von Körper und Ehrenberg getätigten Verbandfunde (siehe unten). In den nachfolgenden Tabellen sind diese Elemente mit (Vb) gekennzeichnet. Lediglich ein Astragalus dext. paßt auf Grund seiner Dimensionen (siehe Tab. 7) keinesfalls dazu. Er weist auch einen anderen Erhaltungszustand auf. Das Scapholunatum sin., der Radius dext. und der Humerus sin. dürften auf Grund ihrer Erhaltung ebenfalls nicht zu dem möglichen Verbandfund gehören. Zwei M1sup. sind bereits stark abgekaut und stammen von alten Tieren. Der Cinf. weist labial eine starke Usur durch den oberen Eckzahn auf.

Funde von Wölfen, darunter auch Verbandfunde, tätigte bereits KÖRBER (1939) während seiner Grabungsarbeiten in der Salzofenhöhle. Aus dem Opferschacht erwähnt er, neben Knochen anderer Tiere, die Reste von zwei Wölfen. Nach EHRENBERG (1949) erwarb das Oberösterreichische Landesmuseum Linz 1940 einige Funde von Körber. Darunter zwei Fundkomplexe vom Wolf aus dem Opferschacht, zusammengehörige Skelettpartien (Inv.Nr. 1940/27) von mehreren verschieden alten Individuen, sowie ein Skelett (Inv.Nr. 1940/21) und Reste weiterer Individuen aus dem Bärenfriedhof. Unter der Inv. Nr. 1940/26 „Capra ibex weiblich“ aus dem Opferschacht sollen sich ebenfalls noch Reste von Wolf befinden. Weiters liegen im Kammerhofmuseum Bad Aussee Wolfreste der Sammlung Körber (EHRENBERG, 1950). Unter anderem ein auf Grund von Periostitis verwachsener linker Meso- und Metatarsus (EHRENBERG & RUCKENSTEINER, 1961:216).

Während der Grabungen von Ehrenberg kamen Wolfreste im Bärenfriedhof (EHRENBERG, 1941: 338), im Vorraum (EHRENBERG, 1959: 97, 99), im Bereich Nebenhöhle/Vorraum (EHRENBERG, 1961: 254, 1962: 288, 1964: 6) und im Rundzug (EHRENBERG, 1965:79) zu Tage. EHRENBERG (1956: 3) erwähnt auch vereinzelt Bißspuren an Knochen, die auf Wölfe zurückzuführen sein könnten.

In einer Faunenaufstellung stellt EHRENBERG (1959: 99) die Wolfreste zu den fossilen Resten. Angaben über die Stratigraphie liegen jedoch nicht vor. An dieser Stelle möchte ich mich bei Dr. Graf bedanken, der mir ermöglichte, Einblick in das vorhandene Fundmaterial des Kammerhofmuseums in Bad Aussee zu nehmen. Die dort vorhandenen Tierknochen konnten noch nicht vollständig aufgenommen werden.

Liegelloch

Aus dem Liegelloch erwähnt MOTTL (1949) *Canis lupus* als Faunenelement. Die Funde aus dem Liegelloch werden im Landesmuseum Joanneum Graz und im Kammerhofmuseum Bad Aussee aufbewahrt und konnten nicht in diese Arbeit einbezogen werden.

Ramesch-Knochenhöhle

Material: 1 Maxillarfragment sin. mit P4sup. und Alveolen von M1sup., P3sup. P2sup. und P1sup. (RK 395), 1 M1sup. dext. (RK 457), 1 distales Femurfragment sin. (RK 235), 1 Mc 3 dext. (RK 376), 2 Phalangen I dext. (RK 81, RK 453), 1 Phalanx I sin. (RK ohne Nr.), 1 hinterer Thoracalwirbel (RK 81).

Aufbewahrung: Inst. Paläont. Univ. Wien

Der hintere Thoracalwirbel ist juvenil, alle anderen Elemente stammen von adulten Tieren. Anhand dieses Materials ist 1 adultes und 1 juveniles Individuum repräsentiert.

Brieglersberghöhle

Aus der Brieglersberghöhle ist *Canis lupus* L. nur durch einen Caninus nachgewiesen (RABEDER, in Druck, a).

Aufbewahrung: Landesmuseum Joanneum Graz

2.3 Vergleich mit anderen pleistozänen Fundstellen

2.3.1 Herdengelhöhle (Niederösterreich)

Die Herdengelhöhle bei Lunz am See liegt am Nordhang des Scherzbergerges auf 878 m Seehöhe. Die Grabungen des Institutes für Paläontologie in Wien in Zusammenarbeit mit dem Naturhistorischen Museum Wien in den Jahren 1983 bis 1989 erbrachten mittel- und frühwürmzeitliche Faunenelemente. Ein Moustérien-Artefakt belegt die Begehung der Höhle durch den paläolithischen Menschen. Eine Serie von radiometrischen Daten umfaßt vier Zeitabschnitte, die Riss-Kaltzeit, eine Sinterbildungsphase um 110.000 Jahren v.h., das Mittel-Würm und mit einem Datum das Spätgalzial (FRANK & RABEDER, in Druck, b).

Die Reste von *Canis lupus* werden in das Mittel-Würm gestellt.

Folgendes Material wurde bisher aufgenommen: 2 Mandibelfragmente (Proc. angularis sin. und dext), 1 P3inf. dext., 1 distales Humerusfragment sin. (HD 103), 1 distales Radiusfragment sin. (HD 307), 1 proximales Radiusfragment sin. (HD 54), 1 distales Fibulafragment sin. (HD 53), 1 Calcaneus dext., 1 Mt 3 sin. (HD 548), 1 Mc 3 sin. (HD 509 N-1), 1 Mc 5 dext. (HD 86), mehrere fragmentierte Metapodien, 2 Phalangen I (HD 342 N-1, HD 335 N-1), 1 Pisiforme sin. (HD 488 N-2), 1 Pisiforme dext. (HD 359), 1 Scapulagelenksfragment dext. (HD 541), 1 Scapulablattfragment dext.? (HD 462), 1 Brustbeinelement (HD 56), mehrere Wirbel.

Im Material der Herdengelhöhle sind mindestens 2 adulte Tiere repräsentiert. Langknochen und Scapula liegen nur als Fragmente vor. Von den Metapodien sind drei ganz erhalten. Die Metapodien und Phalangen weisen zum Teil Ätz- und Korrosionsspuren auf.

2.3.2 Griffener Tropfsteinhöhle (Kärnten)

Die Tropfsteinhöhle im Burgfelsen von Griffen (Kat.-Nr.: 2751, Sh. 484 m) wurde im Frühjahr 1945 entdeckt. In den Jahren 1957 bis 1960 erfolgten mehrere Grabungen des Bundesdenkmalamtes gemeinsam mit dem Landesmuseum für Kärnten. Jungpleistozäne Faunenelemente sowie Kulturreste aus verschiedenen Perioden kamen zutage (DÖPPES, in Druck).

Aufbewahrung: Landesmuseum für Kärnten, Klagenfurt

An Funden von *Canis lupus* erwähnt THENIUS (1960: 36) zehn postkraniale Elemente, wobei er eine MNI von 3 adulten und 1 juvenilen Tier feststellen konnte.

2.3.3 Teufelslucke bei Eggenburg (Niederösterreich)

Diese jungpleistozäne Hyänenhöhle (Kat.-Nr.: 6846/3, Sh. 314m) wurde nach jahrzehntelangen Raubgrabungen 1874 bis 1889 zum erstenmal durch J. Krahuletz wissenschaftlich erfaßt. Mitte

der 70er Jahre wurden Sedimente aus dem Vorplatz der Höhle von G. Rabeder und F. Steininger entnommen und geschlämmt.

Uran-Serien-Datum: 23.000 ± 1300 BP (MAIS, RABEDER et al., 1982)

Aufbewahrung: Krahuletz-Museum

An Wölfen sind aus der Teufelslucke Reste von vier adulten und einem juvenilen Individuum beschrieben. Einzelne Maße, sowohl von Zähnen als auch von Langknochen, fallen nach ZAPFE (1966: 25) in die Schwankungsbreite rezenter Wölfe.

2.3.4 Krems-Wachtberg (Niederösterreich)

Diese Fundstelle kann als jungpaläolithischer (Gravettien) Lagerplatz angesprochen werden und war zur Zeit ihrer Entdeckung im Jahre 1930 5 m hoch aufgeschlossen. Noch im selben Jahr fand die einzige Grabung statt.

^{14}C -Datum: 27.400 ± 300 BP (GrN-3011, VOGEL & ZAGWIJN, 1967)

Aufbewahrung: WEINSTADTMUSEUM Krems

In der Fundstelle Krems-Wachtberg ist der Wolf mit einer MNI von 6 die häufigste Tierart. Die Reste bestehen aus sieben Mandibeln und mehreren postkranialen Elementen. Sie stammen aus der Grabung Bayer aus dem Jahr 1930 (EINWÖGERER & FLADERER, in Druck)

2.3.5 Willendorf in der Wachau (Niederösterreich)

Die Fundstelle, auch Willendorf II genannt, ist seit 1883 bekannt und wurde 1884 bis 1927 wissenschaftlich aufgenommen. Die letzten Grabungen wurden durch F. Brandtner (Gars/Kamp) und P. Haesaerts (Dept. Paléontologie, Belg. Inst. f. Naturwissenschaften, Brüssel) durchgeführt. Die Schichtfolge beinhaltet 9 archäologische Horizonte (FRANK & RABEDER, 1994).

Aus dem Profil liegen eine Reihe von Radiokarbonaten vor, die den Zeitraum 23.830 ± 190 .

bis 41.700+3700/-2500 BP umfassen (FRANK & RABEDER, in Druck, c).

Aufbewahrung: Naturhist. Mus. Wien

Wölfe sind in der Fundstelle Willendorf mit einer MNI von 13 vertreten, wobei 6 Individuen aus der Fundstelle Willendorf I vorliegen. Aus der Fundstelle Willendorf II stammt je 1 Individuum aus den Horizonten 2, 5–8, und 2 Individuen aus dem Horizont 9. Willendorf I beinhaltet Moustérien-Artefakte, während die Fundstelle II Artefakte des Aurignacien und Gravettien enthält. Mit Willendorf I werden die durch F. Brun und L.H. Fischer ergrabenen Reste in der einstigen Ziegelei bezeichnet (THENIUS, 1959).

2.3.6 Drachenhöhle bei Mixnitz (Steiermark)

Die Drachenhöhle (Kat.-Nr.: 2839/1, Sh. 949 m) zählt zu den mittel- bis spätwürmzeitlichen Bärenhöhlen. Nachweise einer Begehung durch den Menschen wurden für das Jungpaläolithikum gefunden. In geschichtlicher Zeit wurde die Höhle bereits seit dem Mittelalter aufgesucht. Der 1. Bericht von Höhlenbärenfunden erfolgte von F. UNGER (1838). In den Jahren 1919 bis 1923 fanden Ausgrabungen im Rahmen des Phosphaterdeabbaus statt (ABEL & KYRLE, 1931).

Holzkohlereste von der „Jägerstation“ wurden mit 25.040 ± 270 BP (ETH-10404, FLADERER, 1994) datiert.

Aufbewahrung: Inst. Paläont. Univ. Wien

Aus der Drachenhöhle konnte ein Element von *Canis lupus* den oberen Schichten zugeordnet werden. 58 Knochen (MNI 7) liegen unstratifiziert vor. Die von SICKENBERG (1931: 751) angeführten 7 Metapodien wurden vermessen (s. Tab. 9 und 10).

2.3.7 Weitere steirische Höhlen

Frauenhöhle bei Semriach

Die Frauenhöhle (Kat.-Nr.: 2832/15) liegt südwestlich von Semriach im Karlstein auf 600 m See-

höhe. Erste Grabungen wurden 1899, sowie 1911 und 1913 im Auftrag des Landesmuseum Joanneum, Graz durchgeführt. 1947 und 1948/49 erfolgte eine Fortsetzung der Grabungen. Aus dem Eingang und den Strudellöchern liegen 3 Reste (MNI 2) vom Wolf vor. Aus dem Schacht konnten 217 Elemente (MNI 7) geborgen werden (FLADERER, in Druck, a).

Große Ofenbergerhöhle

Die Große Ofenbergerhöhle (Kat.-Nr.: 1733/1) liegt in den Mürztaler Alpen am Ostsüdosthang des Ofenberges auf 766 m Seehöhe. Bereits 1870 wurden Knochenreste in der Höhle aufgesammelt. 1903 erfolgt eine Grabung durch das Landesmuseum Joanneum Graz der 1952 eine Sonda-ge folgte. 1976 wurden vom Naturhistorischen Museum Wien Aufsammlungen durchgeführt. Vom Wolf liegen 4 Elemente (MNI 2) ohne stratigraphische Angaben vor (FLADERER, in Druck, b).

Luegloch bei Köflach

Das Luegloch (Kat.-Nr.: 2782/26) liegt im Nordwesthang des Zigöllerkogels auf einer Seehöhe von 550 m. Erste Grabungen erfolgten 1951 und 1952 im Auftrag des Landesmuseum Joanneum. Eine Nachgrabung durch den Landesverein für Höhlenkunde wurde 1954 durchgeführt. Reste von *Canis lupus* liegen aus den Schichten 1 und 2 mit je 7 Elementen (MNI 1) und mit einem Element aus der Schicht 3 vor (FLADERER, in Druck, c).

Große Badlhöhle

Die große Badlhöhle (Kat.-Nr.: 2836/17) liegt im Grazer Bergland am Nordabfall des Tanneben auf einer Sh. von 495 m. Die lange Forschungsgeschichte reicht bis 1837 zurück. Neben einer reichen Fauna wurden auch mittel- und jungpaläolithische Artefakte ergraben. Reste von Wolf liegen aus der Löwenhalle aus der graubraunen Schicht, der Bärenhalle aus den Schichten 6 und 3 und aus der Schicht 5 des unteren Eingangs vor (FLADERER & FRANK, in Druck, a).

2.3.8 Maßtabellen

Die Maße wurden nach v.D. DRIESCH (1976) gemessen und Vergleichsdaten von pleistozänen Wölfen aus Österreich und aus anderen europäischen Fundstellen gegenübergestellt. Ergänzend wurden Maße von rezenten Wölfen und Wölfen aus der neolithischen Fundstelle Burgäschisee-Süd (BOESSNECK et al., 1963) angegeben. Aus der gleichen Fundstelle stammen auch die Daten von *Canis*

familiaris, die jedoch von kleinen, und damit leicht von Wölfen unterscheidbaren Hunden stammen. Zum Vergleich wurden Maße von *Cuon alpinus europaeus* BOURGUIGNAT aus den Angaben der drei österreichischen Fundstellen (DÖPPES, 1996; FLADERER, in Druck, b), aus dem Kaukasus (BARYSHNIKOV, 1996), aus Obarreta (ALTUNA, 1983) und Gargas (CLOT & DURANTHON, 1990) in den Pyrenäen, sowie Angaben von weiteren jungpleistozänen Fundstellen aus MALEZ & TURK (1991) angegeben.

Mandibel und Zahnmaße:

Tabelle 1: Vergleich von Mandibula- und Zahnmaßen (mm):

	P ₁ -M ₃	P ₁ -M ₂	P ₁ -P ₄	M ₁ -M ₃	M ₁ Länge	M ₁ Breite	P ₄ Länge	P ₄ Breite
GS 574	97,45	91,07	51,33	47,64	31,29	11,96		
BS 16			52,30		29,67	11,74		
<i>C. lupus</i>	95,2-102,4		50,6-56,5	43,0-48,3	27,4-31,4	11,3-12,4	14,0-16,9	7,0-9,1
Wachtberg ¹								
Stillfried ¹	100,0		51,0	49,0	30,0	11,8		
Predm. ¹				46,8			16,8	
Frauenhöhle ²		100,5			28,0	12,0	16,0-18,0 ³	8,0-9,0 ³
Ofenberghöhle ²		106,5			30,0*	12,0*	17,0 ³	8,5 ³
Luegloch ²					28,0	11,0		
Drachenhöhle ²		103-106			29,0	11,5	16,0 ³	8,0 ³
Drachenhöhle ²			47,0-	42,0-	27,0-30,0	11,0-12,5		
Badlh. ³			54,0 ^a	47,0 ^b			17,0-19,0	9,0-9,5
Teufelslucke ⁵					29,6	12,2		
					30,5	12,0		
Kroatien ⁸					26,3-31,2	10,1-13,0		
Cannstadt ⁶			48,6-57,0		27,2-30,6	11,0-12	15,2-18,0	7,6-8,1
<i>Cuon alpinus</i> ⁷			40,4-43,2		22,5-23,6	8,7-9,3	13,7-14,6	6,5-7,6
Ofenberghöhle ²		70,8			23,0	10,0		
Repolusthöhle ²					23,0	9,9		
diverse ⁸		67,0-71,0	39,6-46,6		20,3-24,3	8,4-10,0		
rez.								
männl.					24,8-29,6		20,7-29,7	
weibl. ⁹					24,4-28,6		20,4-29,5	

¹ aus EINWÖGERER & FLADERER (in Druck), ² aus FLADERER (in Druck, b), Drachenhöhle n = 2, ³ aus MOTTL (1949a:103), ⁴ aus SICKENBERG (1931:751), ^a n = 7, ^b n = 9, ⁵ aus ZAPFE (1966:25), ⁶ aus ZIEGLER (1996:7), ⁷ aus BARYSHNIKOV (1996:70), ⁸ jungpleistozäne Fundstellen, n = 15, n = 23 (M₁-Cuon), n = ? (M₁-Canis) aus MALEZ & TURK (1991:20), ⁹ n = 46-59 (Slowakei) aus PETERS (1993:51).

* Alveolenmaß

Tabelle 2: Vergleich von M1 sup. und P4 sup. Maßen (mm):

	M1 sup.		P4 sup.	
	Länge	Breite	Länge	Breite
SO D1	16,54	21,90		
SO D2	15,97	18,81		
SO D3	16,71	20,47		
SO D4		19,13		
SO D5	14,14	18,40		
RK 457	14,38	18,43		
<i>C. lupus</i>	16,0	19,5		
Teufelsl. ¹				
Cannstadt ²	17,6-18,0	23,6	27,0-27,8	14,0-16,0
Santenay ³	15,0-17,0	18,7-22,3	23,2-26,5	11,4-14,6
Frankreich ⁴	15,0-19,0	18,5-24,5		
rezent ⁵			21,1-27,9	

¹ aus ZAPFE (1966:25), ² aus ZIEGLER (1996:7), ³ aus ARGANT (1991:71), ⁴ n = 10, aus CLOT (1980:79),
⁵ n = 47 (Finnland, Bulgarien, Italien, Polen), aus PETERS (1993:55, 57).

Postkraniale Elemente:

Tabelle 3: Vergleich verschiedener Tibiamaße (mm):

	SO (Vb)	SO (Vb)	GS 173-1	Mixnitz ¹	Pavlov ²	Obarreta ³	Burgä-	Burgä-
	sin.	dext.		<i>Canis lupus</i>	<i>Cuon alpinus</i>	schisee ⁴	schisee ⁴	
							<i>Canis lupus</i>	<i>Canis familiaris</i>
GL	216,15	216,81		206	218-246	184,5	219	
Bp	38,27	38,91		43,0*	44,0-49,0	35-37,5	43,5	24,0-27,0
Bd	24,48	25,14	25,32	18,0*		24	26,5	17,0-19,0

¹ aus SICKENBERG (1931:751, * Quere Breite), ² aus MUSIL (1972:84), ³ aus ALTUNA (1983:149), ⁴ aus BOESSNECK & al. (1963:30).

Tabelle 4: Vergleich verschiedener Femurmaße (mm):

	SO (Vb)	SO (Vb)	RK 235	Cannstadt ¹	Obarreta ²	Burgäschisee ³
	sin.	dext		<i>Canis lupus</i>	<i>Cuon alpinus</i>	<i>Canis familiaris</i>
GL	205,70	205,45			184-185	130,0 -144,5
Bp	41,99	42,78			39,0	
Bd	36,64	36,49	38,35	43,0	33,5	22,3 - 26,5

¹ aus ZIEGLER (1996:7), ² aus ALTUNA (1983:149), ³ aus BOESSNECK & al. (1963:30).

Tabelle 5: Vergleich verschiedener Radiusmaße (mm):

	SO	GS 39-8	HD 307	HD 54	Grif- fen ¹	Pred- most ¹	Frauen- höhle ²	Obarreta ³	Gargas ⁴	rezent ⁵	Burg. ⁶
					<i>Canis lupus</i>			<i>Cuon alpinus</i>		<i>Canis lupus</i>	<i>Canis fam.</i>
GL	198,74				195,0	203,0	206,0	152,0	170,5	217,0	124,0- 140,0
Bp	20,49	20,67		24,48	24,5	24,3		18,2-18,5	19,6	24,5	12,7-15,0
Bd	20,20		34,60		32,8	32,8		25,0-25,5	26,5	33,3	17,8-19,5

¹ aus THENIUS (1960:36), ² aus MOTTL (1949a:103), ³ aus ALTUNA (1983:148), ⁴ aus CLOT & DURANTHON (1990:140), ⁵ aus MUSIL (1972:84), ⁶ aus BOESSNECK & al. (1963:30).

Tabelle 6: Vergleich verschiedener Humerusmaße (mm):

	SO	Mixnitz ¹ <i>Canis lupus</i>	Gargas ² <i>Cuon alpinus</i>	Obarreta ³	Burgäschisee ⁴ <i>Canis familiaris</i>
GL	188,92	190,0	167,8	170,0-170,5	
Bp		50,0	32,5	29,5	
Bd	36,35	40,0	33,0	32,7-33,0	23,8-26,5

¹ aus SICKENBERG (1931:751), ² aus CLOT & DURANTHON (1990:140), ³ aus ALTUNA (1983:148), ⁴ n = 5, aus BOESSNECK & al. (1963:30).

Tabelle 7: Vergleich verschiedener Astragalusmaße (mm):

	SO (Vb)	SO	Cann- stadt ¹ <i>Canis lupus</i>	Nix- loch ²	Smo- lucka ³	Pred- most ⁴	Gude- nush. ⁴ <i>Cuon alpinus</i>	Gargas ⁵	Obarreta ⁶	rezent ⁷	Burg. ⁸
										<i>Canis lupus</i>	
GL	28,50	32,25	33,8	31,5	30,9	36,78	30,8	25,7	29,0	34,1	33,0
GB	20,36	26,18		28,8	27,7	27,56	24,6	17,4		27,0	

¹ aus ZIEGLER (1996:7), ² aus KUNST (1992:86), ³ aus DIMITRIJEVIC (1991:39), ⁴ aus DÖPPES (1996:26), ⁵ aus CLOT & DURANTHON (1990:140), ⁶ aus ALTUNA (1983:149), ⁷ aus MUSIL (1972:85), ⁸ aus BOESSNECK & al. (1963:25).

Tabelle 8: Vergleich verschiedener Calcaneusmaße (mm):

	SO (Vb)	HD 548	Frauenhöhle ¹ <i>Canis lupus</i>	Wachtberg ²	Predmost ³	Gudenushöhle ³ <i>Cuon alpinus</i>	Obarreta ⁴	Rezent ⁵ <i>Canis lupus</i>	Burgäschisee ⁵
GL	49,65	58,17	54,0-66,0	62,9	60,18	49,58	48,5	59,9	56,0-58,0
GB	18,85	24,45	21,6		23,23	21,6		24,7	

¹ aus MOTTL (1949a:103), ² aus EINWÖGERER & FLADERER (in Druck), ³ aus DÖPPES (1996:26), ⁴ aus ALTUNA (1983:149), ⁵ aus MUSIL (1972:84), ⁶ n = 2, aus BOESSNECK & al. (1963:25).

Tabelle 9: Vergleich verschiedener Metacarpaliamäße (mm):

	Mc 2		Mc 3		Mc 4		Mc 5	
	GL	Bd	GL	Bd	GL	Bd	GL	Bd
SO Mp3 (Vb)	68,57	9,73						
SO Mp6 (Vb)			77,22	9,75				
SO Mp4 (Vb)					77,20	9,45		
SO Mp1 (Vb)							65,05	10,68
GS 26-89	70,31							
GS 26-90	70,98	12,02						
GS 108-15	71,48							
GS 26-32	71,79	11,85						
GS 5-2	71,05	13,54						
GS 26-33					79,84	10,75		
GS 161-38					81,39	11,38		
GS 38-11					78,92	10,77		
GS 129-1							68,83	11,42
GS 56-4							68,33	12,57
RK 376			86,57	9,89				
HD 509N1			74,69	11,81				
HD 86							76,33	14,24
Mixnitz Mc 3			86,30	11,26				
Mc 4					84,95	11,55		
Mc 5							73,11	13,61
<i>C. lupus</i>	68,0-12,5		ca. 93,0		82,5-95,0		81,3-84,6	
Veternica ¹								
Pavlov ¹	73,0-85,0		81,0-93,0		75,0-99,0		62,0-92,0	
<i>Cuon alpinus</i> ²	59,9	10,6-11,1	69,5-70,0	9,8-10,6	70,0-70,5	10,3	56,5	11,2-11,3
Gargas ³	61,0	9,8	68,5	9,6				
Burg. ⁴	76,0	12,5	84,1	11,9			70,0	12,3
<i>C. lupus</i>	74,3	13	86,0	11,8				
Burg. ⁴	42,8	6,9	52,5	6,7	55,0	7,1		
<i>C.fam.</i>	49,0	5,7	49,0	6,5	48,0	6,0		

¹ n = ?, aus MALEZ (1963:63), ² aus ALTUNA (1983:149), ³ aus CLOT & DURANTHON (1990:140), ⁴ aus BOESSNECK & al. (1963:25,32).

Tabelle 10: Vergleich verschiedener Metatarsaliamaße (mm):

	Mt 2		Mt 3		Mt 4		Mt 5	
	GL	Bd	GL	Bd	GL	Bd	GL	Bd
SO Mp2 (Vb)		9,40						
SO Mp5 (Vb)	73,57	9,29						
SO Mp7 (Vb)			84,18	9,43				
SO Mp8 (Vb)			84,20	9,62				
SO Mp9 (Vb)							74,38	9,26
HD 548			78,68	14,0				
Mixnitz Mt 2	89,26	14,9						
Mt 3 sin.			92,41	11,95				
Mt 3 dext.			98,69	13,33				
<i>C. lupus</i>	82,2-98,6		90,4		90,0-97,1		83,8-86,2	
Veternica ¹								
Pavlov ¹	79,0-86,0		85,0		76,0-95,0		80,0-85,5	
Griffen ²	88,8	12,3						
Predm. ²	79,0	11,6						
Predm. ³	59,45	8,57						
<i>Cuon alpinus</i> ⁴	72,5	10,7	81,0	10,7	82,0	10,0	72,0	10,5
Gargas ⁵							67,1	9,6
rezent ³	76,1	10,9						
Gudenus ³	76,5	10,6						
Burg. ⁶	85	11,0	92,5	11,2	95,6	10,8	83,5	11,5
<i>C. lupus</i>	82,5	10,8						
Burg. ⁶	47,0	6,5	58,5	6,7	53,7	6,0		
<i>C. fam.</i>					54,7	6,0		

¹ n = ?, aus MALEZ (1963:63), ² aus THENIUS (1960:36), ³ aus DÖPPES (1996:26), ⁴ aus ALTUNA (1983:149), ⁵ aus CLOT & DURANTHON (1990:140), ⁶ aus BOESSNECK & al. (1963:25,32).

2.4 Diskussion

Neben den Fundstellen des Toten Gebirges sind Reste von Wölfen in fast allen pleistozänen Höhlenfundstellen in Österreich nachgewiesen (siehe Abb. 1). Auch in Freilandfundstellen gehören Wölfe fast immer zum Fundmaterial. Neben Resten dieses Tieres können auch Verbißspuren an Knochen auf eine Begehung der Fundstelle durch Wölfe hindeuten. Für das Schottloch bei Haus im Ennstal wird *Canis lupus* durch das Vorhandensein von Bißspuren an Höhlenbärenknochen vermutet (RABEDER, in Druck, d). Als Beispiel für Wolfverbiß sind Höhlenbärenknochen aus der Dachstein-Rieseneishöhle zu nennen (PACHER, in Vorbereitung). Außer Wölfen können aber auch andere Raubtiere als Verursacher derartiger Modifikationen in Frage kommen.

Neben dem Wolf wird in drei Höhlenfundstellen in Österreich auch der asiatische Rotwolf (*Cuon alpinus*) erwähnt. Reste dieses Tieres

wurden im Fundmaterial der Ofenbergerhöhle und der Tunnelhöhle (FLADERER, in Druck, b), sowie der Gudenushöhle (DÖPPES, 1996) bestimmt. In den Höhlen des Toten Gebirges konnte *Cuon* bis jetzt nicht nachgewiesen werden. Abgesehen vom reartikulierbaren Astragalus (siehe Tab. 7), dem Calcaneus (siehe Tab. 8) und einem Mt 2 (siehe Tab. 10) aus der Salzofenhöhle liegen alle Meßwerte über den Vergleichswerten von *Cuon*. Allgemein wären mehr Vergleichsdaten und umfangreichere Studien zu einer genauen Bestimmung von *Cuon* und *Canis* am postkranialen Skelett notwendig. Die Mandibeln aus der Gamssulzenhöhle (GS 574) und der Brettsteinbärenhöhle (BS 16), sind eindeutig als *Canis lupus* zu bestimmen. Bei GS 574 ist im Gegensatz zur Gattung *Cuon* (siehe Thenius 1989: 262), der M₃ anhand der Alveole nachweisbar. Morphologie und Maße der Zahnreihen und Zähne weisen ebenfalls auf *Canis*. Auch die restlichen vermessenen Einzelzähne aus den ver-

schiedenen Fundstellen können als *Canis* bestimmt werden.

Nicht außer acht gelassen werden darf die Möglichkeit, Haushunde (*Canis familiaris*) im Fundmaterial zu haben. Gerade bei unstratifizierten Funden, bei denen der Fundzusammenhang nicht bekannt ist, kann diese Möglichkeit nicht von vornherein ausgeschlossen werden. SICKENBERG (1931: 752) erwähnt einen Radius aus der Drachenhöhle bei Mixnitz, den er auf Grund seines frischen Aussehens und seiner geringen Größe (GL = 152 mm) als Haushund identifiziert. Eindeutige Belege für domestizierte Hunde liegen vereinzelt ab dem Magdalénien und vermehrt ab dem Mesolithikum vor (BENECKE, 1994). Eine Unterscheidung zwischen Haushund und Wolf ist vor allem an Schädeln und Unterkiefern möglich (siehe BENECKE, 1987). Zahnanomalien, wie die Schrägstellung der Prämolarenreihe gelten als Domestikationsmerkmal. Für das postkraniale Skelett wird die Größenverminderung bei Hunden als Unterscheidungsmerkmal angegeben. Da jedoch die durchschnittliche Größe der Wölfe am Übergang Pleistozän-Holozän ebenfalls abnimmt, ist eine Bestimmung kleiner Wölfe und großer Hunde erschwert. Die zu einem Individuum gehörenden Knochen (Vb) aus der Salzofenhöhle sind daher wahrscheinlich als *Canis familiaris* zu bestimmen. Der Calcaneus, zum Beispiel, liegt mit einer GL von 49,65 mm (siehe Tab. 8) unter der Angabe von BENECKE, (1994: 326) für einen kleine spätaläolithischen Wolf (GL = 57,7 mm). Andererseits paßt er gut zu den Calcaneus-Maßen von Hunden aus der Schachthöhle Durezza in Kärnten mit Hallstattzeitlichen Funden (GL: 41,70–53,65 mm ; n = 20). Der Fund aus der Salzofenhöhle ist leider unstratifiziert. Auf Grund der guten Erhaltung und der gelben Farbe hebt er sich von den anderen *Canis*-Knochen der Salzofenhöhle ab. Auch die Tibia aus Mixnitz (siehe Tab. 3) ist als Grenzfall anzusehen.

Die in Tab. 1 und 2 angeführten Mandibel- und Zahnmaße liegen im Vergleich mit Angaben von THENIUS (1959: 140) aus Willendorf im Bereich der großen jungpleistozänen Wölfe. Auch die Reste von Griffen (THENIUS, 1960: 36) fallen in diesen Größenbereich (siehe Tab. 5 und 10). Die

meisten angeführten Maße dürften wohl innerhalb der Variationsbreite dieser Tiere liegen. Eine Größenzunahme der Wölfe bis zum Jungpleistozän (KURTÉN, 1968: 110) und einer anschließenden Reduktion der Größe im Holozän dokumentiert auch BONIFAY (1971: 114) in französischen Fundstellen. Allerdings erwähnt bereits ZAPFE (1966: 25), daß einige Maße unter denen rezenter Tiere liegen. Ein Geschlechtsdimorphismus ist nach PETERS (1993: 65) bei Wölfen ausgeprägt, und vor allem an Schädelmaßen zu erkennen. Die Dimensionen der M_1 und P_4 sind jedoch bei beiden Geschlechtern fast gleich (siehe Tab. 1). In Predmost wurden große und kleine Wölfe unterschieden (THENIUS, 1959: 138). Inwieweit hier ein Geschlechtsdimorphismus vorliegt, muß offen bleiben.

In der vorliegenden Arbeit wurde mit der Aufnahme von Wolfresten aus pleistozänen Fundstellen in Österreich begonnen. Im Zuge dessen zeigte sich, daß mehr Vergleichsdaten hinsichtlich Größenvariabilität und morphologischer Merkmale zu einer genauen Bestimmung notwendig wären.

Bei Mag. A. Galik möchte ich mich für die kritische Durchsicht der Arbeit, und die Zurverfügungstellung der Meßdaten aus der Schachthöhle herzlich bedanken.

3. *Gulo gulo* (L. 1758, Vielfraß, Järv, Bärenmarder, engl. *glutton*, *wolverine*, franz. *le gluton*)

3.1 Lebensweise

Der Vielfraß ist der größte europäische Marder und ein typisches Tier des Nordens. Sein gedrungener Körper ist mit einem dunkelbraunen Fell bedeckt. An beiden Flanken verlaufen meist gelbbraune Streifen.

Er bewohnt hauptsächlich die Nadelwaldregionen und die Taiga Skandinaviens und Finnlands, wobei er saisonal verschiedene Biotope aufsucht. Im Sommer bevorzugt der Vielfraß die Wälder

und im Winter die Tundren. Außerhalb Europas findet man ihn auch im nördlichen Asien und in Nordamerika.

Dieser große Marder ist ein Allesfresser, der sich neben frischem Fleisch, auch gerne von Aas und im Spätsommer von Beeren ernährt. Zu seinen wichtigsten Beutetieren zählen Rentiere, besonders im Winter, aber auch Kleinnager und Elche. Manchmal versteckt er seine Nahrung in Felsspalten, auf Bäumen oder bedeckt sie mit Schnee.

Er hält keinen Winterschlaf, aber bewohnt im Winter Schneebaue, wo sein Nachwuchs zwischen Februar und März auf die Welt kommt. Er lebt hauptsächlich als Einzelgänger. Zu seinen Feinden zählen neben dem Menschen auch Luchs, Bär und Wolf, dem er immer wieder seine Beute streitig macht.

Der deutsche Name Vielfraß bezieht sich entweder auf seine Freßgewohnheiten, und dem damit verbundenen, beobachteten „Verdauungsschlaf“ am Futterplatz bzw. in dessen Nähe (PULLIAINEN, 1993), oder wird vom schwedischen Fjellfraß (Fjellkatze) und dem norwegischen Fjeldfross (Bergkater) hergeleitet (GRZIMEK, 1988: 420).

3.2 Vielfraß-Funde aus den Höhlenfundstellen des Toten Gebirges

Salzofenhöhle

Material: Der fast vollständige *Gulo gulo*-Fund besteht aus dem Schädel mit beiden Mandibulae, 14 Vertebrae, zahlreiche Costae, Pelvis, beide Scapulae, Humeri, Ulnae, Radii, etliche Metacarpalia und Phalangen, das rechte Femur, beide Tibien, die linke Fibula, etliche Metatarsalia und Phalangen (siehe Tab. 12 und 13).

Aufbewahrung: Inst. Paläont. Univ. Wien

Das Vielfraßskelett aus der Salzofenhöhle wurde von Otto KÖRBER (1939) im Opferschacht in einer Tiefe von 6 m gefunden. Früher war das Skelett im Oberösterreichischen Landesmuseum

montiert ausgestellt und im Zuge dessen vollständig präpariert worden.

Der Gesamterhaltungszustand des Vielfraß-Schädels ist sehr gut, nur der linke Condylus occ. ist abgebrochen. Das linke Jochbein wurde dreimal geklebt.

Der rechte 3. Oberkiefer-Prämolar (L – 5,7 mm) ist im Unterschied zum linken P³ (L – 10,4 mm) kleiner ausgebildet, ansonsten ist das Gebiß vollständig vorhanden. Durch Röntgenaufnahmen (Bild 5: 14.05.1997, 85/36/344) von meinem Kollegen Mag. G. Withalm, dem an dieser Stelle herzlich gedankt sei, konnte die Anlage der Zahnwurzel des P³ dext. nachgewiesen werden. Somit dürfte dieser Zahn schon im juvenilen Alter z.T. abgebrochen sein, da er auch viel schmaler als der P³ sin. ausgebildet ist.

Die beiden Unterkieferhälften sind mittels eines Stahlstücks miteinander befestigt. Die Zahnwurzel beider M₂ und des I₃ sin. sind nicht angelegt, was durch eine Röntgenaufnahme belegt wurde. Beide I₁ und der I₂ sin. sind abgebrochen. Der linke Processus coronion (coronoideus) wurde geklebt.

Brettsteinbärenhöhle

Material: 1 distales Ende eines Femurs dext. (BS 126), 1 Astragalus sin. (BS 131), 1 Mc 3 sin. (BS 138), 1 proximales Ende eines Mt 5 dext. (BS 132), 3 Phalangen (BS 127, 132)

Aufbewahrung: Inst. Paläont. Univ. Wien

Die Funde stammen durchwegs aus der Grabungsstelle 6 bei einer Tiefe von 130 bis 180 cm, welche ca. 14 m vom Eingang A entfernt liegt. An dieser Stelle möchte ich mich herzlich bei meiner Kollegin Mag. M. Pacher für die Bestimmung der Reste bedanken, die im Zuge der Bearbeitung der *Canis lupus*-Funde gemacht wurden. Das Material ist noch nicht vollständig präpariert.

Die Phalangen wurden nicht genauer bestimmt. Das proximale Ende des Mt 5 konnte durch seine charakteristischen Gelenksflächen eindeutig dem *Gulo gulo* zugesprochen werden. Bei den restli-

chen drei Elementen konnten Messungen durchgeführt werden (siehe Tab. 14), die die Bestimmung unterstreichen.

3.3 Vergleich mit anderen pleistozänen österreichischen Vielfraß-Fundstellen

3.3.1 Grubgraben bei Kammern (Niederösterreich)

Bei dieser Fundstelle handelt es sich um eine jungpaläolithische (Epigravettien) Jagdstation, deren gesamte Stratigraphie mehr als 13 m - mit 17 Sedimentationseinheiten und 5 Kulturschichten - umfaßt. Sie ist seit 1879 durch Oberflächenfunde bekannt. Eine erste Grabung fand 1985 bis 1990 statt (MONTET-WHITE, 1990). Laufende Grabungen werden von F. Brandtner (Gars/Kamp) geleitet.

Aus Knochenproben liegen drei Radiocarbon-daten vor (HAESAERTS, 1990): 18.960 ± 290 BP (AA-1746, aus Kulturschicht KS4), 18.400 ± 330 BP (LV-1680, aus KS4), 18.170 ± 300 BP (LV-1660, aus KS3 und KS4).

Aufbewahrung: Inst. Urgeschichte Univ. Wien
Fund: 1 Tibia prox.

3.3.2 Krems-Wachtberg (Niederösterreich)

Fundstellenbeschreibung: siehe *Canis lupus*
Funde: 1 Occipitalfragment mit Schnittmarken am linken Condylus (FLADERER, 1997: Abb. 9), 2 Mandibeln, 1M₁, 12 postkraniale Elemente, tw. mit Schnittmarken (EINWÖGERER & FLADERER, in Druck, bzw. persönliche Mitt. F.A. FLADERER, Mai 1997), 3 Mindestindividuenzahl (MNI)

3.3.3 Teufelslucke bei Eggenburg (Niederösterreich)

Fundstellenbeschreibung: siehe *Canis lupus*
Funde: 1 rechte Mandibel mit C, P₄, M₁, auch hier fehlt der M₂, wie bei dem Fund der Salzofenhöhle

(siehe Tab. 5), 1 distales Ende eines Humerus dext. (735), Ulna dext. (315): distales Ende fehlt. Die Mandibel ist von kleinerem Ausmaß (siehe Tab. 15). ZAPFE (1966) ist der Meinung, es handelt sich um ein Weibchen. Die Extremitätenknochen stammen dagegen von einem größerem Tier. Deswegen nahm er an, die Reste von 2 Individuen vorliegen zu haben (ZAPFE, 1966: 28f). Sie stammen alle vom „Eingang“ II.

3.3.4 Willendorf in der Wachau (Niederösterreich)

Fundstellenbeschreibung: siehe *Canis lupus*
Funde: 1 Halswirbel, 1 Beckenfragm. und 1 Femursplitter, die größer als rezente Vertreter sind (THENIUS, 1959), 1 MNI. Die Funde stammen aus der Kulturschicht 9, die dem Gravettien zuzuordnen ist.

3.3.5 Bärenhöhle im Hartelsgraben (Steiermark)

Während der 1. wissenschaftlichen Grabung in dieser alpinen Bärenhöhle (Kat.-Nr.: 1714/1, Sh. 1230 m) im Jahre 1986 unter der Leitung von G. Rabeder (Inst. Paläont. Univ. Wien) konnten Raubgrabungen bis in die größten Tiefen beobachtet werden.

Ein Uran-Thorium-Datum von einem Höhlenbärenknochen ergab folgendes Alter: 35.000+8.400/-7700 BP (WILD, STEFFAN & RABEDER, 1989)

Aufbewahrung: Landesmus. Joanneum, Graz
Funde: abgekauter Eckzahn (MÖTTL, 1949 b: 58)

3.3.6 Drachenhöhle bei Mixnitz (Steiermark)

Fundstellenbeschreibung: siehe *Canis lupus*
Funde: 1 Cranium-Fragm., 1 Mandibel-Fragm. dext., zweiter Unterkieferast nach SICKENBERG (1931) konnte in der Sammlung nicht festgestellt werden, 1-2 MNI.

Bei dem Cranium-Fragment fehlt das Schädeldach und die Ohrenregion. Von den Zähnen (oZr - 59,6 mm) sind alle Incisivi, P¹ sin., P³ sin., sowie der rechte P⁴ (L - 23,9 mm, B - 14,2 mm) und M¹ (L - 8,3 mm, B - 16,0 mm) vollständig erhalten. Die Verwachsung der Schädelnähte spricht für ein adultes Tier.

Anhand seines Abkauungsgrades der Zähne zeigt sich auch bei dem rechten Unterkiefer-Fragment ein fortgeschrittenes Alter. Auffallend ist das Fehlen des M₂. Diese Beobachtung konnte schon bei den Funden aus der Salzofenhöhle und der Teufelslucke bei Eggenburg gemacht werden (siehe Tab. 15).

Bei dem unauffindbaren Unterkiefer soll es sich um ein jüngeres Individuum handeln (SICKENBERG, 1931).

Die Funde stammen vermutlich aus dem oberen Phosphaterde-Komplex (FLADERER, in Druck).

3.3.7 Tropfsteinhöhle am Kugelstein (Steiermark)

Aus dieser Schichtfugenhöhle (Kat.-Nr.: 2784/3, Sh. 482 m) sind ein mittelpaläolithischer Fund und Tierreste aus dem Mittel- bis Spätwürm bekannt. Der 1. Bericht von Höhlenbärenknochenfunden stammt 1931 von H. Bock. 1986/87 fand eine Sondierungsgrabung im Auftrag der Steiermärkischen Landesregierung (G. Fuchs & F.A. Fladerer) statt.

¹⁴C-Daten: 27.000+4500/-2900 BP (VRI-1350), 24.200 ± 900 BP (VRI-1256), 17.900 + 1870/-1400 BP (Hv-16894), 15.000 ± 865 BP (Hv-16895) [alle Angaben FLADERER & FRANK, in Druck, b]

Aufbewahrung: Landesmuseum Joanneum, Graz
Funde: Sie stammen einerseits aus einer Tiefe von 2,5 bis 2 m und andererseits aus älteren Aufsammlungen ohne Tiefen-Angabe.

3.3.8 Tunnelhöhle

Auch bei dieser Höhle (Kat.-Nr.: 2784/2, Sh. 500 m) am Osthang des Kugelsteins handelt es sich um eine mittelpaläolithische Station, bzw. um eine mittelwürmzeitliche Bärenhöhle.

Erste Aufsammlungen bzw. Grabungen sind aus den Jahren 1909 bzw. 1918 bekannt. Die letzte Grabung fand 1988–1990 im Auftrag der Steiermärkischen Landesregierung (G. Fuchs & F.A. Fladerer) statt.

¹⁴C-Daten: 38.810 ± 680 BP (ETH-9657, Schicht 25, Mandibelfragment eines Höhlenbären), 18.080 ± 140 BP (ETH-11570, Schicht 24, Verbandfund einer Murmeltierpfote) [alle Angaben FLADERER & FRANK, in Druck, c]

Aufbewahrung: Landesmuseum Joanneum, Graz
Die Funde stammen aus dem hell- bis braunrotem Lehm (KUSCH, 1996:158)

3.3.9 Maßtabellen

Tabelle 11: Zahnmaße von *Gulo gulo* aus der Salzofenhöhle und rezenten Funden (mm)

		<i>G. gulo</i>		<i>G. gulo</i> (m.)		<i>G. gulo</i>		
		Salzofen (IPUW)		N-Rußland (IPUW - 1325)		Finnland (ZMUO), PULLIAINEN 1993		
		sin.	dext.	sin.	dext.	(n=20), Ø	min.	max.
P ⁴	L	19,7	20,0	20,3	19,65	19,9	18,7	21,4
	B	12,1	12,2	11,3	11,6	11,8	10,9	13,0
M ¹	L	7,4	7,4	7,35	7,3	7,4	6,8	7,9
	B	13,1	13,4	12,8	13,1	13,0	12,3	14,6
P ₄	L	11,6	11,8	11,9	12,1	11,4	10,6	12,2
	B	7,0	7,0	7,6	7,9	7,35	6,4	8,5
M ₁	L	20,55	20,5	21,6	21,9	20,8	19,5	22,5
	B	9,0	9,05	8,9	8,5	9,0	8,5	9,5
M ₂	L	-	-	5,4	-	5,95	5,4	6,8
	B	-	-	5,0	-	4,9	4,4	5,4

Index: (m.) - männlich, IPUW - Inst. Paläont. Univ. Wien, ZMUO - Zoolog. Mus. Univ. Oulu, n - Anzahl der Individuen, P - Prämolaren, M - Molaren, L - Länge, B - Breite, Ø - Durchschnittswert

Tabelle 12: Schädel- und Mandibelmaße von *Gulo gulo* aus der Salzofenhöhle und rezenten Funden (mm)

		<i>G. gulo</i>	<i>G. gulo</i> (m.)		<i>G. gulo</i>						
		Salzofen	N-Rußland	Finnland (ZMUO), PULLIAINEN 1993							
		(IPUW)	(IPUW - 1325)	n	Ø	min.	max.	n	Ø	min.	max.
					(w.)				(m.)		
Schädel	Cbl	140,4	139,2	18	135,6	130,8	138,7	9	144,8	133,4	151,3
	oZr	55,3	59,2	18	41,5	40,5	42,3	10	43,9	40,8	46,4
	Zyg	100,9	98,95	7	93,2	91,3	95,3	10	100,0	88,9	106,9
Mand.	L sin.	95,4	96,6	-	-	-	-	-	-	-	-
	L dext.	95,3	98,55	-	-	-	-	-	-	-	-
	uZr	57,1 - sin. 56,7 - dext	61,5	8	48,8	47,6	50,3	10	52,1	48,6	55,2

Index: (m.) - männlich, ZMUO - Zoolog. Mus. Univ. Oulu, IPUW - Inst. Paläont. Univ. Wien, n - Anzahl der Individuen, Ø - Durchschnittswert, (w.) - weiblich, Mand. - Mandibel, Cbl - Condylbasallänge, oZr - Länge der oberen Zahnreihe, Zyg - Jochbeinbreite, L - Länge, uZr - Länge der unteren Zahnreihe

Tabelle 13: Längenmaße mehrerer Skelettelemente von *Gulo gulo* aus der Salzofenhöhle und rezenten Funden (mm)

		<i>G. gulo</i>		<i>G. gulo</i> (m.)		<i>G. gulo</i>							
		Salzofen		N-Rußland		PULLIAINEN 1993							
		(IPUW)		(IPUW - 1325)		n	Ø	min.	max.	n	Ø	min.	max.
		sin.	dext.	sin.	dext.		(m.)				(w.)		
Scapula		94,5	-	101,2	102,9	4	106,1	99,3	110,9	6	91,6	88,4	93,6
Humerus		131,7	132,3	136,6	136,2	7	145,6	141,3	150,2	9	127,3	123,0	138,0
Radius		112,6	112,1	112,7	112,95	5	122,7	120,0	125,3	9	108,9	103,7	118,5
Ulna		135,6	133,5	134,1	133,9	-	-	-	-	-	-	-	-
Femur		-	137,6	139,95	140,5	-	-	-	-	-	-	-	-
Tibia		135,45	134,8	135,8	136,2	-	-	-	-	-	-	-	-
Fibula		124,5	-	122,6	123,4	-	-	-	-	-	-	-	-

Index: (m.) - männlich, IPUW - Inst. Paläont. Univ. Wien, n - Anzahl der Individuen, Ø - Durchschnittswert, (w.) - weiblich

Tabelle 14: Extremitäten-Maße von *Gulo gulo* des Toten Gebirges im Vergleich zu rezenten Funden (mm)

		<i>Gulo gulo</i>	<i>Gulo gulo</i>	<i>Gulo gulo</i>	
		Brettsteinbärenhöhle	Salzofen	N-Rußland (m.)	
		IPUW	IPUW	IPUW - 1325	
			dext.	sin.	dext.
Femur	Bd	30,9 (dext.)	28,87	31,4	31,4
Astragalus	L	26,6 (sin.)	-	-	28,5
Mc 3	L	45,22 (sin.)	-	46,4	-

Index: IPUW - Inst. Paläont. Univ. Wien, m. - männlich, Bd - Breite, distal, L - Länge

Tabelle 15: Mandibelmaße von *Gulo gulo* aus verschiedenen Fundstellen (mm).

	n	uZr P ₁ -M ₁	GL P ₄	GB P ₄	n	GL M ₁	GB M ₁
Wachtberg ¹	2	-	13,6; 13,7	8,5; 8,6	3	24,1 - 24,9	11,1 - 11,6
Teufelslucke ²	1	-	12,0	6,8	1	20,8	9,5
Drachenhöhle	1	49,95	13,9	9,1	1	25,0	12,5
Salzofen	1	47,1; 47,9	11,6; 11,8	7,0	1	20,55; 20,5	9,0; 9,05
rezent ³	20	-	10,6-12,2	6,8-8,5	20	19,5-22,5	8,5-9,5

Index: uZr - untere Zahnreihe (Alveolenmaß), GL - größte Länge, GB - größte Breite, n - Anzahl,
¹ EINWÖGERER & FLADERER (in Druck), ² ZAPFE (1966), ³ PULLIAINEN (1993)

3.4 Diskussion

Die Art *Gulo gulo* lebte schon vor über ca. 400.000 Jahren (Mosbach) in Europa. Morphologisch weicht der fossile Vertreter kaum von den heute lebenden Vielfraßen Nordeuropas ab.

Besonders die Funde aus der Salzofenhöhle, der Brettsteinbärenhöhle und der Teufelslucke bei Eggenburg (Mandibel), reichen von ca. 54.000 bis 18.000 Jahre vor heute, stehen mit dem rezenten Material im Einklang. Die von KURTEN (1968) zitierte angebliche Größenreduktion während der letzten 8.000 bis 10.000 Jahre kann damit nicht erfaßt werden.

Die hier aufgelisteten *Gulo*-Reste entsprechen metrisch den rezenten Maßen. Die wenigen Funde aus Willendorf in der Wachau und Teufelslucke bei Eggenburg (Extremitäten) sind in der Literatur als „dimensionell größer als die heute lebende Art“ zitiert. Ein Vergleich mit rezenten Ergebnissen falsifiziert diese Behauptung.

Jedoch konnten größere Zahn-Maße aus der Drachenhöhle bei Mixnitz und Krems-Wachtberg (siehe Tab. 15) beobachtet werden. Es waren also größere Tiere als heute. Zu beachten ist aber vor allem der große Geschlechtsdimorphismus innerhalb von *Gulo*. Die Weibchen sind heute im Schnitt um 10% kleiner als die männlichen Artgenossen. Möglicherweise handelt es sich hier um Reste großer Männchen.

Auffallend ist das Fehlen des letzten Molaren im Unterkiefer (M₂) bei den Funden aus der Salzofenhöhle, der Teufelslucke bei Eggenburg und der Drachenhöhle bei Mixnitz. Schon ZAPFE

(1966: 28) schreibt: „Als spezialisiert wäre dagegen das völlige Fehlen des M₂ anzusehen.“

Die europäische Verbreitung im Pleistozän erstreckte sich im Westen bis Großbritannien (Tornewton Cave, KURTÉN, 1968) und im Süden sind auch Funde aus den Pyrenäen (Trois-frère, la grotte de Lherm, etc., CLOT & DURANTON, 1990) bekannt. Heute ist sein Territorium eingeschränkt.

Es wäre notwendig, die bis jetzt noch nicht genauer aufgenommenen Funde aus dem Grubgraben, der Bärenhöhle im Hartelsgraben, der Tunnelhöhle und der Tropfsteinhöhle im Kugelstein zu erfassen, um so eine genauere Vorstellung von der Verbreitung und der Morphologie des Vielfraßes im Pleistozän Österreichs zu erlangen. Vor allem das Fehlen des M₂ muß überprüft werden. Sollte es sich dabei um eine evolutionäre Tendenz handeln, so würden die alpinen Vielfraße eine eigene höher evoluierte Gruppe darstellen.

Zuletzt möchte ich mich bei Frau Dr. D. Nagel und Herrn Prof. Dr. G. Rabeder für die kritische Durchsicht dieser Arbeit bedanken.

Literatur:

- ABEL, O. & KYRLE, G. (Hrsg.) (1931): Die Drachenhöhle bei Mixnitz. – Speläol. Monographien, 7, 8, Wien.
- ALTUNA, J. (1983): Hallazgo de un Cuon (*Cuon alpinus* Pallas) en Obarreta, Gorbea (Vizcaya). – Kobie, 13, 142–158, Bilbao.

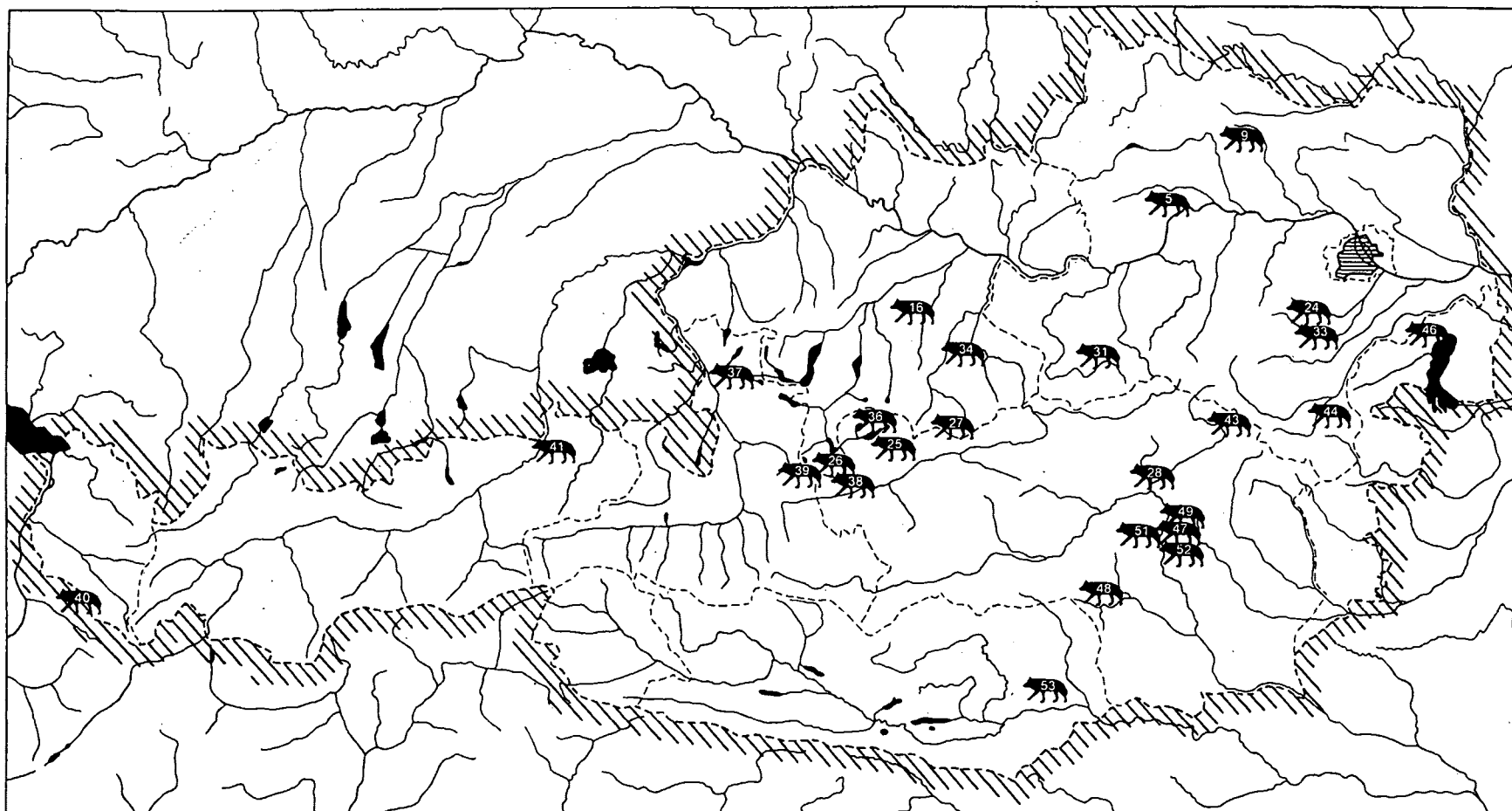
- ARGANT, A. (1991): Carnivores quaternaires de Bourgogne. – Docum. Lab. Géol. Lyon, **115**, Lyon.
- BARYSHNIKOV, G. (1996): The dhole, *Cuon alpinus* (Carnivora, Canidae), from the Upper Pleistocene of the Caucasus. – Actazool. cracov., **39**, 1, 67–73, KrakCan
- BENECKE, N. (1994): Archäozoologische Studien zur Entwicklung der Haustierhaltung. – Schr. z. Ur- und Frühgeschichte, **46**, Akademie Verlag, Berlin.
- BENECKE, N. (1987): Studies on Early Dog Remains from Northern Europe. – J. Arch. Sci., **14**, 31–49, London.
- BONIFAY, M.-F. (1971): Carnivores quaternaires du sud-est de la France. – Mém. du Mus. Nat. d'Hist. nat., **21**, Paris.
- BOESSNECK, J., J.-P. JÉQUIER & H.R. STAMPFLI (1963): Seeberg Burgäschisee-Süd. Teil 3. Die Tierreste. – Acta Bernensia II, Bern.
- CLOT, A. (1980): La grotte de la Carrière (Gerde, H^{tes} Pyrénées) Stratigraphie et Palaeontologie des Carnivores. – Travaux du Lab. de Geol., Toulouse.
- CLOT, A. & DURANTHON, F. (1990): Les mammifères fossiles du Quaternaire dans les Pyrénées. – Mus. d'Hist. nat., Toulouse.
- DÖPPES, D. (1996): Sechs pleistozäne Höhlenfaunen aus Österreich. Teilgebiete eines Forschungsprojektes. – Unpubl. Diplomarbeit, Inst. Paläont. Univ. Wien.
- DÖPPES, D. & WITHALM, G. (in Druck): Übersichtskarten. – In: DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitt. Komm. Quartärf. **10**, Verlag Österr. Akad. Wiss., Wien.
- DÖPPES, D., FRANK, C. & RABEDER, G. (in Druck): Brettsteinbärenhöhle. – In: DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitt. Komm. Quartärf. **10**, Verlag Österr. Akad. Wiss., Wien.
- DÖPPES, D., FRANK, C., RABEDER, G. & REISINGER, C. (in Druck): Salzofenhöhle. – In: DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Plio- und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitt. Komm. Quartärf. **10**, Verlag Österr. Akad. Wiss., Wien.
- EHRENBERG, K. (1941): Berichte über Ausgrabungen in der Salzofenhöhle im Toten Gebirge. I. Über bemerkenswerte Fossilvorkommen in der Salzofenhöhle. – Palaeobiologica, **7**, 4, 325–348, Wien.
- EHRENBERG, K. (1949): Berichte über die Ausgrabungen in der Salzofenhöhle im Toten Gebirge. IV. Die Sichtung des Fundmaterials im oberösterreichischen Landesmuseum. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **86**, 1, 43–46, Wien.
- EHRENBERG, K. (1950): Berichte über die Ausgrabungen in der Salzofenhöhle im Toten Gebirge. V. Erste Ergebnisse der Sichtung des Fundmaterials in der Sammlung Körper in Bad Aussee. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **87**, 10, 262–271, Wien.
- EHRENBERG, K. (1956): Berichte über die Ausgrabungen in der Salzofenhöhle im Toten Gebirge. IX. Die Grabungen 1956 und ihre einstweiligen Ergebnisse. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **93**, 13, 149–153, Wien.
- EHRENBERG, K. (1959): Berichte über die Ausgrabungen in der Salzofenhöhle im Toten Gebirge. X. Die Expeditionen und Forschungen der Jahre 1957 und 1958. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **96**, 5, 92–105, Wien.
- EHRENBERG, K. (1961): Berichte über Ausgrabungen in der Salzofenhöhle im Toten Gebirge. XIV. Die Grabungen und Ergebnisse der Salzofen-Expedition 1961. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **98**, 14, 251–260, Wien.
- EHRENBERG, K. (1962): Berichte über Ausgrabungen in der Salzofenhöhle im Toten Gebirge. XV. Grabungen und Forschungsergebnisse im Jahre 1962. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **98**, 15, 282–297, Wien.
- EHRENBERG, K. (1964): Berichte über Ausgrabungen in der Salzofenhöhle im Toten Gebirge. XVI. Grabungen und Forschungsergebnisse 1963. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. Jg. **1964**, 3, 55–73, Wien.
- EHRENBERG, K. (1965): Berichte über Ausgrabungen in der Salzofenhöhle im Toten Gebirge. XVII. Grabungen und Ergebnisse der Salzofen-Expedition 1964. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **102**, 4, 72–89, Wien.
- EHRENBERG, K. & RUCKENSTEINER, E. (1961): Berichte über Ausgrabungen in der Salzofenhöhle im Toten Gebirge, XIII. Paläopathologische Funde und ihre Deutung auf Grund von Röntgenuntersuchungen. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **170**, 5–6, 203–221, Wien.
- EINWÖGERER, T. & FLADERER, F.A. (in Druck): Krems-Wachtberg – In: DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitt. Komm. Quartärf. **10**, Verlag Österr. Akad. Wiss., Wien.
- FLADERER, F.A. (1997): Die Tierreste von Krems-Wachtberg. Ein Beitrag zur Mensch-Wildtier-Beziehung und Landnutzung in der jüngeren Altsteinzeit. – Archäol. Österr., **7**, 2, 1996, 23–25, Wien.
- FLADERER, F. (in Druck, a): Frauenhöhle bei Semriach. – in DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Pliozäne und pleisto-

- zäne Faunen Österreichs. – Mitt. Komm. Quartärf. **10**, Verlag Österr. Akad. Wiss., Wien.
- FLADERER, F. (in Druck, b): Große Ofenberghöhle. – In: DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitt. Komm. Quartärf. **10**, Verlag Österr. Akad. Wiss., Wien.
- FLADERER, F.A. (in Druck, c): Luegloch bei Köflach. – In: DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitt. Komm. Quartärf. **10**, Verlag Österr. Akad. Wiss., Wien.
- FLADERER, F.A. (in Druck, d): Drachenhöhle bei Mixnitz. – In: DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitt. Komm. Quartärf. **10**, Verlag Österr. Akad. Wiss., Wien.
- FLADERER, F.A. (1994): Aktuelle paläontologische und archäologische Untersuchungen in Höhlen des Mittelsteirischen Karstes, Österreich. – Cesky kras, **20**, 21–32, Beroun.
- FLADERER, F.A. & FRANK, C. (in Druck, a): Große Badlhöhle. – In: DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitt. Komm. Quartärf. **10**, Verlag Österr. Akad. Wiss., Wien.
- FLADERER, F.A. & FRANK, C. (in Druck, b): Tropfsteinhöhle am Kugelstein. – In: DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitt. Komm. Quartärf. **10**, Verlag Österr. Akad. Wiss., Wien.
- FLADERER, F.A. & FRANK, C. (in Druck, c): Tunnelhöhle. – In: DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitt. Komm. Quartärf. **10**, Verlag Österr. Akad. Wiss., Wien.
- FRANK, Chr. & RABEDER, G. (in Druck, a): Ramesch-Knochenhöhle. – In: DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitt. Komm. Quartärf. **10**, Verlag Österr. Akad. Wiss., Wien.
- FRANK, Chr. & RABEDER, G. (in Druck, b): Herdengelhöhle. – In: DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitt. Komm. Quartärf. **10**, Verlag Österr. Akad. Wiss., Wien.
- FRANK, Chr. & RABEDER, G. (in Druck, c): Willendorf in der Wachau. – In: DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitt. Komm. Quartärf. **10**, Verlag Österr. Akad. Wiss., Wien.
- FRANK, Chr. & RABEDER, G. (1994): Neue ökologische Daten aus dem Lößprofil von Willendorf in der Wachau. – Archäologie Österr. **5**, 2, 59–65; Wien.
- GRZIMEK, B. (1988): Grzimeks Enzyklopädie: Säugetiere, Band 3, Kindler Verlag, München.
- HAESAERTS, P. (1990): Stratigraphy of the Grubgraben Loess sequence. – In: MONTET-WHITE (Hrsg.): The epigravettien site of Grubgraben, Lower Austria: The 1986 and 1987 excavations. ERAUL, **40**, 15–36, Liège.
- HILLE, P. & RABEDER, G. (1986): Die Ramesch-Knochenhöhle im Toten Gebirge. – Mitt. Komm. Quartärf. **6**, Verlag Österr. Akad. Wiss., Wien.
- KÖRBER, O. 1939. Der Salzofen. – Forschungen und Fortschritte **15**, 1, 11–12, Berlin.
- KÜHTREIBER, TH. & KUNST, G.K. (1995): Das Spätglazial in der Gamssulzenhöhle im Toten Gebirge (Oberösterreich) – Artefakte, Tierreste, Fundschichtbildung. – In: RABEDER, G. (Hrsg.): Die Gamssulzenhöhle im Toten Gebirge. – Mitt. Komm. Quartärf. **9**, Verlag Österr. Akad. Wiss., Wien.
- KUNST, G.K. (1992): Hoch- und spätglaziale Großsäugerreste aus dem Nixloch bei Losenstein-Ternberg (O.Ö.). – In: NAGEL, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Das Nixloch bei Losenstein-Ternberg. – Mitt. Komm. Quartärf. **8**, 83–127, Verlag Österr. Akad. Wiss., Wien.
- KURTÉN, B. (1968): Pleistocene mammals of Europe. – London.
- KUSCH, H. (1996): Zur kulturgeschichtlichen Bedeutung der Höhlenfundplätze entlang des mittleren Murtales (Steiermark). – 307p., Frankfurt am Main.
- MALEZ, M. (1963): Kvatarna Fauna pecine Veternice u Medvednici. – Palaeont. Jugosl. **5**, Zagreb.
- MALEZ, M. & TURK, I. (1991): *Cuon alpinus europaeus* Bourguignat (Carnivora, Mammalia) from the Upper Pleistocene in the Cave Apnarjeva jama et Celje. – Geologija **33**, 215–232, Ljubljana.
- MAIS, K., RABEDER, G., VONACH, H. & WILD, E. (1982): Erste Datierungsergebnisse von Knochenproben aus dem österreichischen Pleistozän nach der Uran-Serien-Methode. – Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl. I. **191**, 1–4, 1–14, Wien.
- MONTET-WHITE, A. (Hrsg.) (1990): The epigravettien site of Grubgraben, Lower Austria: The 1986 and 1987 excavations. – ERAUL, **40**, 1–171, Liège.
- MOTTL, M. (1950): Das Lieglloch bei Tauplitz, eine Jagdstation des Eiszeitmenschen. – Archaeol. Austr. **5**, 18–23, Wien.
- MOTTL, M. (1949a): Die pleistozänen Säugetierfaunen des Frauenlochs im Rötshgraben bei Stübing. – Verh. Geol. Bundesanst. Jg. **1947**, 4–6, 95–120, Graz.

- MOTTL, M. (1949b): Weitere Spuren des Aurignacmenschen in Steiermark. – Protok. 3. Vollversmlg. Bundeshöhlenkomm. Bundesmin. Land-Forstw. Wien.
- MOTTL, M. (1968): Neuer Beitrag zur näheren Datierung urgeschichtlicher Rastplätze Südostösterreichs. – Mitt. Österr. Arbeitsgem. Ur-Frühgesch. **19**, 5–6, 87–111, Wien.
- Musil, R. (1972): Die Caniden der Stránská Skála. – *Anthropos* **20**, 77–106, Bmo.
- NIEDERHUBER, M. (in Druck): Die Grabungskampagne 1996 in der Brettsteinbärenhöhle im Toten Gebirge. – Mitt. Landesver. f. Hk. in der Steiermark, Graz.
- PACHER, M. (in Vorbereitung): Ein paläolithisches Knochenartefakt aus der Dachstein-Rieseneishöhle in Oberösterreich?
- PETERS, G. (1993): *Canis lupus* Linnaeus, 1758 – Wolf. – In: STUBBE, M. & KRAPP, F. (Hrsg.): Handbuch der Säugetiere Europas, Band **5**, I Raubsäuger (Teil I), Aula-Verlag, Wiesbaden.
- PULLIAINEN, E. (1993): *Gulo gulo* (Linnaeus, 1758) – Vielfraß. – In: STUBBE, M. & KRAPP, F. (Hrsg.): Handbuch der Säugetiere Europas, Band **5**, I Raubsäuger (Teil I), Aula-Verlag, Wiesbaden.
- RABEDER, G. (in Druck, a): Brieglersberghöhle. – In: DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitt. Komm. Quartärf. **10**, Verlag Österr. Akad. Wiss., Wien.
- RABEDER, G. (in Druck, b): Gamssulzenhöhle. – In: DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitt. Komm. Quartärf. **10**, Verlag Österr. Akad. Wiss., Wien.
- RABEDER, G. (in Druck, c): Lieglloch. – In: DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitt. Komm. Quartärf. **10**, Verlag Österr. Akad. Wiss., Wien.
- RABEDER, G. (in Druck, d): Schottloch. – In: DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitt. Komm. Quartärf. **10**, Verlag Österr. Akad. Wiss., Wien.
- RABEDER, G. (Hrsg.) (1995): Die Gamssulzenhöhle im Toten Gebirge. – Mitt. Komm. Quartärf. **9**, Verlag Österr. Akad. Wiss., Wien.
- SICKENBERG, O. (1931): Die Großsäugetierreste der Begleitfauna. – In: ABEL & KYRLE (1931), 747–762.
- THENIUS, E. (1989): Zähne und Gebiß der Säugtiere. Handbuch der Zoologie. – **8**, 56, de Gruyter, Berlin.
- THENIUS, E. (1960): Die pleistozänen und holozänen Wirbeltierreste. Beiträge zur Kenntnis der Höhlen im Griffner Schloßberg. – *Carinthia II* **150/70**, 2, 26–62, Klagenfurt.
- THENIUS, E. (1959): Die jungpleistozäne Wirbeltierfauna von Willendorf in der Wachau. – Mitt. Prähistor. Komm. Österr. Akad. Wiss., **8**, 9, 133–170, Wien.
- UNGER, F. (1938): Geognostische Bemerkungen über die Badelhöhle bei Peggau. – *Steyermärkische Z., N. F.*, **5**, 2, 5–16, Grätz.
- VOGEL, J. C. & ZAGWIJN, W. H. (1967): Groningen radiocarbon dates VI. – *Radiocarbon*, **9**, 63–106, New Haven.
- WILD, E., STEFFAN, I. & RABEDER, G. (1989): Uranium series dating of fossil bones. – *IRK Progress Rep.*, **1987/1988**, 53–56, Wien.
- ZAPPE, H. (1966): Die übrigen Carnivoren (außer Höhlenhyäne und Höhlenbär). – In: EHRENBURG, K. (Hrsg.): Die Teufels- oder Fuchsenlucke bei Eggenburg (NÖ.). – *Denkschr. Österr. Akad. Wiss. math.-nat. Kl.*, **112**, 89–92, Wien.
- ZEDROSSER, A. (1996): Wolf – *Canis lupus* (LINNAEUS, 1758). – *Carinthia II*, Teil I, **186/106**, 236–238, Klagenfurt.
- ZIEGLER, R. (1996): Die Großsäuger aus der Frühwürmzeitlichen Fauna von der Villa Seckendorff in Stuttgart-Bad Cannstatt. – *Stuttgarter Beitr. z. Naturk., Serie B*, **237**, 1–67, Stuttgart.

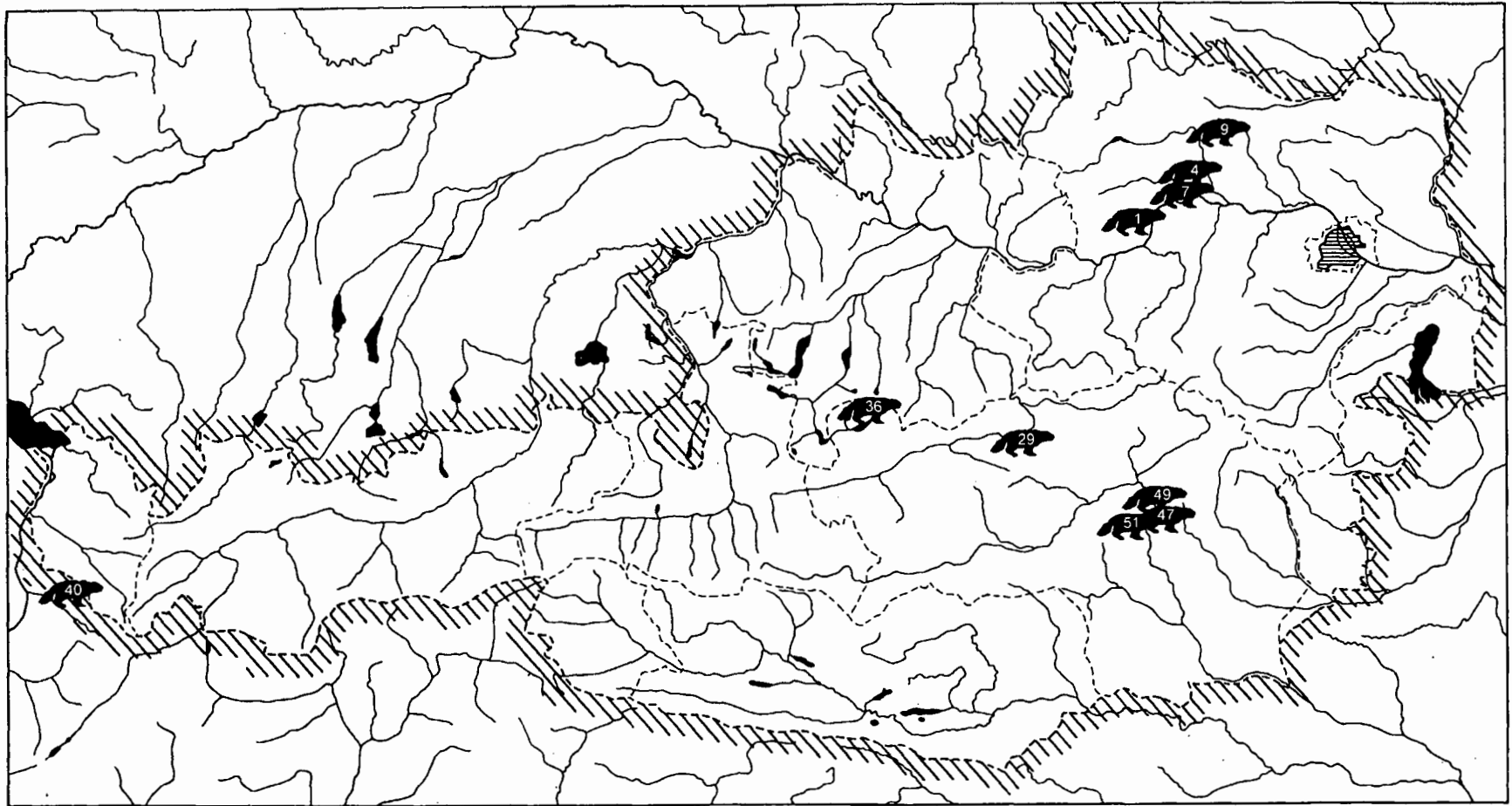
Anschrift der Verfasserinnen:

Mag. Martina Pacher, Mag. Doris Döppes, Institut für Paläontologie, Universität Wien, Althanstraße 14, A-1090 Wien, Austria.



5	Gudenushöhle, Schusterlucke	27	Gamssulzenhöhle, Ramesch-Knochenhöhle	38	Schottloch Frage	49	Drachenhöhle bei Mixnitz
9	Teufelslucke bei Eggenburg	28	Große Ofenberghöhle, Ofenberger Südwesthöhle (1733/2)	39	Schreiberwandhöhle	51	Fünffenstergrotte, Tropfsteinhöhle am Kugelstein, Tunnelhöhle
16	Lettenmayerhöhle	31	Herdengelhöhle	40	Sulzfluh-Höhlen	52	Lurgrotte, Große Peggauerwandhöhle, Kleine Peggauerwandhöhle, Rittersaal, Steinbockhöhle, Frauenhöhle bei Semriach
24	Allander Tropfsteinhöhle	33	Merkensteinhöhle	41	Tischoferhöhle	53	Griffener Tropfsteinhöhle
25	Brettsteinbärenhöhle, Brieglersberghöhle, Liegloch	34	Nixloch	43	Knochenhöhle bei Kapellen		
26	Dachstein-Rieseneishöhle	36	Salzofenhöhle	44	Mehlwurmhöhle		
		37	Schlenkendurchgangshöhle	46	Windener Bärenhöhle		
				47	Große Badlhöhle, Repolusthöhle		
				48	Luegloch		

Abb. 1: Verbreitungskarte der Wolf-Fundstellen (aus DÖPPES & WITHALM, in Druck).



- | | | | | | |
|---|------------------------|----|-------------------------------------|----|--|
| 1 | Willendorf | 7 | Krems-Wachtberg | 40 | Sulzfluh-Höhlen |
| 4 | Grubgraben bei Kammern | 9 | Teufelslucke bei Eggenburg | 49 | Drachenhöhle bei Mixnitz |
| | | 29 | Hartelsgrabenhöhle | 51 | Tropfsteinhöhle am Kugelstein, Tunnelhöhle |
| | | 36 | Salzofenhöhle, Brettsteinbärenhöhle | | |

Abb. 2: Verbreitungskarte der Vielfraßfundstellen (aus DÖPPES & WITHALM, in Druck).

FLYSCH-SPURENFOSซิลASSOZIATIONEN IN DER HÖHEREN MUTTEKOPFGOSAU (OBERKREIDE) NORDWESTLICH VON IMST

Matthias Gröger, Hugo Ortner & Christian Haas

Mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle

Im Gegensatz zu anderen Gosau-Hauptvorkommen zeichnet sich die Muttekopfgosau vor allem durch den extremen Mangel an Fossilien aus. Funde von Spurenfossilien sind aus der Muttekopfgosau noch nicht publiziert worden, obwohl sie bereits in einer Anzahl von unveröffentlichten Arbeiten erwähnt wurden (WOPFNER, 1953; ORTNER, 1990; HAAS, 1991; GRÖGER, 1996). Im folgenden soll ein Abriß des bis dato vorliegenden Datenmaterials gegeben und auf die fazielle Bedeutung eingegangen werden. Generell gesehen sind Spurenfossilien in der Gosau jedoch eher selten.

Bisheriger Kenntnisstand

Neben dem von AMPFERER (1932) erwähnten inoceramführenden Mergelhorizont erwähnt LEISS (1990) diverse Gattungen von Cnidaria, Bivalvia, Gastropoda, Cephalopoda und Protozoa in der weiteren Umgebung der inoceramführenden Mergel des tieferen Wassers. Die stratigraphischen Positionen der von LEISS (1990) erwähnten Fundpunkte beschränken sich, der tektono-stratigraphischen Gliederung von ORTNER (1994) folgend (Abb. 1), auf den Tieferen Gosaukomplex (= terrestrische bis flachmarine Ablagerungen) sowie auf den dritten fining-upward-Megazyklus (tiefmarine, jedoch im Unterschied zum ersten und zweiten Megazyklus über der CCD abgelagerte Sedimente) des Höheren Gosaukomplexes.

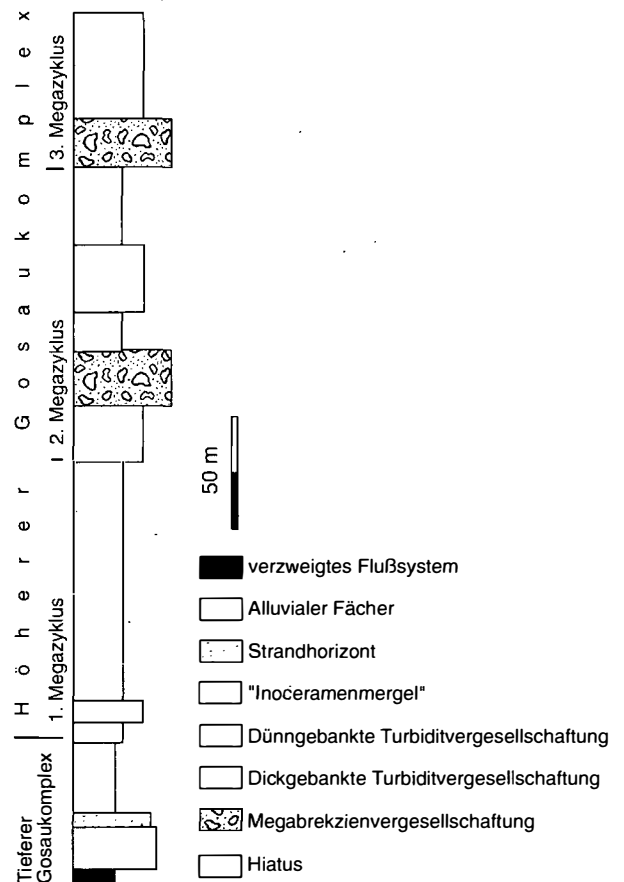


Abb. 1: Tektonostratigraphische Gliederung der Muttekopfgosau nach ORTNER (1994).

Demgegenüber zeigen die Sedimente des ersten und zweiten Megazyklus eine turbiditische, tiefmarine Fazies (Ablagerung unter der CCD).

Die stratigraphische Position der hier erwähnten Spurenfossilassoziatonen beschränkt sich

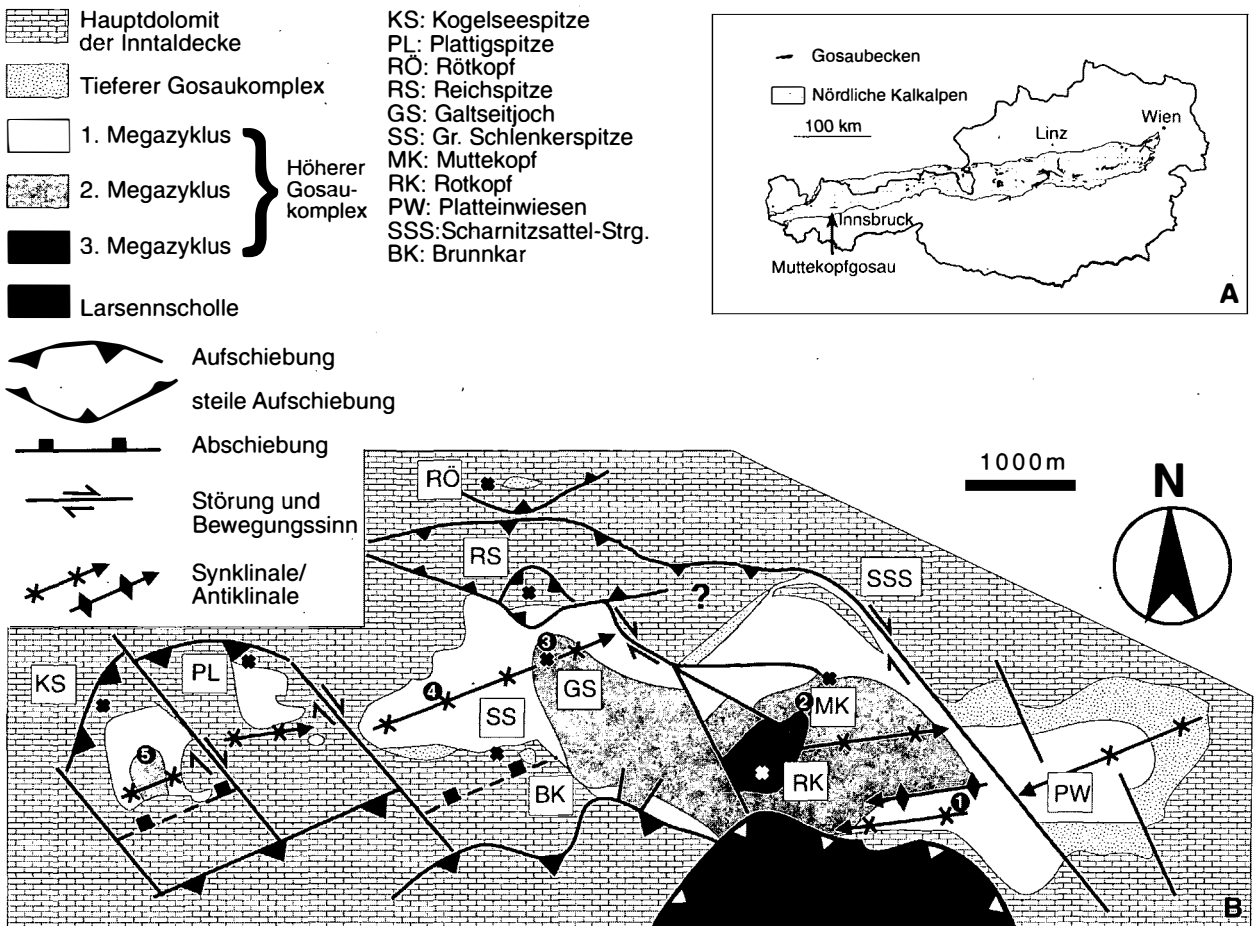


Abb. 2: A Lage der Muttekopfgosau. B Geologische Skizze und ungefähre Lage der Fundpunkte: 1 *Paläodictyon*; 2 *Megagrapton*, *Fucoiden*, *Lorenzina*, *Helminthoida*; 3 *Cosmoraphe*, *Desmograpton*, *Spiroraphe*; 4 *Megagrapton*; 5 *Subphyllochorda*, *Chondrites*.

auf den Höheren Gosaukomplex (erster u. zweiter Megazyklus). Die Lebensspuren sind auf Schichtflächenunterseiten turbiditischer Fein- bis Grobsandsteine mit scharfer Liegendgrenze zu dünnen pelitischen Lagen erhalten geblieben. Die Positionen der Fundpunkte sind in Abb. 2B angegeben.

Zuordnung der Spurenfossilien

EKDALE (1985) hat versucht, unter Berücksichtigung von Freß- und Wühlstrategien eine Einteilung in „k-selected“ und „r-selected“ Ichnotaxa vorzunehmen. K-selected Ichnotaxa treten bevor-

zugt in stabilen Lebensräumen auf und besitzen eine geringere Akzeptanz für plötzliche Veränderungen der physikalischen Umweltbedingungen. Es tritt eine Arten-Vielfalt mit komplexen Spuren auf, von denen keine dominiert. R-selected Ichnotaxa besitzen eine breite Toleranz gegenüber Milieuveränderungen und vermögen neue Habitate schnell zu kolonisieren. Charakteristisch ist eine geringe Artenvielfalt mit hoher Besetzungsdichte.

In der Muttekopfgosau ist eine ähnliche Differenzierung zu beobachten. Tab. 1 gibt eine Übersicht über die von uns angetroffene Ichnofauna. Die Bestimmung wurde nach KSIĄZKIEWICZ (1970) vorgenommen.

In der Muttekopfgosau treten komplexe Spuren in Profilabschnitten mit schwarzen pelagischen

	Domichnia	Fodichnia	Agrichnia	(equilibrium sp.)	(opportunistic sp.)
Cosmoraphe			+	+	
Desmograpton			+	+	
Helminthoida			+	+	
Spiroraphe			+	+	
Megagraption			+	+	
Chondrites		+			+
Lorenzina	+				+
Subphyllochora			+		+
Fucoiden			+		+
Paleodictyon			+		+

Tab. 1: Zuordnung der Spurenfossilien der Muttekopfegosau zu Spurenfossilgruppen.

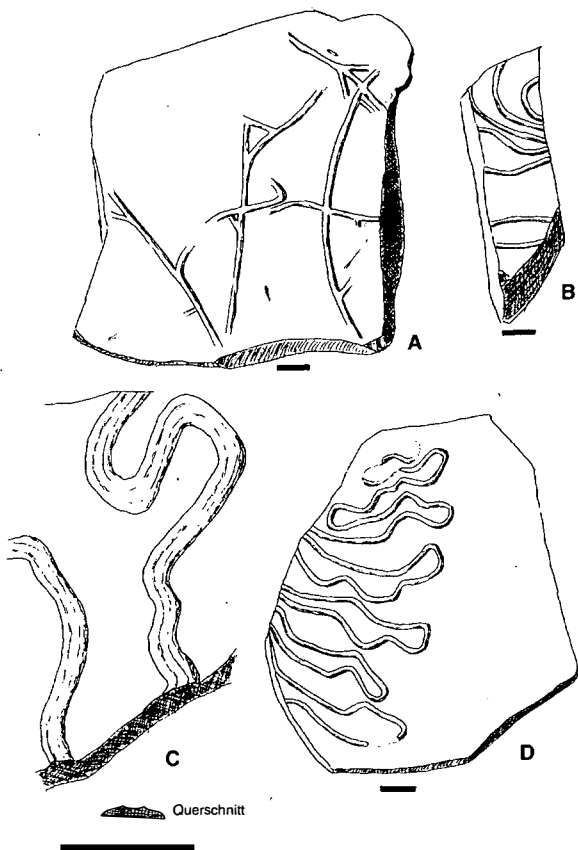


Abb. 3: Abbildungen der Spurenfossilien: A Fucoiden; B *Spiroraphe*; C *Subphyllochora*; D *Helminthoida*.

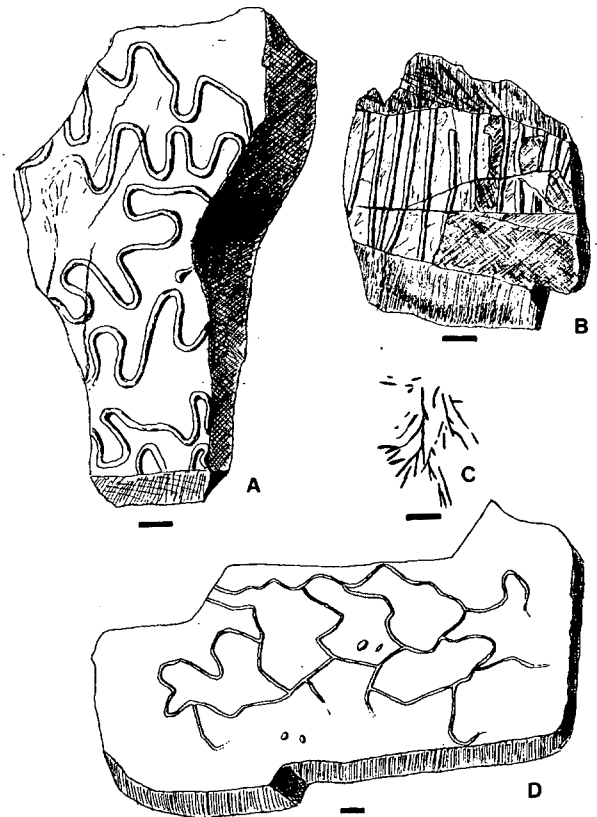


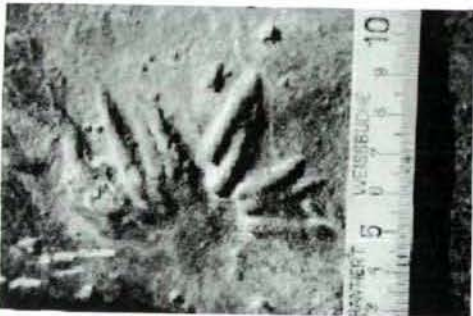
Abb. 4: Abbildungen der Spurenfossilien: A *Cosmoraphe*; B *Desmograpton*; C *Chondrites*; D *Megagraption*.



A



B



C

Abb. 5: Abbildungen der Spurenfossilien: A *Palaeodictyon*; B *Megagraptus* an der Basis einer Brekzienlage; C *Lorenzinia*.

Mergeln auf. Unter stabilen (hemi)pelagischen Sedimentationsbedingungen stellt sich eine Spurenfossilassoziaton ein mit *Agrichnia* wie *Cosmoraphe*, *Desmograpton*, *Helminthoidea*, *Spiroraphe*, *Megagraptus irregularis* und untergeordnet *Palaeodictyon* ein (Abb. 3, 4). Durch das episodische Einsetzen turbiditischer Sedimentation wird diese Assoziaton zerstört. Nachfolgend wird das frische Substrat von „Pionierformen“ wie *Chondrites*, *Lorenzinia*, *Subphyllochorda* und Fucoiden neu besetzt (Abb. 3, 4).

Interessant ist das Vorkommen von offenen permanenten Wohnbauten (*Palaeodictyon*; Abb. 5).

Wie SEILACHER (1962) eindrucksvoll an Beispielen aus dem eozänen Flysch-Vorkommen bei Zumaya (Spanien) zeigte, sind Gänge von *Palaeodictyon* prädepositional in bezug auf die Ablagerungen des „turbidity current“ angelegt. Unter einem tektonisch kontrollierten, extrem unruhigen Sedimentationsgeschehen, wie es für die Muttekopfgosau-Ablagerungen angenommen werden kann, sollten längere Episoden ruhiger pelagischer Sedimentation, wie es das Vorkommen von *Palaeodictyon* fordert eher die Ausnahme sein. Indes kann das Vorkommen von *Palaeodictyon* als Beweis für längere Zeitabschnitte stabiler Bedingungen auch in der Höheren Gosau gewertet werden.

Diskussion

Im Gegensatz zu Verfüllgängen anderer Spurenverursacher werden die hohlen Gänge von *Palaeodictyon* nur fossil überliefert, wenn das unter der Sedimentoberfläche gelegene Gangsystem durch plötzliche Erosion freigelegt wird und unmittelbar durch die gröbere Fracht des Turbidites ausgegossen wird. Dies ist nur dort der Fall, wo die erosive Tätigkeit im Stirnbereich des Turbidites nicht mehr stark genug ist, tieferliegende Bodenschichten zu erreichen. *Palaeodictyon* wird daher hauptsächlich im distalen Bereich überliefert (SEILACHER, 1977). Das sehr seltene Vorkommen von *Palaeodictyon* könnte eventuell im Zusammenhang mit einer zeitweisen Verlagerung der tektonischen Aktivität in weiter entfernte Regionen des Gosaubeckens gesehen werden. Da es bislang an einer detaillierten Bearbeitung der Muttekopfgosau-Spurenfossilfauna fehlt, muß eine solche Spekulation zum gegenwärtigen Zeitpunkt erlaubt sein.

Auf die Hyschoide Zusammensetzung der höheren Partien zahlreicher Gosau-Hauptvorkommen in den Nördlichen Kalkalpen wurde bereits hingewiesen, noch bevor man den Tiefseecharakter dieser Ablagerungen verstanden hatte (z.B. WEIGEL, 1937) und der Schüttungsmechanismus von turbidity currents (KUENEN, 1958)

schließlich auch in Arbeiten über die Gosauvorkommen berücksichtigt wurde (u.a. WILLE-JANOSCHEK (1966), PLÖCHINGER (1961), FAUPL & WAGREICH (1982), FAUPL (1982, 1983), LEIN (1982), RUTTNER & WOLETZ (1955), FAUPL & SAUER (1978), POBER (1982), JANOSCHEK (1968)).

Indes fehlen der Mehrzahl der Gosau-Vorkommen die für den Flysch typischen Spurenfossilien, auf die schon KUENEN (1958) hingewiesen hatte: „In flysch-rocks the organic hieroglyphs on the sole of sandy beds are abnormally numerous and variable“, „Burrowings are plentiful in some beds“. WEIGEL (1937) spricht von „Kriechspuren und länglichen Wülsten“ auf Schichtflächen von Sandsteinen in dem Vorkommen von Gosau-Abtenau. PLÖCHINGER (1963) erwähnt sogar „*Helminthoideen* und andere Spurenfossilien“ in der Gießhübler Gosaumulde.

Ein Grund für das allgemein seltene Vorkommen von Flysch-Lebensspuren könnte, zumindest im Fall der Muttekopfgosau, darin liegen, daß die Zeitintervalle zwischen den Ablagerungen der einzelnen Turbidite zu kurz waren, um die Entwicklung einer reichen Bodenfauna zu ermöglichen. Das seltene Vorkommen von Flysch-Spurenfossilien würde somit in einem vorwiegend tektonisch kontrollierten Sedimentationsraum, wie ihn LEISS (1990), aber auch ORTNER (1994) für das Muttekopfgosau-Becken annehmen, ein Hinweis auf eine erhöhte (turbiditauslösende) tektonische Aktivität liefern.

Dank

- Herrn Dr. F. LANGENSTRASSEN (Göttingen) für anregende Diskussionen.
- Herrn Prof. Dr. D. HELMCKE (Göttingen) für anregende Diskussionen und Korrektur des vorliegenden Manuskriptes.
- M. GRÖGER dankt der Geologischen Bundesanstalt, Wien, für finanzielle Unterstützung seiner Geländeaufnahmen im Rahmen der Neuaufnahmen von Blatt ÖK 115 Reutte.

Literatur

- AMPFERER, O. (1932) : Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen 1:25.000. – 122 S., Wien.
- EKDALE, A.A. (1985) : Paleocology of the marine Endobionts. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **50**, 63–81.
- FAUPL, P. (1982) : Zur Gosau Entwicklung im Süden der Weyerer Bögen zwischen Unterlaussa und St. Gallen (Strk). – In FLÜGEL, H. (Red.): Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen. Hochschulschwerpunkt S 15, **Heft 3**, 133–147, Wien
- FAUPL, P. (1983) : Die Flyschfazies in der Gosau der Weyerer Bögen (Oberkreide, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 219–244, 20 Abb., 2 Tab., Wien.
- FAUPL, P. & SAUER, R. (1978) : Zur Genese roter Pelite in Turbiditen der Flyschgosau in den Ostalpen (Oberkreide-Alttertiär). – *N.Jb.Geol./Paläont., Mh* **1978**, 65–86, Stuttgart.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1983) : Bericht über Studien in der Gosau bei Lilienfeld/Niederösterreich (Östliche Kalkalpen). – In FLÜGEL, H. (Red.): Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen. Hochschulschwerpunkt S 15, **Heft 4**, 145–159, Wien.
- GRÖGER, M. (1996) : Geologie der Lechtaler Alpen zwischen Muttekopf und Tarrenz (Österreich/Tirol). – Unveröff. Diplomkartierung Univ. Göttingen.
- HAAS, Ch. (1991) : Zur Geologie und Sedimentologie der östlichen Muttekopfgosau. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. Innsbruck, 117 S., 73 Abb.
- JANOSCHEK, W. (1968) : Oberkreide und Alttertiär im Bereich von Wörschach (Ennstal, Steiermark) und Bemerkungen über das Alttertiär von Radstadt (Pongau, Salzburg). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1968**, 138–155, Wien.
- KSIAZKIEWICZ, M. (1970) : Observations on the Ichnofauna of the Polish Carpathians. – In: CRIMES, T.H. & HARPER, J.C. (Eds.): *Trace Fossils*, 283–322.
- KUENEN, P.H. (1958) : Turbidity-currents as a major factor in flysch deposition. – *Eclogae Geol. Helv.*, **51**, 1009–1021, 2 Figs., Basel.
- LEIN, R. (1982) : Vorläufige Mitteilung über ein Vorkommen von flyschoider Gosau mit Komponenten paleozäner Riffkalke in den Mürtzaler Alpen. – *Mitt. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **28**, 121–133, Wien.
- LEISS, O. (1990) : Sedimentationsgeschehen und Biofazies innerhalb der Nördlichen Kalkalpen während der kretazischen Orogenese (Schwerpunkt: Gosau-Formation –

- Coniac/Santon). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **36**, 39–85, 17 Abb., 1 Tab., Wien.
- ORTNER, H. (1990) : Zur Geologie und Sedimentologie der westlichen Muttekopfgosau (Lechtaler Alpen, Tirol). – Unveröff. Diplomarbeit Univ. Innsbruck, 100 S., 70 Abb., Innsbruck.
- ORTNER, H. (1994) : Die Muttekopfgosau (Lechtaler Alpen, Tirol/Österreich): Sedimentologie und Beckenentwicklung. – Geol. Rdsch., **83**, 197–211,
- PLÖCHINGER, B. (1961) : Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **104**, 359–441, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1963) : Die Kreide-Paleozänablagerungen in der Gießhübler Mulde zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf (N.-Ö.). – Mitt. geol. Ges. Wien, **56**, 443–469, Wien.
- POBER (1982) : Fazielle Aspekte der Schichtenfolge der Wörschacher Gosau. – In FLÜGEL, H. (Red.): Die frühalpine Geschichte der Ostalpen. Hochschulschwerpunkt S 15, Heft 3, 129–134, Wien.
- RUTTNER, A. & WOLETZ, G. (1955): Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. – Mitt. geol. Ges. Wien, **48**, 221–257, 2 Taf., 5 Fig., 4 Tab., Wien.
- SEILACHER, A. (1962) : Paleontological studies on turbidite sedimentation and erosion. – J. Geology, **70**, 227–234, Chicago.
- SEILACHER, A. (1977) : Pattern analysis of *Paleodictyon* and related trace fossils. – In CRIMES, T.P. & HARPER, J.C.: Trace fossils. – Geol. J. Spec. Iss., **9**, Liverpool.
- WEIGEL, O. (1937) : Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. – Jb. Geol. B.-A., **86**, 11–42, Wien.
- WILLE-JANOSCHEK, U. (1966) : Stratigraphie und Tektonik der Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs im Raume von Gosau und Abtenau (Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **109**, 91–172, Wien.
- WOPFNER, H. (1953) : Neue Beiträge zur Geologie der Gosau-Schichten des Muttekopfs. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 914 S., 21 Abb., 4 Taf.

Anschrift der Verfasser:

Matthias Gröger, Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre, Goldschmidtstr. 3, D-37077 Göttingen, Deutschland; Mag. Christian Haas, Vogelweiderstr. 7/6, A-6020 Innsbruck, Austria; Mag. Dr. Hugo Ortner, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria.

STRATIGRAPHISCHE UND STRUKTURELLE ANALYSE IM RAUM EIBERG (NÖRDLICHE KALKALPEN, UNTERINNTAL, TIROL) UNTER BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG DER ENTWICKLUNG IN DER OBERKREIDE UND IM TERTIÄR

Alfred Gruber

Mit 17 Abbildungen, 10 Profilen und 1 geologischen Karte M 1:10 000

Zusammenfassung:

Im Raum Eiberg (Unterinntal, Tirol) wurde eine vielfältige kalkalpine Schichtfolge erfaßt, die zeitlich vom Permoskyth bis in das Oligozän reicht und mit der Gosau von Eiberg und dem Unterinntaler Tertiär Besonderheiten aufweist. Die diskordant auf gefaltetem, triassischem und jurassischem Untergrund abgelagerte Gosaugruppe ist charakterisiert durch einen Wechsel grob- und feinklastischer, gemischt karbonatisch-siliklastischer Sedimentation, die im wesentlichen von einer phasenhaften Tektonik gesteuert wird. Die flachmarine, klastisch dominierte Untere Gosau Untergruppe (Coniac? – Obersanton) wurde in kleinräumigen Trögen abgelagert. Durch tektonische Subsidenz wurde der Ablagerungsraum ab dem Campan in pelagische Tiefen abgesenkt, gekennzeichnet durch turbiditische Zementmergel und Nierentaler Schichten der Oberen Gosau Untergruppe (Untercampan – Untermaastricht). In diese schalten sich mehrmals grobklastische Schüttungen ein.

Im Unteroligozän kam es durch sinistrale Scherung an NE-streichenden überlappenden Störungen zur Öffnung eines Pull-apart-Beckens. Die Sedimente des Unterinntaler Tertiärs im Eiberger Becken sind analog zu denen des Häringer Raumes gekennzeichnet durch eine tektonisch angelegte Beckengeometrie, die unterschiedliche, eng benachbarte Fazies aufweisen. Basal kommen Konglomerate eines fan deltas vor, im Becken Bitumenmergel und Zementmergel, randlich und auf Hochzonen zeitgleich mit diesen Strandkonglomerate, Nummuliten- und Lithothamnienkalke.

Das Eiberger Becken weist eine mehrphasige tektonische Überprägung auf. Durch eine detaillierte Strukturanalyse nach dem Prinzip der Paläostreßstratigraphie und unter Berücksichtigung von Überschneidungskriterien wurden acht Deformationsereignisse ausgeschieden. Die Deformation wurde generell von zwei lokalen Faktoren beeinflusst: vom rheologischen Verhalten des inhomogenen Schichtstapels (Abscherungshorizonte in feinklastischen Sedimenten) und von alt-angelegten Strukturen. Die Deformationsphasen sind im einzelnen:

1. Eine vorgosauische NW-SE-Kompression verursachte in Eiberg einen NE-SW-streichenden Klein- und Großfaltenbau, begleitet von dextralen NW-SE-streichenden tear faults („eoalpine“ Phase).
2. Die Gosaubeckenbildung erfolgte an NE-SW-streichenden, teilweise synsedimentären Abschiebungen in Form kleinräumiger Halbgräben und Hochzonen, in denen die Untere Gosau Untergruppe abgelagert wurde. Grobklastische Schüttungen, speziell von Scarpbreccien von E-W-streichenden Rücken unterstreichen ein Fortdauern des phasenhaften Extensionsregimes auch in der Oberen Gosau Untergruppe.
3. Eine syn- bis postgosauische N-S-Einengung führte zur Faltung, Hebung und Erosion („mesoalpine“ Phase).
4. Die Tertiärbeckenbildung begann im Unteroligozän durch sinistrale Scherung an der Inntallinie. Dies äußerte sich durch Öffnen von Dehnungsspalten im Untergrund und progressiver Weiterentwicklung dieser zu konjugierten NW-SE- und NE-SW-streichenden Schrägabschiebungen. Die heutige Verteilung der Fazies läßt noch das ursprüngliche, von NE-SW-orientierten Gräben und Hochzonen gegliederte Becken zur Zeit der Zementmergelsedimentation erkennen.
5. Eine erste Phase der Beckenschließung äußerte sich in einer, noch im Oligozän einsetzenden N-S-Kompression mit S-vergenten Überschiebungen und N-vergenten Rücküberschiebungen und dazugehörigen dextralen NW-SE-tear faults.
6. Eine weitere N-S-gerichtete Kompression führte zur sinistralen NE-SW-Zerschneidung des gesamten Gebietes und örtlich zur Ausbildung von positiven Blumenstrukturen.
7. Eine E-W-Kompressionskomponente wirkte sich in Bewegungssumkehr an den Blattverschiebungen, flexurellen Verbiegungen und W-vergenten Überschiebungen aus.
8. Das jüngste nachweisbare Ereignis stellte eine N-S-Kompression mit Dehnung in SW-NE-Richtung und sinistraler Zerschneidung an N-S-Störungen dar.

Abstract:

In the area of Eiberg (Unterinntal, Tirol) a complex succession of calcarine beds was mapped, which have a stratigraphic range from the Permoskythian to the Oligocene.

The Gosau of Eiberg was deposited unconformably on folded triassic and jurassic rocks. It is characterized by alternation of coarse- and fineclastic, mixed carbonatic-siliciclastical sedimentation, that is mainly controlled by intermittent tectonics. The shallow marine, clastic dominated Lower Gosau Subgroup was deposited in small scale basins. Tectonically induced subsidence brought the sedimentary basin to pelagical depths of the Upper Gosau Subgroup, that is characterized by the turbiditic Zementmergel and Nierental Beds, periodically interrupted by debris flows. The sediments of the Unterinntal Tertiary in the Eiberg area show a number of different facies with limited extent. Distribution of sedimentary facies is controlled by tectonics. At the base deltaic conglomerates occur. In the inner part of the basin bituminous marls and the Zementmergel were deposited. On the margin of the basin and on structural highs one can find beach conglomerates, limestones with *Nummulites* and *Lithothamnium*, deposited contemporaneous to the marls.

Detailed structural analysis in the Eiberg area, following the principle of paleostress stratigraphy, led to the distinction of eight deformational events. The deformation was controlled by two local geological factors: the rheological properties of the inhomogenous sedimentary sequences (decollement horizons in fineclastic sediments) and preformed structures. We can distinguish the following deformational events:

1. Pregosauian NW-SE-directed compression, that led to NE-SW-trending small- and large scale folds and NW-SE-trending tear faults ('eoalpine event').
2. The Gosau basin subsided along NE-SW-trending synsedimentary normal faults. Therefore the Lower Gosau Subgroup was deposited in small scale half grabens. Debris flows from a fault scarp along a E-W-trending ridge in the basin indicate a continuation of the extensional regime into the Upper Gosau Subgroup.
3. Syn- to postgosauian compression caused folding, uplifting and erosion in the Eiberg area ('mesoalpine event').
4. The Tertiary basin formed as a pull apart basin along an overstep of the sinistral Inntal Line. In the basin, tension gashes filled with bituminous marls and later conjugated sinistral oblique normal and dextral oblique normal faults were active. The depositional area was articulated by NE-SW trending grabens and horsts, that still can be mapped on base of the distribution of sedimentary facies.
5. The first step of the basin inversion is a N-S compressional event beginning in the Oligocene with S-vergent thrusts and N-vergent back thrusts and dextral NW-SE trending tear faults.
6. The second step is characterized by a N-S directed compression, that causes NE-SW sinistral shearing of the whole area and locally forms positive flower structures along the master faults.
7. An E-W compression implies an inversion of the movement sense on the strike slip faults, flexural folds and W-vergent thrusts.
8. The youngest deformation event outlines a NW-SE compression with an extension in SW-NE direction and with sinistral shearing on N-S trending faults.

Einleitung

Das Unterinntal nimmt seit jeher eine Schlüsselstellung im Bau der Nördlichen Kalkalpen ein. Es weist das einzige Vorkommen von obereozänen und oligozänen Sedimenten innerhalb der gesamten Kalkalpen auf (ORTNER & SACHSENHOFER, 1996). Mit der Entstehung dieses Beckens und seinen Sedimenten befaßten sich schon früh namhafte Geologen wie SCHLOSSER (1904, 1909), LEUCHS (1907), AMPFERER (1921), HEISSEL (1951, 1955), LÜHR (1962), HAGN (1967, 1981), LINDENBERG (1965), SCHNABEL & DRAXLER (1976), die die grundlegenden Erkenntnisse zur Stratigraphie des Unterinntaler Tertiärs lieferten. Neuere Daten zur Sedimentologie stammen von MOUSSAVIAN (1984), STINGL & KROIS (1991, 1992), KROIS &

STINGL (1991), KROIS (1992). Mit der tertiären Beckengeschichte und mit einer strukturellen Neubearbeitung des Tertiärbeckens befassen sich vor allem ORTNER (1993, 1996) und ORTNER & SACHSENHOFER (1996). Sie postulieren für die Anlage des Tertiärbeckens einen pull-apart-Mechanismus entlang dem sinistralen Inntalstörungssystem.

In diesem Rahmen entstand auch die vorliegende Arbeit, die Ergebnisse einer Diplomarbeit vorstellt. Diese hatte zur Aufgabe, einen kleinen Ausschnitt des Tertiärs bei Eiberg/Schwoich exemplarisch nach modernen strukturgeologischen Methoden zu untersuchen. Da der Raum Eiberg eine fast lückenlose Sedimentabfolge vom Permoskyth bis in das Oligozän aufweist und neben dem Tertiär auch die geodynamisch interessante Eiber-

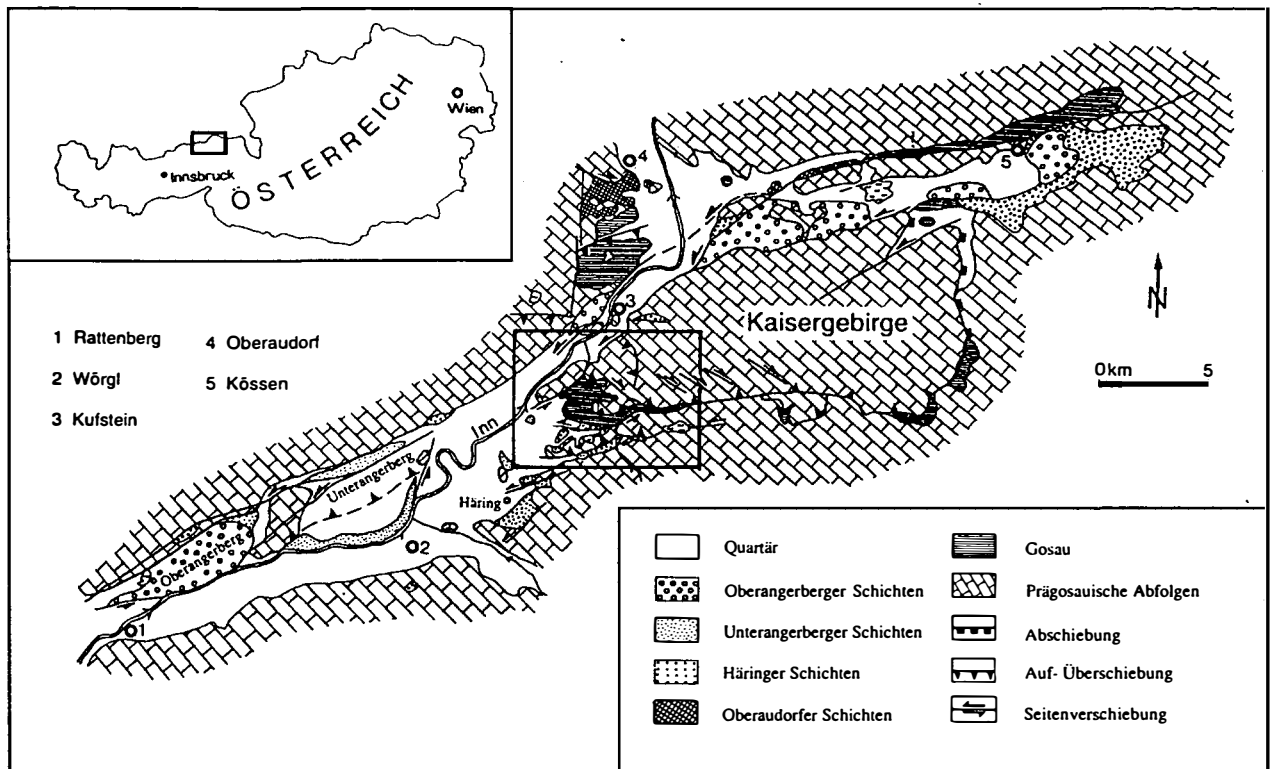


Abb. 1: Vereinfachte geologische Skizze des Unterinntaler Tertiärbeckens und Lage des Untersuchungsgebietes, verändert nach HEISSEL (1951) und ORTNER & SACHSENHOFER (1996).

ger Gosau beinhaltet, eignete er sich besonders gut zur Aufklärung der oberkretazischen und tertiären Beckenbildung und Inversion. Das Gebiet wurde daher im Maßstab 1:10000 geologisch neu kartiert und das strukturelle Inventar möglichst vollständig erfaßt, um Aussagen über Deformationsmechanismen und -muster bei der Öffnung und Schließung von kleinräumigen sedimentären Becken zu treffen. Damit zusammenhängend ergaben sich auch Fragen über die Bedeutung von ererbten Strukturen in Gebieten mit polyphaser Tektonik. Die tektonischen Vorgänge im Eiberger Becken lassen sich letztlich nicht ohne nähere Betrachtung der Tektonik in der Kaisergebirgsscholle lösen.

Geologischer und tektonischer Rahmen

Das untersuchte Gebiet liegt am Südrand des von Rattenberg im SW bis Reith im Winkel im NE

reichenden Unterinntaler Tertiärbeckens, in welches in seinem Mittelabschnitt die Kaisergebirgsscholle hineinragt (Abb. 1). Diese stellt eine allseits tektonisch begrenzte Einheit dar, über deren Entstehung schon früh ein Streit zwischen Deckenvertretern („Kaisergebirgsdecke“ nach AMPFERER, 1921, 1925a, 1933) und Vertretern der Autochthonie bzw. Parautochthonie (aus dem Untergrund „ausgepreßte Scholle“ nach LEUCHS, 1907, 1912; SPENGLER, 1956) entbrannte. Das Kaisergebirge ist intern zu einer mächtigen, gesattelten Mulde verformt (FUCHS, 1944), mit Schenkeln aus Wettersteinkalk und dem Kern aus Hauptdolomit. Der Mulden-Südflügel (Wilder Kaiser) überschiebt nach S den Niederkaiser, auf dem auch noch Gosau aufliegt, der Nordflügel (Zahmer Kaiser) grenzt nach ORTNER (1996) entlang einer sinistralen, NE-SW-streichenden Seitenverschiebung an die tertiären Oberangerberger Schichten. Die Achsen der Großmulde tauchen von ihrem Kulminationspunkt am Stripsenjoch im W in das Inntal, im E in das Kohlentäl ab

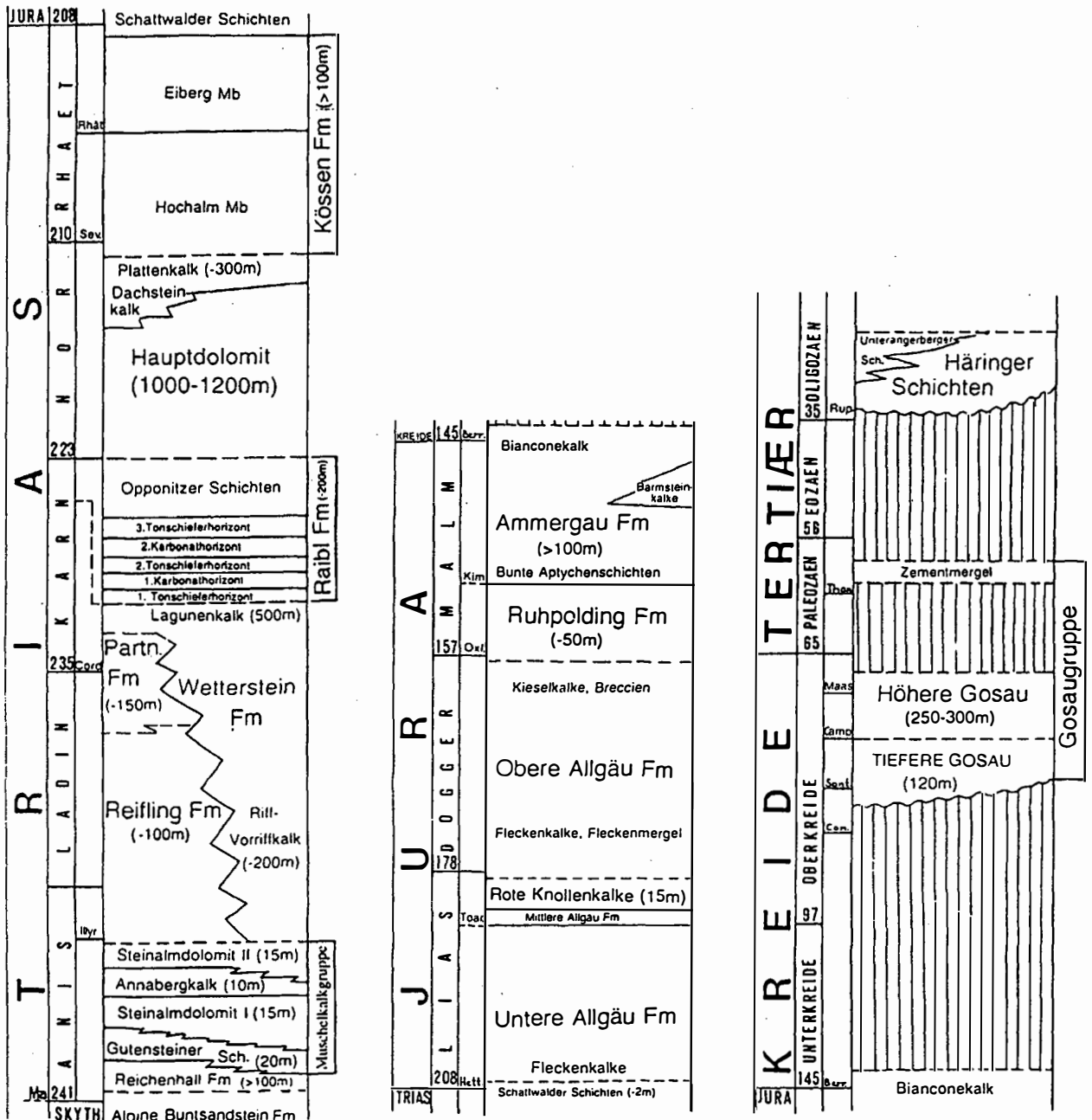


Abb. 2: Vereinfachtes stratigraphisches Übersichtsprofil der Schichtfolge im Raum Eiberg und tektonische Hauptabscherhorizonte.

(FUCHS, 1944), wo eine junge N-S-streichende Abschiebung die Faltenstruktur abschneidet (ASCHAUER, 1984). Gleichzeitig mit diesem beidseitigen Abtauchen öffnen sich die Muldenschkel durch das Umbiegen des Schichtstreichens in nördliche bzw. südliche Richtung. Dadurch kommen hier noch jüngere Gesteine vor: im E jurassi-

sche, im W tertiäre (Tertiär von Dux). Etwas außerhalb der Mulde umschließen die W-Ausläufer des Wilden Kaisers an drei Seiten das Gosau- und Tertiärbecken von Eiberg, das sich nach SW in das Inntal öffnet und intern noch mehrfach untergliedert ist. Der strukturelle Bau des Eiberger Beckens ist in erster Linie durch einen S-vergen-

ten Schuppenbau mit Rampenüberschiebungen und Blumenstrukturen gekennzeichnet und weist weiters eine starke sinistrale NE-SW-Zerschering durch Teilschienen des Inntalstörungssystems auf.

Methodik

Diese Arbeit basiert auf genauen Geländeaufnahmen im Maßstab 1:10000 auf der vergrößerten Österreichischen Karte ÖK 90, Blatt Kufstein. Zur Auflösung der Tektonik dienten die Methoden der Makro- und Mikrotektonik im Sprödbereich nach RAMSAY & HUBER (1983, 1987), HANCOCK (1985), HANCOCK & BURKA (1987), PETIT (1987) und MESCHÉDE (1994). Für die Bestimmung des Bewegungssinnes auf Störungsflächen konnten folgende Indikatoren berücksichtigt werden: Versatz von Markern, Faserkristallite, Stylolithe, Riedel-, Antiriedel- und P- flächen, Parabelrisse, Schleppfalten, SC-Gefüge, Duplex- und Phacoidkörper, Fiederspalt. Altersbeziehungen zwischen Störungs- und Harnischflächen sind oft nicht eindeutig bestimmbar. Aussagekräftig sind Kriterien wie gegenseitiger Versatz von Störungsflächen, Aufwachsen jüngerer Faserkristallite auf ältere, Umbiegen von Fasern in Wachstumsrichtung, Orientierung der Flächen zum Streißfeld, in dem sie bewegt wurden. Aufgrund der fast durchgehenden Schichtfolge im Arbeitsgebiet erwies sich die Methode der Paläostreißstratigraphie (KLEINSPEHN et al., 1989) als fruchtbar. Sie beruht auf dem Prinzip, daß sich bestimmte tektonische Ereignisse nur in Sedimenten abbilden, die von dem jeweiligen Ereignis erfaßt werden und sich in jüngeren Sedimenten nicht mehr finden. Typisches Beispiel hierfür sind synsedimentäre Abschiebungen. In Eiberg sind diesbezüglich vor allem die jurassischen, gosauischen und tertiären Sedimente von Bedeutung. Nicht meßbare Strukturen konnten teilweise aus Luftbildern und Profilkonstruktionen ermittelt werden. Die gemessenen tektonischen Daten wurden statistisch im Schmidt'schen Netz ausgewertet. Für die graphische Darstellung der Daten und für die Paläospan-

nungsanalyse wurde das Computerprogramm „Tektonik QB“ von ORTNER (1996a) verwendet. Die inhomogenen Datensätze wurden mit Hilfe ihrer PBT-Achsen in homogene Subsets aufgeteilt. Für diese wurden der bestpassende Scherwinkel Theta und die Hauptspannungsachsen als Schwerpunkte (WALLBRECHER, 1986) der PBT-Achsen eines Datensatzes errechnet.

Stratigraphie

Die Schichtfolge im Eiberger Becken reicht zeitlich vom Skyth bis in das Oligozän (Abb. 2). Die Abfolge beginnt im SE mit dem mehrere 100 m mächtigen limnofluviatilen bis randmarinen Alpinen Buntsandstein, der hier noch weitgehend in stratigraphischem Verband mit der weiter südlich anschließenden Grauwackenzone steht (MOSTLER, 1972; STINGL, 1987). Im Hangenden schließen die marinen, aus mono- und polymikten Rauhewacken, dünnbankigen Dolomiten und Dolomitbreccien bestehenden Reichenhaller Schichten an. Sie bilden einen maximal 80 m mächtigen Streifen zwischen dem Achleitnerberg im E und der Lengfelden Alm im W.

Darüber bauen sich mächtige triadische Plattform- und Beckensedimente auf. Die Alpine Muschelkalkgruppe ist gekennzeichnet durch einen Wechsel von Becken- und Plattformfazies. Im Profil an der Eiberg-Bundesstraße sind die Gutensteiner Schichten (Becken), der Steinalmkalk (Plattform) und der Annabergkalk mit wechselnden Übergängen in einer Gesamtmächtigkeit von ca. 60 m aufgeschlossen.

Die oben angesprochene Faziesdifferenzierung setzt sich auch im Oberanis und Ladin fort. Den Muschelkalk überlagern meist filamentreiche Hornsteinknollenkalke mit Pietra Verde sowie schwarze, eben gebankte Filamentkalke (Bankkalke). Die Abgrenzung zu den Partnachschichten gestaltete sich schwierig, da letztere kaum in mergelig-toniger Fazies, weil tektonisch reduziert, als vielmehr in kalkiger Entwicklung vorliegen. Die Partnachschichten kommen auf der Wöhralm, am S-Abfall des Kleinen Pölven und am Achleitner-

berg vor. Sie bestehen aus wenige m-mächtigen, schwarzbraunen, kalkreichen Tonschiefern in mehrmaliger Wechsellagerung mit dünnbankigen, etwas sandigen Kalkmikriten (Detailprofil in RIEDER, 1980). Wesentlich mächtiger sind dm-m-gebankte, schwarzgraue Kalke mit diffus verstreuten, faustgroßen schwarzen Hornsteinen vertreten. Die Übergänge zum Wettersteinkalk sind fließend.

Kennzeichnend für den Wettersteinkalk im Kaisergebirge sind Riffgesteine, die im unteren Abschnitt der Formation dominieren und Lagunensedimente, die den mittleren und ausschließlich den oberen Wettersteinkalk aufbauen (TOSCHEK, 1969). Da heute die Riffkalke die Lagunenkalke außen saumartig umgeben, interpretierte ASCHAUER (1984) daraus das Modell eines ehemals hufeisenförmigen Wettersteinriffatolls, das im Zentrum eine ausgedehnte Lagune umschloß und außen von Partnachbecken gesäumt wurde, in die das Riff progradierte. AMPFERER (1933) und OTT (1984) geben für den Ostkaiser an der Maukspitze eine Mächtigkeit von rund 1500 m an, die nach Westen zum Zettenkaiserkopf auf ca. 500–600 m zurückgeht. Dort besteht der Wettersteinkalk an der Basis aus massigen Riffkalcken, darüber aus gleichmäßig gebankten, beige-grauen, fossilreichen Lagunenkalcken (TOSCHEK, 1969).

Ein zweites geringmächtiges Wettersteinkalkvorkommen zieht südlich des Hintersteinersees nach SSW bis in die Gegend von Bad Häring und bildet die Erhebungen des Greidernkogels, Achleitnerberges und Pölvenmassivs. Der Wettersteinkalk geht hier allmählich aus den Partnachschichten hervor und besteht fast nur aus ruditischem Riffschutt. Von echtem, massigen Riffkern kann nur in Ansätzen gesprochen werden („patch reefs“ nach RIEDER, 1980, und OEXLE, 1978). Paläogeographisch hängt dieser Wettersteinkalk mit jenem vom Niederkaiser im Liegenden der Kaisergebirgsscholle zusammen und repräsentiert den Verzahnungsbereich zwischen Wettersteinriff und Partnachbecken (OTT, 1984).

Die Nordalpinen Raibler Schichten lassen sich am Wandfuß des Scheffauers und Zettenkaisers in mehrere Tonschiefer- und Karbonatgesteinsserien

mit einer Gesamtmächtigkeit von 200 m untergliedern. Die Schieferhorizonte setzen sich aus schwarz-braunen glimmerreichen Tonschiefern, feinkörnigen Sandsteinen, schwarzen, bituminösen Mudstones, onkolithischen, brachiopoden- und muschelschillreichen mergeligen Kalken zusammen. Die Mächtigkeiten der einzelnen Horizonte betragen 10, 20 und 40 m. Dazwischen liegen drei Karbonatgesteinsserien, wobei die dritte ungewöhnlich mächtig entwickelt ist (ca. 100 m). Auf der Walleralm fehlen die Schieferhorizonte möglicherweise tektonisch. Die karbonatische Abfolge beginnt hier zunächst mit schmutzigrünen, wellig-gebankten und bioturbaten, subtidalen Mudstones. Diese wechsellagern mit grauen Dolomiten, die ihrerseits dunkle laminierte Zwischenlagen führen. Nach oben findet ein Übergang in dickbankigere, schwarze, stark bituminöse dolomitische Kalke statt. Dolosparite im Wechsel mit Mikritlaminiten sind häufig. Am Top der Raibler Schichten, bei den Hütten der Walleralm, kommen bituminöse Feinlaminiten mit Slumpingstrukturen, Tonschiefern, intraformationelle Breccien und Rauhacken vor. Diese etwas ungewöhnliche Raibler Karbonatentwicklung im Kaisergebirge verglich AMPFERER (1933) mit den Opponitzer Schichten in den östlichen Kalkalpen.

Die Raibler Schichten der Liegendscholle fehlen westlich des Hintersteiner Sees – im Gegensatz zur Auffassung von SCHULZ (1996) – durch tektonische Reduktion.

Hauptfelsbildner rund um das Eiberger Becken ist der Hauptdolomit. Die Mächtigkeit beträgt am Kufsteiner Stadtberg ca. 1000–1200 m. Die Einteilung in Unteren, Mittleren und Oberen Hauptdolomit nach MÜLLER-JUNGBLUTH (1970) ist aufgrund tektonischer Komplikationen (Schuppenbau, Kataklyse) nicht eindeutig durchführbar. Mittels kalkiger, bituminöser Dolomitlaminiten vom Typ der anoxischen Seefelder Schichten (BRANDNER & POLESCHINSKI, 1986) ließen sich am Eibergerkopf und am Stadtberg Mittlerer und Oberer Hauptdolomit trennen. Bei den von AMPFERER (1933) als Ramsaudolomit beschriebenen Dolomitstreifen bei Höheneiberg und im Rehaugraben handelt es sich um Unteren bzw. Oberen Hauptdolomit.

Die von LEUCHS (1921, 1925) erstmals aus der Umgebung von Kufstein beschriebenen hellbraunen Kalkeinschaltungen im Hauptdolomit mit der Bezeichnung Thierbergkalk und wegen ihrer Mikrofauna von TOLLMANN (1969) der obernorischen Dachsteinkalkfazies zugeordnet, finden sich auch im Arbeitsgebiet in mehreren Vorkommen wieder (STIER, 1986; RIEDER, 1980). Diese Dachsteinkalke reihen sich perl-schnurartig vom Stadtberg bis unterhalb des Zettenkaisers aneinander, mit Übergängen zum Hauptdolomit. Nach RIEDER (1980) und eigenen Beobachtungen können basal dünnbankige, biogenreiche Lumachellenkalke (Ostrakoden, Foraminiferen) und hangend dickbankige bis massige, beigebraune Kalke unterschieden werden. Die von RIEDER (1980) untersuchte Foraminiferenfauna weist für das Nor und das Rhät leitende Formen auf.

Im Hangenden zeigt der Hauptdolomit einen breiten Übergangsbereich zum Plattenkalk, der am Stadtberg, Ernsberg und im Kalksteinbruch Eiberg verbreitet vorkommt.

Die bisherige Gliederung der Kössener Schichten von FABRICIUS (1966) wurde von GOLEBIOWSKI (1990, 1991) im Raum Salzburg-Kufstein einer modernen litho- und biostratigraphischen Neubearbeitung unterzogen. Das beim Zementwerk Eiberg aufgeschlossene Kössener Profil ist eines der Typprofile der Neueinteilung der Kössen Formation in das Hochalm Member und Eiberg Member. Während das Hochalm Member überwiegend aus Seichtwasserkarbonaten, Biodetriskuskalen (Tempestiten) und Lithodendronkalken besteht, kennzeichnen das Eiberg Member großteils Beckensedimente, Biomikrite, Mergel und Tonschiefer, die bei ruhigen Sedimentationsverhältnissen in 50–100 m Wassertiefe abgelagert wurden (GOLEBIOWSKI, 1991).

Die regressive Phase des obersten Eiberg Members, charakterisiert durch das Progradieren des Oberhätkalkes in das Becken (Oxycolpos-Kalk, GOLEBIOWSKI, 1991), erreicht in den terrigen-klastischen, rotbraunen Siltiten und Tonschiefern der Schattwalder Schichten einen Höhepunkt. Diese Gesteine sind im Zementwerkprofil etwa 1,5 m mächtig aufgeschlossen und trennen die Kössen-

Formation von der liassischen Beckenfazies der Unteren Allgäu Formation.

Die oberrhätische Beckendominanz fand im Lias ihre Fortsetzung. Zur Ablagerung kamen mächtige Lias-Hornstein-Fleckenkalke und Fleckenmergel (Untere Allgäu Formation), Manganschiefer und siltig-sandige Kalkmergel (Mittlere Allgäu Formation), rote und grüne, crinoidenreiche Knollenkalke und knollige Mergel, Fleckenkalke und -mergel und auch monomikte Fleckenkalkbreccien (Obere Allgäu Formation).

Mit dünnbankigen, kieseligen Fleckenkalken ähnlich den Chiemgauer Schichten (TOLLMANN, 1976a) geht die Allgäu Formation in die Ruhpolding Formation über. In Eiberg kommen vor allem zyklisch geschichtete, rote, dünnbankige, kieselige und teilweise arenitische Kalke (Tauglboden Schichten) mit Chertknuern und zwischengeschaltete rote Mergel, nur untergeordnet die typischen Radiolarienchertbänke vor. Die kalkreiche Entwicklung weist damit für das Eiberger Becken im Kimmeridge und Tithon paläogeographisch eine Schwellenposition aus (vgl. DIERSCHKE, 1980).

Fließende Übergänge bestehen zwischen Ruhpolding und Ammergau Formation. Diese setzt sich aus plattigen, grauen, roten und grünlichen mergeligen Kalken und dünnen weichen Mergeln zusammen. Vereinzelt schalten sich allodapische Kalke ein. Auf die „bunten Ammergauer Schichten“ (TOLLMANN, 1976a) folgen gut gebankte, plattig bis wellig geschichtete, porzellanweiße, gelbliche und rosafarbene, mikritische Kalke vom Typ südalpiner Bianconekalk. In Verbindung mit diesen kommen weiße, biogenreiche ruditische Detriskuskalke vor, deren Bioklasten, u. a. Korallen, Tubiphyten, Algen und Bryozoen eindeutig vom malmischen Riff des Plassenkalkes stammen. Diese Fazies könnte der des Barmstein- und Tressensteinkalkes entsprechen, die beide Aufarbeitungsprodukte von Plassenkalk darstellen (STEIGER, 1981).

Die Gosau von Eiberg läßt sich in Anlehnung an WAGREICH (1986, 1988, 1995) und FAUPL et al. (1987) in eine flachmarine und klastisch dominierte Untere Gosau Untergruppe und eine peli-

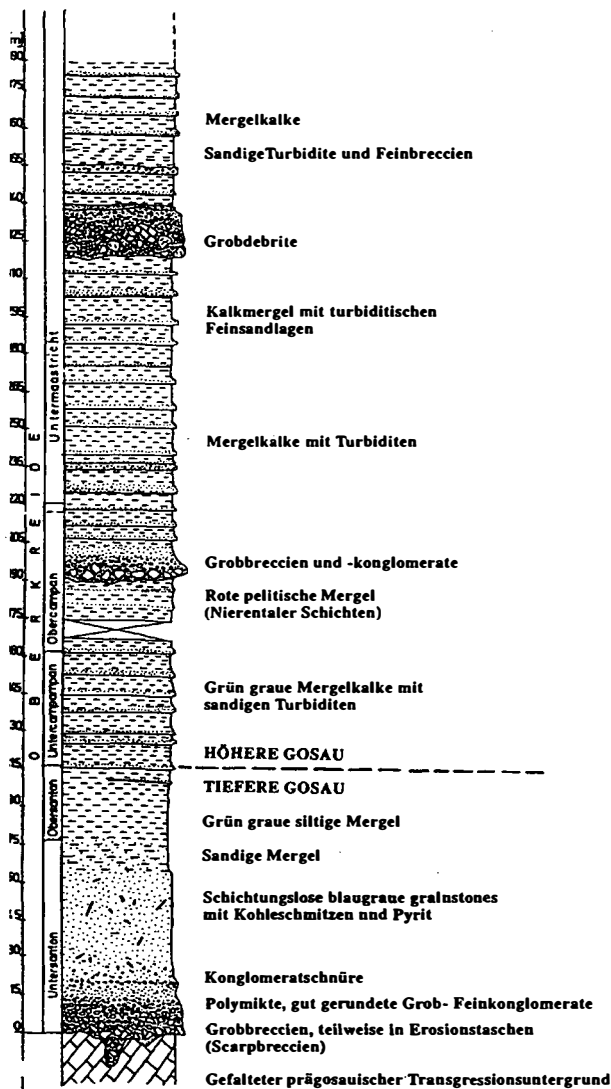


Abb. 3: Schematisches Säulenprofil der Gosauschichtfolge von Eiberg, gezeichnet nach Profilaufnahmen von IBRAHIM (1976) und eigenen Beobachtungen. Die Grenze Tieferer-Höherer Gosau wird mit dem Einsetzen von turbiditischen Mergeln und dem Erstauftreten planktonischer Foraminiferen festgesetzt.

tisch-turbiditisch, offenmarin dominierte Obere Gosau Untergruppe untergliedern (Abb. 3). Die Untere Gosau Untergruppe transgredierte mit einer ausgeprägten Winkeldiskordanz über bereits gefalteten triassischen und jurassischen Untergrund. Die vorgosauische Erosion griff bis zum Hauptdolomit hinab. Charakteristisch für diese Gosau ist der Wechsel zwischen grob- und feinklastischer Sedimentation, die im wesentlichen von einem sehr lebhaften Relief abhing und von

einer phasenhaften Tektonik gesteuert wurde. Folglich schwanken die Mächtigkeiten lokal stark. Nach IBRAHIM (1976) wurden die ältesten Sedimente im NW, die jüngsten im SE abgelagert (Abb.7a, vgl. Kap. Tektonik). Die Sedimentation begann im Untersanton, vielleicht schon im Oberconiac mit unreifen Scarpbreccien durch Aufarbeitung des Liegenden (Hauptdolomit-Bianconekalke). Diese schichtungslosen Breccien (Grobdebrite) mit roter pelitischer Matrix wurden an synsedimentären Abschiebungsbrüchen geschüttet (Abb.6). Die mehrere Zehnermeter mächtige basale Breccienserie weist bereits von Beginn an marinen Einfluß auf, wie aus den mikropaläontologischen Untersuchungen von IBRAHIM (1976) hervorgeht. Durch fortlaufende tektonische Subsidenz gehen die Basalbreccien rasch in gut sortierte, an der Küste vorgerundete Konglomerate lokaler Zusammensetzung über, die wiederum einen graduellen Übergang in massige, quarz- und kohleführende Kalkarenite und sandig-siltige Mergel zeigen. Kennzeichnend für die Kalkarenite ist ihr schichtungsloses Gefüge, das mit hohen Sedimentationsraten in Verbindung gebracht wird. In der Literatur (HERM et al., 1979; WAGREICH, 1988) werden die Kalkarenite als Sedimente eines Prodeltabereiches gedeutet. Am Beckenrand (N-Abhang des Eibergkopfes) wuchsen durch ein Ausgreifen der Transgression auch patchreef-ähnliche Gebilde aus Rotalgen, Echinodermen, Inoceramen, Rudisten und Bryozoen, die sich auch als Gerölle in den Klastika der Tieferen Gosau nachweisen lassen.

Ein Nachlassen der klastischen Schüttungen und die Ablagerung von mächtigen Kalkmergeln, mit dem Vorherrschen von jetzt planktonischen gegenüber benthonischen Foraminiferen, deutet ruhigere Sedimentationsverhältnisse in einem bereits mehrere 100 m tiefen Becken an (IBRAHIM, 1976).

Mit einer neuerlichen Subsidenzphase (WAGREICH, 1991; Abb. 4), jedoch ohne Auftauch- und Erosionsphase, wie sie in den Gosauvorkommen der östlichen Kalkalpen beschrieben wurde (WAGREICH, 1995), setzte im Unterampan die Sedimentation monotoner, grau-grüner, pelagischer Mergel und Mergelkalke ein, dokumentiert in der

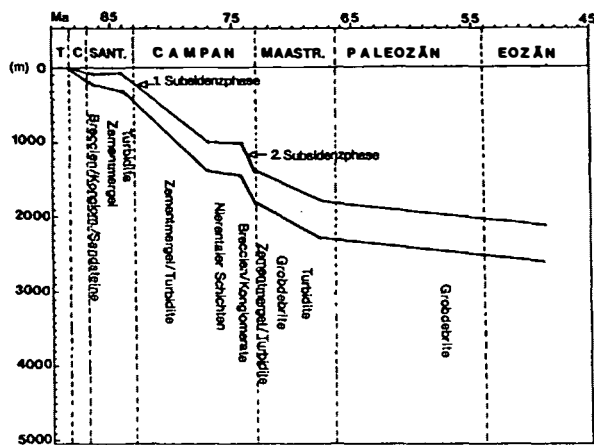


Abb. 4: Subsidenzkurve der Eiberger Gosau, ergänzt nach WAGREICH (1991). Man beachte das abrupte Einsetzen und flache Auslaufen der Subsidenzrate.

Mikrofauna durch das Erstauftreten einkieliger Globotruncanen (IBRAHIM, 1976). Eng aufeinanderfolgende, arenitische bis siltitische Schüttungen von Turbiditätsströmen sind charakteristisch dafür. Die turbiditischen Mergelkalke gehen fließend in ziegelrote, pelitische Mergel vom Typ der Nierentaler Schichten über. IBRAHIM (1976) bestimmte fast nur eine planktonische Foraminiferenfauna mit obercampanem Alter.

Ausgelöst durch stärkere tektonische Unruhen wurden in die roten Mergel erosiv bis 20 m mächtige Grob- und Feinbreccien geschüttet, welche Gerölle von lokalen Trias- und Juragesteinen und aufgearbeiteten Nierentaler Schichten führen. Über diesen folgen rotzementierte graue Kalkarenite mit Kristallindetritus, sandige Mergel und über 100 m graue Kalkmergel mit vereinzelt turbiditischen Schüttungen und Breccienhorizonten.

Erwähnenswert ist eine im obersten Abschnitt der Gosauschichtfolge auftretende und von IBRAHIM (1976) in das Untermaastricht eingestufte, sehr grobe, mehrere Zehnermeter mächtige, tief in den Untergrund schürfende Breccie, die an der Eiberger Bundesstraße nordwestlich der Steinernen Stiege gut aufgeschlossen ist (siehe Abb. 3). Diese polymikte unsortierte, matrixarme und teilweise kohäsionslose Breccie („unsortiertes Haufwerk“ nach AMPFERER, 1933) setzt sich aus bis zu 2 m großen Blöcken lokal anstehender Trias- Jura- und Gosau-

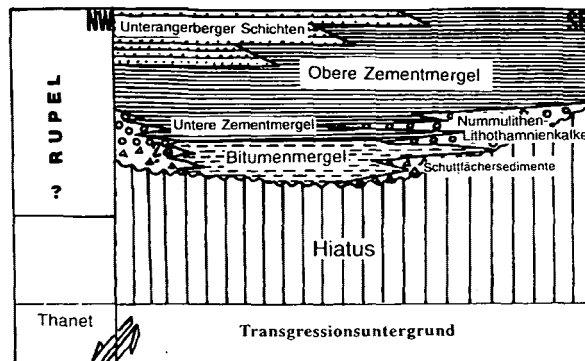


Abb. 5: Tertiäre Schichtfolge im Raum Eiberg, verändert nach KROIS et al. (1991) und ORTNER & SACHSENHOFER (1996).

gesteine zusammen, die teilweise noch im Schichtverband erhalten sind. Die Mächtigkeiten dieser Breccie nehmen von der Weißach nach E und nach W stark ab. Textur, Zusammensetzung und Verbreitungsgebiet weisen diese Sedimente als von einer Hochzone im N (Eiberg) in einen E-W-orientierten Trog geschüttete Scarpbreccien aus.

Den Abschluß der Gosauschichtfolge bilden konkordant auf den Grobdebriten liegende graue Mergelkalke, turbiditische Feinbreccien und Kalksandsteine, die viel Kristallindetritus (Gneise, Phyllite) führen und von IBRAHIM (1976) in das Untermaastricht datiert wurden. Laut STIER (1986) existiert westlich des Gehöftes Köllenberg auch noch ein Vorkommen von paleozäner (Thanet) Gosau.

Das Sedimentationsgeschehen im Tertiär des Eiberger Beckens verlief ähnlich dem der Gosau und kann ebenso in Abhängigkeit von der Tektonik gesehen werden. Nachdem der Gosauzyklus im Mitteleozän durch kompressive Tektonik beendet wurde (FAUPL et al., 1987), setzte Hebung und Erosion ein, die im Raum Eiberg – Häring bis in die Trias hinabgriff. Sinistrale Scherung an überlappenden Störungen im Inntal führte im Unteroligozän zur Pull-apart-Beckenbildung und zur Ingression des Meeres aus NE (ORTNER, 1996; ORTNER & SACHSENHOFER, 1996). Das transtensiv dominierte tektonische Regime (ORTNER, 1996) und die Ererbung der in der Oberkreide angelegten Strukturen ließen ein durch kleinräumige Horste und Gräben gegliedertes Becken

mit hoher Reliefenergie entstehen, welches das Faziesmuster der tertiären Ablagerungen weitgehend bestimmte. Zuerst wurden an den Becken- und Grabenrändern grobklastische Fächer aus lokalem Material geschüttet, die zur Beckenmitte hin und nach oben mit Bitumenmergeln verzahnen (Abb. 5). Weiter westlich bei Bad Häring führten KROIS & STINGL (1991) eine detaillierte Faziesstudie der basalen Häringer Schichten durch. Die Bitumenmergel sind das Ergebnis rasch aufeinanderfolgender, turbiditischer Schüttungen von Litho- und Bioklasten und viel organischem Material von einem nahen Festland in ein flaches, in der Wasserzirkulation eingeschränktes Becken. Meist tritt an der Basis der Mergel auch ein Kohlenflöz auf, das in Bad Häring jahrhundertlang abgebaut wurde (SCHULZ & FUCHS, 1991), im Wühlergraben hingegen kaum 15 cm Dicke erreicht. Auf den Hochzonen und Untiefen innerhalb des Beckens (Wildschwenter Rücken, S-Rand des Peppenuer Grabens) wurden gleichzeitig Sedimente einer Litoralfazies abgelagert (Abb. 5). Diese Fazies beginnt meist mit dünnen monomikten Transgressionsbreccien und geht rasch in Strandkonglomerate, Biogenschuttbreccien und kleine Lithothamnien-Nummuliten-patch reefs über. Manchmal liegen diese direkt ohne Transgressionsbildungen auf dem präoligozänen Untergrund, z.B. am Rücken nordöstlich von Ostendorf (KROIS, 1992; ORTNER, 1996). Durch Abnahme des Bitumengehaltes gehen aus den Bitumenmergeln allmählich die unteren Zementmergel hervor (KROIS & STINGL, 1991), die noch stark klastisch beeinflusst sind und immer wieder Einschaltungen von Feinbreccien, feinverteilte Kohleschmitzen und Pyritkonkretionen aufweisen. Diese Breccien sind Ausdruck von instabilen Beckenrändern. Mit dem sukzessiven Tieferwerden des Ablagerungsraumes und dem dadurch bedingten relativen Meeresspiegelanstieg wuchsen die patch reefs auf den Hochzonen weiter und die Randfazies kletterte an den Beckenrändern kontinuierlich höher (ORTNER, 1996). Am S-Rand des Wühler- und Peppenuergrabens bildete sich dadurch eine onlap - Geometrie aus (Abb.5). Eine 2 m dicke Lithothamnienbreccienbank im Pep-

penauer Graben und dm-dicke monomikte Dolomitbreccien im Wühlergraben markieren die stärkste, tektonisch induzierte Subsidenzphase und das Abtiefen des seichteren unteren Zementmergel- in das wesentlich tiefere obere Zementmergelbecken (LINDENBERG, 1966). Gekennzeichnet ist dieser Sprung in der Fauna durch das Vorherrschen von jetzt planktonischen gegenüber benthonischen Formen in den unteren Zementmergeln (LÜHR, 1962). Die oberen Zementmergel bestehen aus monotonen, weichen, graugrünen, cm- bis dm-gebankten, feinlaminierten bis bioturbaten Mergeln mit einzelnen arenitischen Zwischenlagen. Im Peppenuer und Wühler Graben sind die Zementmergel in einer Mächtigkeit von mehreren 10er Metern aufgeschlossen. Nach oben werden die Zementmergel zusehends von siliziklastischem Detritus beeinflusst (oberer Peppenuer Graben) und gehen in eine Wechsellagerung feinklastischer, sandig-siltig-mergeliger, turbiditischer Sedimente, die Unterangerberger Schichten, über. KROIS & STINGL (1991) deuten sie als prodeltaische Ablagerungen eines von SW progradierenden Turbiditfächers. Die chattischen, limnofluviatilen Oberangerberger Schichten sind in Eiberg nicht mehr aufgeschlossen.

Tektonik

Das Eiberger Becken ist durch komplexe vielphasige Tektonik geprägt. Im Zuge der strukturellen Analyse im Gelände und am Computer stellte sich heraus, daß altangelegte Strukturen während verschiedener tektonischer Vorgänge reaktiviert wurden. Die lithologische Variabilität und das spezifische rheologische Verhalten der Gesteine im Eiberger Becken steuerten die Deformation, die hier großteils nach dem Prinzip der einfachen Scherung verlief. Scherbewegungen liefen meist in stratigraphisch vorgegebenen Horizonten geringerer Scherfestigkeit wie Tonschiefern, Mergeln und Evaporiten beispielsweise der Reichenhaller Schichten, Partnachsichten, Raibler Schichten, Kössener Schichten, Allgäuschichten, Gosau und tertiären Zementmer-

gel ab (Abb. 2). Demgegenüber reagierten die mächtigen mittel- und obertriassischen Karbonate bei tektonischer Beanspruchung spröde unter Ausbildung von Kataklastiten. Der Hauptdolomit ist deshalb über weite Bereiche kataklastisch verformt (siehe geol. Karte).

Chronologie der Deformationen

Jurassische Strukturen

Eine frühe, jurassische Deformation läßt sich in Eiberg nicht direkt messen, kann jedoch indirekt aus den Sedimenten abgeleitet werden. Breccienhorizonte in den oberen Allgäuschichten und in den Ammergau Schichten, sowie mögliche eingegliederte Plassenkalkschollen sind Hinweise für tektonische Bewegungen in einem Becken, das schon in der Obertrias (Eiberg Mb der Kössen Fm) angelegt worden war und sich in den Jura durchpauste. Möglicherweise wurde der heute zwischen Achleitnerberg und Pölven fehlende Wettersteinkalk bereits im Jura an NE-SW-streichenden Abschiebungen in den Raibler Schichten reduziert (Profil 8).

Vorgosauische NW-SE-Kompression

Zeugen einer NW-SE-Kompression sind beispielsweise in den oberjurassischen Beckensedimenten am Haberg abgebildet. Dünnbankige Bianconekalke zeigen eine intensive Kleinfaltung im Meterbereich mit einem generellen Achsenstreichen in SW-NE-Richtung. Mit einer Erosionsdiskordanz, die diese Falten kappt, wurden darüber Gosaubreccien abgelagert (Profil 6). Die Gosau selbst ist weitspannig verfaltet mit Achsen, die WSW-ENE orientiert sind.

Auf der geologischen Karte erkennt man auch einige E-W- bis NE-SW-streichende Faltenzüge mit Amplituden von mehreren 100 m, die zusammen mit dextralen cross faults (z.B. „Kaisergebirgssüdrandstörung“) in ihrer Grundanlage auf diese Phase zurückgehen dürften.

Gosau-Beckenbildung und intragosauische Strukturen

Die Gosau wurde diskordant auf gefaltetem und erodiertem Untergrund abgelagert. Im S und SE, am Wildschwenter Rücken, Eibergkopf und auf der Hölzentalalm legte die Erosion auch noch Hauptdolomit frei. An synsedimentären Abschiebungen kann die Beckenbildung direkt, an der Fazies der Sedimente indirekt abgelesen werden. Einen guten Eindruck vom Aufreißen des Beckens vermittelt der Aufschluß beim Straßendurchbruch unweit des Zementwerkes (Abb. 6a/b). An ENE-WSW-streichenden, SE-fallenden Abschiebungen wurden grobe, unreife Breccien, Konglomerate und Kalkarenite geschüttet. Die Abschiebungen waren noch während der Sedimentation der darüberfolgenden sandigen Mergel aktiv, von denen sie plombiert wurden (Abb. 6a). Bei Rückrotation der Gosau in die Horizontale stehen die Abschiebungen fast senkrecht, die Allgäuschichten fallen mäßig steil nach NW ein. Eindeutige Extensionshinweise in den Zementmergeln bzw. in der Oberen Gosau Untergruppe wurden aufgrund starker tektonischer Beanspruchung nicht gefunden oder nicht erkannt. Ausdruck dafür, daß die Tektonik auch während der gesamten oberen Gosausedimentation phasenweise aktiv war (vgl. WAGREICH, 1991), sind die in Abständen wiederkehrenden grobklastischen Schüttungen. Starke lokale Extensionstektonik kennzeichneten vor allem das Obercampan und Untermaastricht (IBRAHIM, 1976). Dadurch wurden an generell NE-streichenden Störungen Horste und Gräben mit hoher Reliefenergie herausgebildet. Die chaotischen Grobdebrite an der Eiberg-Bundesstraße sind als Scarpbreccien anzusprechen. Vom horstartig herausgehobenen Eiberg, vielleicht auch von einer im S gelegenen Hochzone (auftauchende Kippschollenkante) brachen die Ränder nieder. Das Kliff ist aus der Verbreitung der Scarpbreccien zumindest vom neuen Zementsteinbruch bis zur Hölzentalalm rekonstruierbar. Östlich davon schließt am Fuß von Zettenkaiser und Scheffauer eine breite Zone chaotischer Megabreccien aus verschiedenen triassischen Dolomiten und Kalken und Gosausedimenten an, die

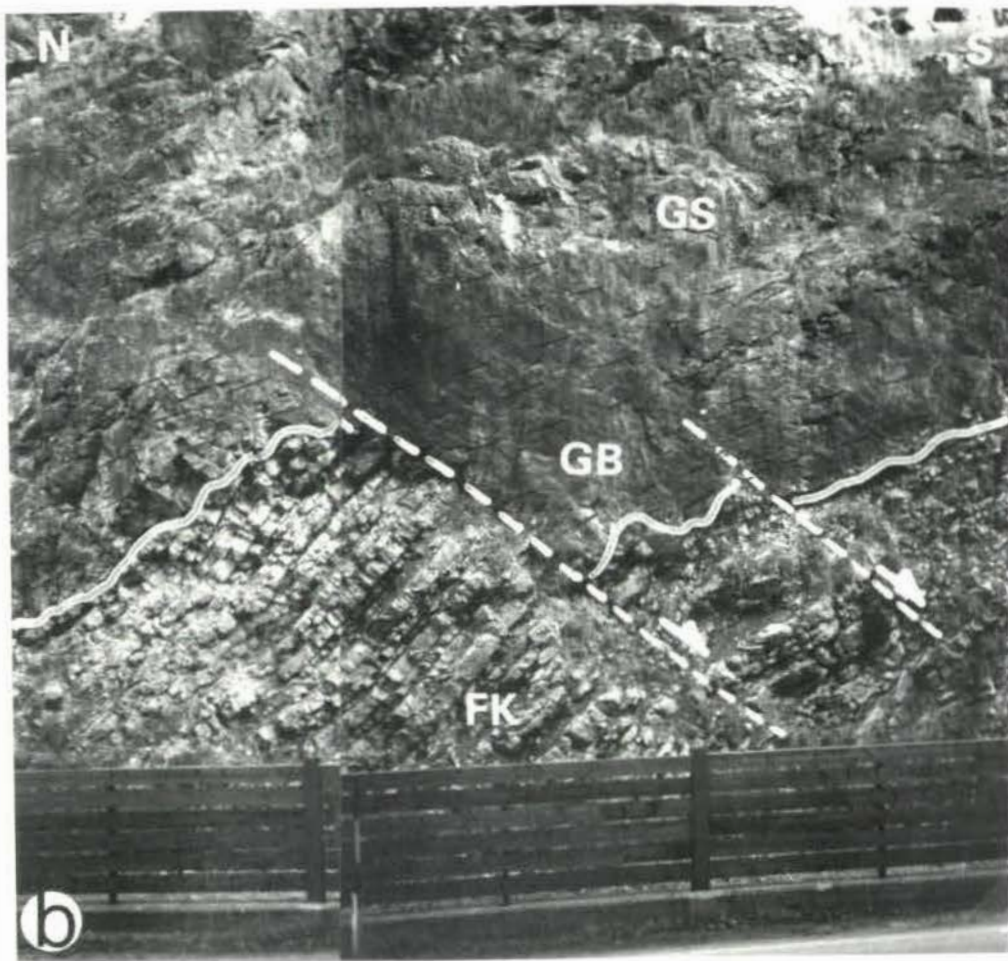
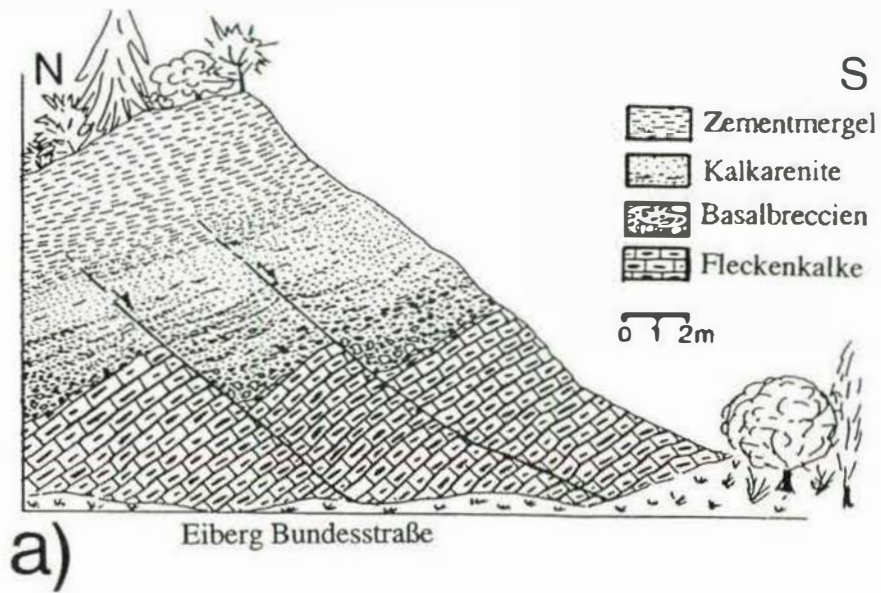


Abb. 6:

a) N-S-Profileschnitt durch die Gosauabfolge an der Eiberg Bundesstraße gegenüber dem Zementwerk Eiberg. Synsedimentäre, NE-SW-streichende Abschiebungen bezeugen die fortschreitende Extension im Gosau Becken und waren bis zur Sedimentation von Zementmergeln aktiv, von denen sie plombiert wurden.

b) Fotoausschnitt aus dem Profil. FK (Fleckenkalke), GB (Gosaubasisbreccien und -konglomerate), GS (Gosau Kalkarenite).

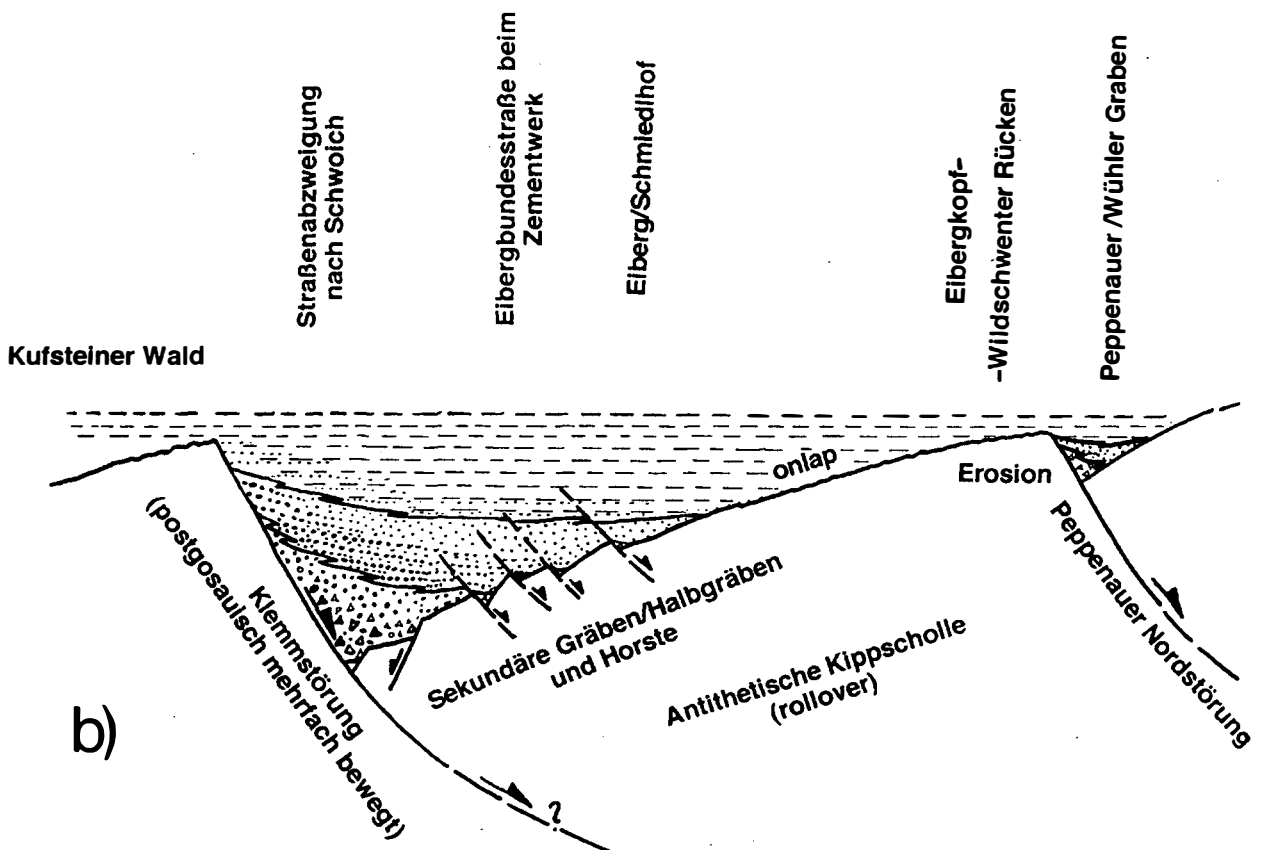
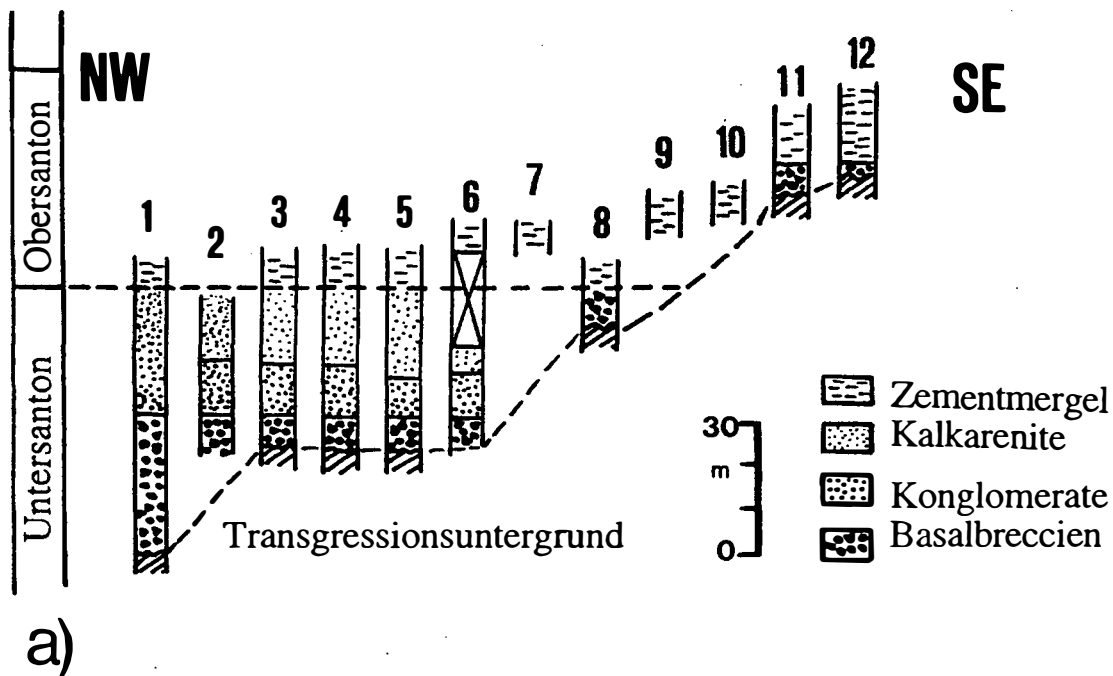


Abb. 7a, b: Beckenmodell für die Untere Gosau Untergruppe, erstellt nach Profilkorrelationen von IBRAHIM (1976) (Abb. 6a) und eigenen strukturellen Beobachtungen im Gelände. Laut dem Modell in Abb. 6b erfolgte die Sedimentation der Unteren Gosau Untergruppe in Halbgräben, die durch schollenartiges, syndimentäres Einkippen an großen NE-SW-streichenden Störungen (z.B. Klemmstörung und Peppenauer Störung) entstanden. Die Hangendscholle war zusätzlich noch in kleinere Horste und Gräben untergliedert. Während auf den Hochzonen (Eibergkopf) Abtragung herrschte, kletterte die Sedimentation im Becken sukzessive höher und ergriff schließlich auch die Hochzonen. Man beachte die syndimentären Abschiebungen, welche bis zur Sedimentation der Zementmergel aktiv waren.

sich bis zur Steineralm hinzieht und vielleicht mit dem obigen Kliff zusammenhängt. Zur Diskussion gestellt wird aber auch die Möglichkeit, daß die Grobdebrite bereits zu einer Oben-grob-Abfolge gehören, die durch eine noch syngosauisch einsetzende Einengung in Form von N-vergenten Rücküberschiebungen (Beckeninversion) zustande kam (BRANDNER, mündl. Mitt.). Die ehemalige Gosaubedeckung der Hochzonen (Reste am Wildschwenter Rücken und ENE' des Eibergkopfes) wurde eventuell noch syngosauisch erodiert, der Ablagerungsschutt wanderte in die umliegenden Senken.

Rekonstruktion eines Beckenmodells für die Gosau von Eiberg (Abb. 8)

Ein solches Modell läßt sich, wenn überhaupt, nur für die Untere Gosau Untergruppe, kaum aber für die weit ausgreifende tiefermarine Sedimentation der Oberen Gosau Untergruppe entwerfen. Laut IBRAHIM (1976) wurden die ältesten Sedimente im NW, die jüngsten im SE abgelagert. Reiht man die von ihm aufgenommenen Profile an einem Querschnitt von NW nach SE auf, erkennt man ein stufenartiges Jüngerwerden der Sedimente in diese Richtung (Abb. 7a). Die Sedimentation erreichte den SE erst im Obersanton, währenddem im NW schon mehrere 10er-Meter Breccien, Konglomerate, Grainstones und Mergel abgelagert worden sind. Hier war die tektonische Subsidenz des Ablagerungsraumes offensichtlich am größten und verlagerte sich mit der Zeit nach SE. Paläogeographisch betrachtet ließe sich darauf vielleicht ein Kippschollenmodell anwenden (Abb. 7b). Das Eiberger Becken stellte demnach einen Halbgraben dar. Die Hauptabschiebung (roll over) wäre entlang oder nördlich der heutigen sinistralen, NE-SW-streichenden Klemmstörung zu suchen. Die Kippscholle war intern noch kleinräumig horst- und grabenartig untergliedert, wie sich aus der Faziesvielfalt der Sedimente der Unteren Gosau Untergruppe schließen läßt. Der E-Rand der Scholle könnte mit dem heutigen Eibergkopf zusammenfallen

und war möglicherweise subaerisch exponiert. Ein nächster Halbgraben könnte im heutigen Peppenauer-Wühler Graben gelegen haben. Dort kommen, eingeklemmt zwischen Hauptdolomit und Tertiär, noch Reste einer basalen grobklastischen Gosau vor.

Da das Tertiär mit einer ausgeprägten Winkel-diskordanz auf der Gosau liegt, muß diese post-gosauisch erheblich verfaultet, verstellt und erodiert worden sein. Die Einengungsstrukturen dieses Ereignisses (mesoalpine Phase) lassen sich in den Gosausedimenten jedoch nicht von denen der nachholozänen Deformation unterscheiden.

Tertiärbeckenbildung

Die Tertiärbeckenbildung wird nach dem derzeitigen Forschungsstand (KROIS et al., 1991; ORTNER, 1994, 1996; ORTNER & SACHSENHOFER, 1996; BRANDNER & ORTNER, 1994; GRUBER & ORTNER, 1996) mit sinistraler Scherung entlang dem Unterinntal (Inntallinie) in Verbindung gebracht. Die Inntallinie ist nach ORTNER (1996) ein Sammelbegriff für NE-SW-streichende Störungen entlang des Inntales, die bei Innsbruck nach S mit der Brennerabschiebung gekoppelt ist und westlich von Innsbruck bis Telfs WNW-ESE streicht und dextralen Bewegungssinn aufweist (EISBACHER et al., 1990). Westlich von Telfs bis Landeck soll die Inntallinie mit der Aufschiebung des Ötztalkristallins auf die Kalkalpen gleichgesetzt werden. Vermutlich bildet die sinistrale Engadinerlinie (SCHMID & FROITZHEIM, 1993) die Fortsetzung der Inntallinie nach SW. Östlich von Kufstein folgt die Inntallinie nicht dem Verlauf des Inns, sondern setzt sich nördlich des Miesberges nach E fort (SPENGLER, 1956; Abb. 1) und mündet vermutlich in die Saalach-Salzachtal Störung ein (ORTNER, 1996). Ein zweiter Ast verläuft südlich des Inntals durch das Häringer Tertiär und die Eiberger Gosau und begrenzt das Kaisergebirge nach S (Abb. 1). Zwischen diesen Störungsästen wurde das Pull-apart-Becken des Unterinntaler Tertiärs gebildet. Die tertiären Strukturen sind mikrostrukturell besser erfaßbar

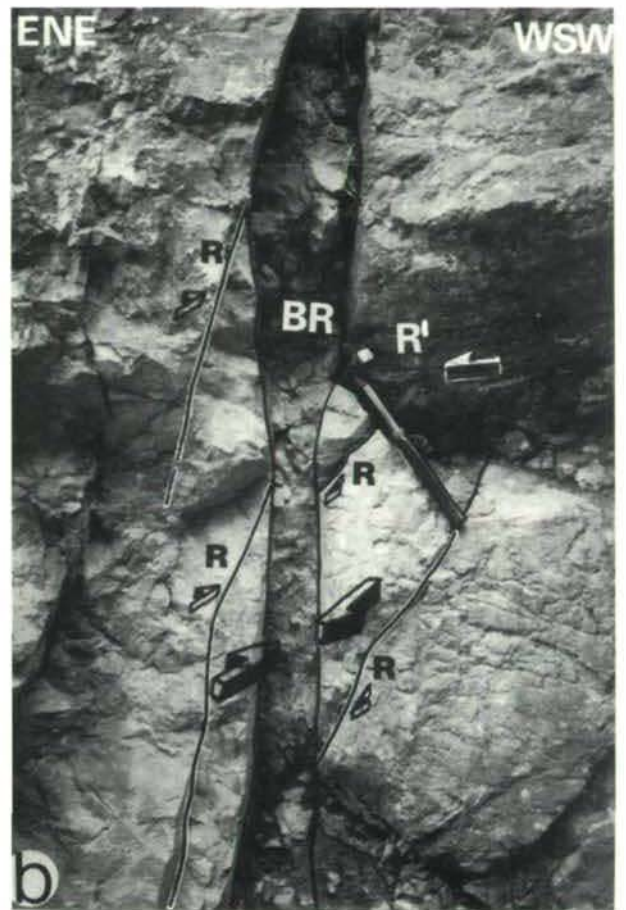
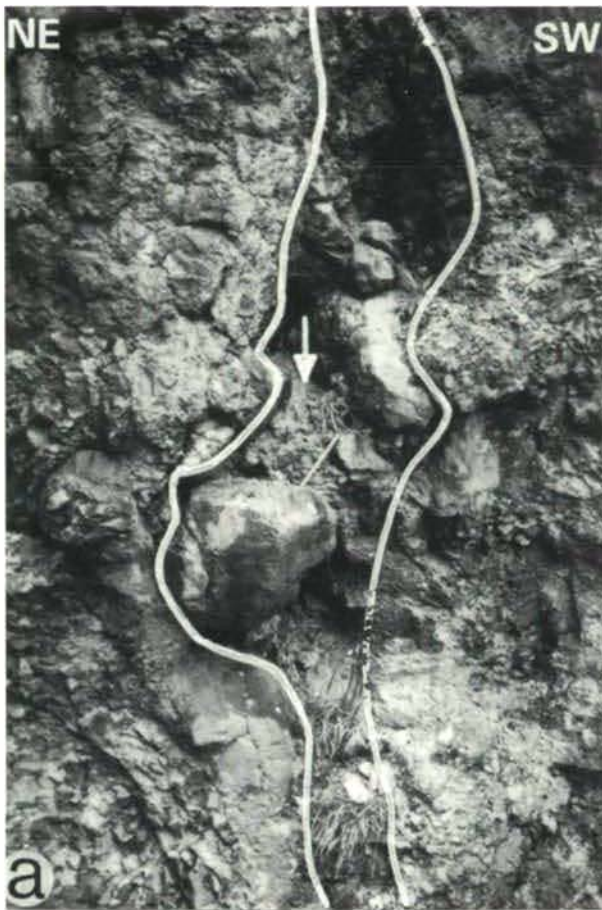


Abb. 8a, b: Zwei Beispiele von seicht liegenden tertiären Dehnungsspalten im Untergrund des Tertiärbeckens in der Klemmschlucht. Ein Teil der Spalten wurde Lösungserweitert, mit Lokalschutt und Bitumenmergeln verfüllt. Im anschließenden Versenkungsstadium wuchsen in den verbliebenen Hohlräumen Kalzitrasen auf (Abb. 8a, Pfeil). Andere Spalten wurden später als Bewegungsflächen, in diesem Fall als dextrale Schrägaufschiebung genutzt (Abb. 8b). BR= Breccien, R = Riedelflächen, R' = Antiriedelflächen.

und deswegen besser bekannt als die älteren Deformationen.

Nach ORTNER (1996) wurde das Unterinntaler Tertiärbecken durch sinistrale transtensive Scherung im Unteroligozän als Pull-apart-Becken geöffnet. Die beginnende Extension markieren im Untergrund des Tertiärs, vor allem in der Gosau und auch in der Trias des Ernberges (Klemmschlucht), Kufsteiner Waldes und Stadtberges, scharenweise seicht liegende etwa N-S-streichende Dehnungsklüfte und -spalten. Die kleineren Klüfte (reine Extensionsklüfte und hybride Scherklüfte) wurden rasch mit synkinematisch gewachsenem Faserkalzit zement verheilt, an dem man das Streßfeld ablesen kann. Die größeren Spalten wurden lösungserweitert, verkarstet und mit unrei-

fem, grobem Schutt lokaler Zusammensetzung, mit Bitumenmergeln und feinkörnigem, sandig-siltig-tonigem Sediment verfüllt (Abb. 8a). Stets weisen diese Sedimente auch Pyritvererzungen und Kristallrasen von cm-großen, klaren, idiomorphen Kalzitkristallen auf, die zu einem späteren Zeitpunkt (Versenkungsstadium) wuchsen (ORTNER, 1993, 1996; ORTNER & SACHSENHOFER, 1996). Die meisten Spalten wurden progressiv zu Schrägabschiebungen weiterentwickelt und auch später noch bei der Schließung des Beckens mehrfach bewegt. Dies kann öfters an überprägten Spalten im Plattenkalk in der Klemmschlucht beobachtet werden (Abb. 8b). In Scarpbreccien, die entlang der NE-SW-streichenden Klemmstörung auftreten, sind ebenfalls Spaltenfüllungen vorhanden.

Sie werden auch als frühe Zeugen der beginnenden Beckenöffnung betrachtet.

Weiteres Indiz für die fortschreitende Dehnung des Tertiärbeckens sind NNW-streichende Zerrspalten im Hauptdolomit bei Achrain und im Hauptdolomitstreifen östlich von Himberg, die mit monomikten Hauptdolomit- und Nummulithen-Lithothamnienbreccien gefüllt wurden.

Einige Abschiebungen und Schrägabschiebungen mit NNW-SSE- und NE-SW-Streichen wurden der fortschreitenden Distension des Beckens zugeordnet. Diese Abschiebungen erfolgten zu einem Großteil an altangelegten Strukturen – prägosauisch NNW-SSE und gosauisch NE-SW –, da die Schaffung neuer Bewegungsflächen energetisch schwerer war als die Reaktivierung bereits vorhandener, auch wenn letztere einen ungünstigen Scherwinkel zur Hauptstreibrichtung aufweisen. Die Streuung der Daten könnte auch mit lokalen Blockrotationen oder Schollenkippen zusammenhängen, die innerhalb von Pull-apart-Becken durchaus vorkommen können (MANN et al., 1983). Beispiele für radiale Dehnung hat jüngst auch DECKER (1996) aus dem Wiener Becken beschrieben. Die Paläostreßanalyse ergab eine vertikale, oft auch eine subvertikale bis -horizontale Position der größten Hauptspannungsrichtung Sigma 1 mit vertikalem bis subvertikalem Sigma 2 (Abb. 9).

Östlich des Winterkopfes kleben an einer großen NNW-SSE-streichenden, W-fallenden Abschiebung fossilfreie, tertiäre (?) Grobbreccien bis -konglomerate, entlang des Kalkgrabens auch dolomitische Scarpbreccien, die später durch Bewegungsumkehr an der Abschiebung mit top nach ENE überschoben wurden. Die Störungsflächenanalyse weist am gesamten Stadtberg Dehnung in E-W-, ESE-WNW-, aber auch SW-NE-Richtung auf (Abb. 9). Letztere könnte auch mit dem jüngsten nachweisbaren Ereignis in Eiberg, einer NW-SE-Einengung zusammenhängen.

Im Peppenauer und Wühler Graben sind frühe Zeugen der Beckenbildung fast vollständig durch die postsedimentäre Deformation verwischt wor-

den. Ganz selten findet man in der angrenzenden Trias des Peppenauer Grabens N-S-streichende Zerrklüfte. Die ausgewerteten Bewegungsharnische im Tertiär erbrachten ein Vorherrschen von konjugierten Schrägabschiebungen an NW- bis NE-streichenden Störungsflächen, bei Fehlen von reinen Extensionsstrukturen (Abb. 9, Diagr. 8, 9, 11). Da die meisten dieser Abschiebungen auch noch die Unterangerberger Schichten durchschlagen, dürften sie zu einem jüngeren Ereignis gehören! Als sichere Hinweise für die Beckenöffnung können jedoch NE-SW-streichende Schrägabschiebungen in der Trias des Achleitnerberges gedeutet werden, die im Zuge der Schließung des Beckens invertiert und von S-vergenten Überschiebungen überprägt wurden (Abb. 9, Diagr. 14 bzw. Abb. 12, Diagr. 6).

Letztlich spiegeln die häufigen Aufarbeitungs- und Umlagerungshorizonte in Form von Breccien- und Konglomeratschüttungen in das Bitumen- und Zementmergelbecken das distensive Regime im Unterinntaler Tertiärbecken wider. Am stärksten äußerte sich die phasenweise tektonische Aktivität im abrupten Absenken der unteren Zementmergel in die pelagischen Tiefen der oberen Zementmergel („Lithothamnienkalkbreccie“, LINDENBERG, 1966).

Die Schüttung von Lithothamnienkalken in das Zementmergelbecken beweist das Nebeneinander von Becken und Horsten und läßt deshalb auch die Beckengeometrie rekonstruieren (Abb. 5)!

Der strukturelle Befund und die Faziesverteilung implizieren für das Tertiär im Peppenauer und Wühler Graben eine strukturell ähnliche Paläogeographie wie in der Unteren Gosau Untergruppe: tiefe, schmale und lokal begrenzte, NE-SW-orientierte Gräben oder Halbgräben (Peppenauer-Wühler Graben) und flankierende Horste (Wildschwenter Rücken, Taxenbühel, Hinterstein), die intern segmentiert waren und durch sinistrale Scherung mit Schrägabschiebungen herausgeformt wurden. Nach SW mündete der Peppenauer Trog in die Häringer Bucht (ORTNER & SACHSENHOFER, 1996), die Fortsetzung nach E über den Wühler Graben hinaus läßt sich nicht mit Sedimenten dokumentieren, denn wenig östlich der Schießwiesalm ist das Tertiär

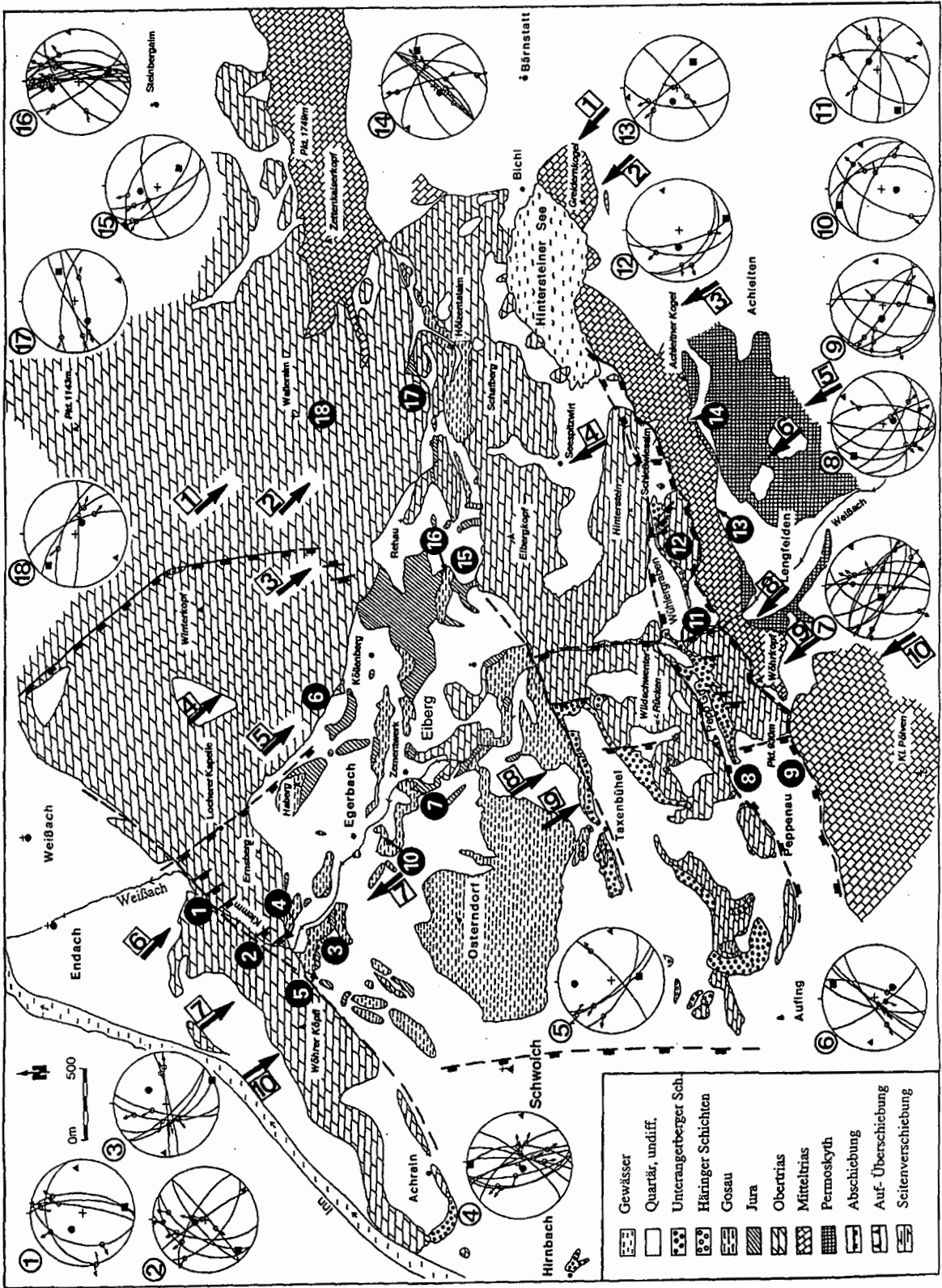


Abb. 9: Tektonische Karte des Eiberger Beckens mit Darstellung der Paläostreßdaten und der dazugehörigen Hauptspannungsachsen Sigma 1, 2, 3, gültig für die Tertiärbeckenbildung. Die Extension erfolgte durch Schrägabschiebungen an konjugierten, N-S- bis NW-SE- und NE-SW-streichenden, vermutlich altangelegten Störungen mit vertikaler bis subvertikaler Position von Sigma 1. Das Streuen der Extensionsrichtungen wird auch mit Rotationen innerhalb des Unterinntaler Pull-apart-Beckens erklärt.

völlig vom Hauptdolomit zugeschoben (vgl. geol. Karte u. Profil 3).

Beckenschließung:
Postsedimentäre N-S-Kompression

Nach Ablagerung der Oberangerberger Schichten und dem Rückzug des Meeres aus dem Untertal (HAGN et al. 1981) geriet das Tertiärbecken in den Einfluß einer N-S-Kompression, die mit der Kollision zwischen Adria und Europa zusammenhing (FLÜGEL, 1987) und zur Schließung des Beckens führte. Die Lineamente des Inntalschersystems wurden als Hauptbewegungsschienen reaktiviert. An ihnen formierten sich durch Beckeninversion pop up - Strukturen mit vorwiegend S-, aber auch N-vergenten Überschiebungen (Abb.10). Die Kaisergebirgsmulde wurde aus dem Untergrund hochgepreßt (LEUCHS, 1912; WANKER, 1990).

S-vergente Überschiebungen:

Im Arbeitsgebiet dominieren S-vergente Überschiebungen. Die S-vergente Hauptüberschiebung des Kaisergebirges nahm ihren Ausgang zwischen Kochel- und Kufsteiner Wald – schon HEISSEL (1957) sprach hier von der „Wurzelzone des Kaisergebirges“ - und wurde schräg helicoidal entlang der großen „Kaisergebirgssüdrandstörung“ nach SSE transferiert, wo sie nördlich des Hintersteinersees in eine frontale Überschiebung überging. Dadurch wurden alle älteren Strukturen schräg abgeschnitten und das Eiberger Becken spitz zugeschnitten (siehe geol. Karte, Abb. 10, Profile 1–6). Die voroligozänen Faltenzüge enden an dieser Störung. Sie wurden weiter zusammengepreßt, nach SE aufgebogen und überschoben. Daher kommen an der Störung auch ältere Schichtglieder wie die Kössener Schichten an die Oberfläche (Profile 3, 4). Am Ernsberg östlich der Klemmschlucht belegen dm-große Duplexe und frontales stirnförmiges Einrollen des Plattenkalkes die S-SSE-vergente Überschiebung auf die inkompetenten Allgäuschichten und Gos-

ausedimente im Eiberger Becken (Profil 6). Die „Kaisergebirgssüdrandstörung“ (Abb. 10) ist eine alte Störung, die vor- und nachgosauisch als tear fault, im Oligozän vielleicht als Abschiebung zur Tertiärbeckenbildung fungierte und nun wieder als dextrale tear fault reaktiviert wurde. Parallel zu dieser Störung zerscheren mehrere dextrale Blattverschiebungen den Hauptdolomit, die Raibler Schichten und den Wettersteinkalk nördlich und nordöstlich der Walleralm.

Am oberen Rehaubach entwickelte sich ein kleinräumiger Schuppenbau mit Überschiebungen und Rücküberschiebungen des Hauptdolomites auf die Gosau-, Kössener und Allgäu-Schichten. Einklemmt zwischen Eibergkopf und Walleralm wurde südlich des Rehaubaches am Forstweg zur Walleralm ein schmaler Hauptdolomitstreifen bivergent herausgepreßt (Profil 2). Im S unterlagert ihn Gosau, im N Jura. Die Platznahme dieses Pop ups bewirkte ein tiefes Ausbeulen der südlich anschließenden Gosau und des Hauptdolomites im Meridian der Hölzentalalm. Sinistrale NW-SE-Störungen glichen die Versätze lateral aus (siehe geol. Karte).

Auf der Walleralm wurden der Wettersteinkalk, die Raibler Schichten und der Hauptdolomit zu einem weiten ENE-WSW-streichenden Gewölbe verfaltet, mit S-vergenter Überschiebung von Wettersteinkalk auf Hauptdolomit und Dachsteinkalk bei Abscherung der Raibler Schichten (südöstliche Walleralm, Profil 1). Das abrupte Ende von Wettersteinkalk und Raibler Schichten auf der Walleralm hängt mit dem umlaufenden Streichen des obigen, nach WSW abtauchenden Gewölbes zusammen.

Im Peppenauer und Wühler Graben überschoben die Hauptdolomithorste des Wildschwenter Rückens und Hintersteines durch Inversion der tertiären Abschiebungen den tertiären Beckeninhalte. Daraus resultierte an der Überschiebungsfrente (Weißbach) eine starke S-vergente Verfaltung und Zerschierung des Hauptdolomites und der Zementmergel (Abb. 11, Abb. 10, Diagr. A). In der Hangendscholle bildeten sich mehrere Zweigüberschiebungen aus. Die Faltenachsen im Tertiär wurden später durch sinistrale Seitenverschiebungen steilgestellt (Abb. 10, Diagr. B).

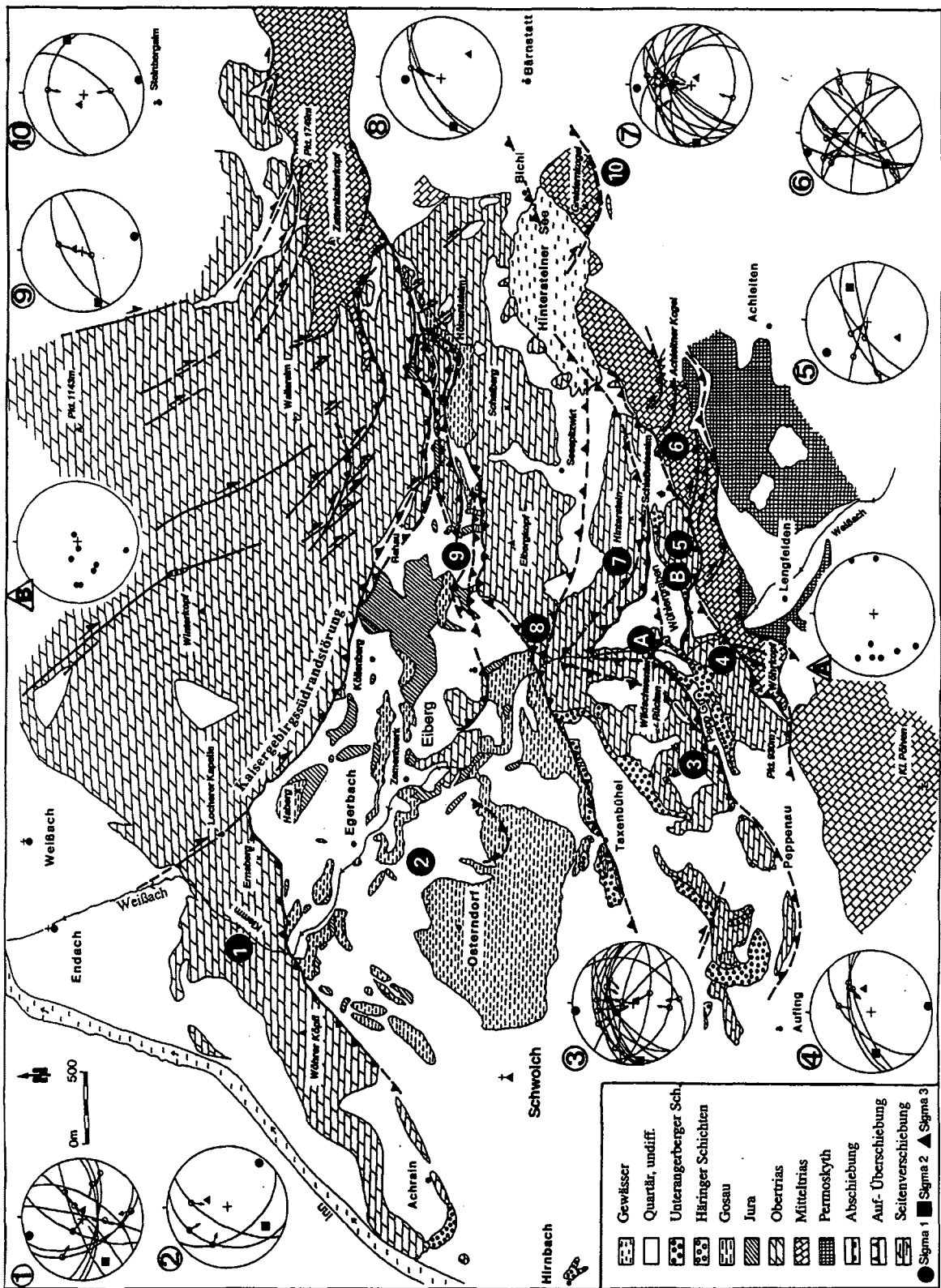


Abb. 10: Tektonische Karte des Eiberger Beckens mit Darstellung der Paläostreßdaten und Hauptspannungsachsen für die N-S-Kompression, der ersten Phase der Schließung des Tertiärbeckens. Es dominieren S- bis SSE- vergente Überschiebungen bis Schrägüberschiebungen, untergeordnet N-vergente Rücküberschiebungen (Eibergkopf) und kleine pop-up-Strukturen (Hölzentalm) mit dazugehörigen dextralen NW-SE-streichenden tear faults.

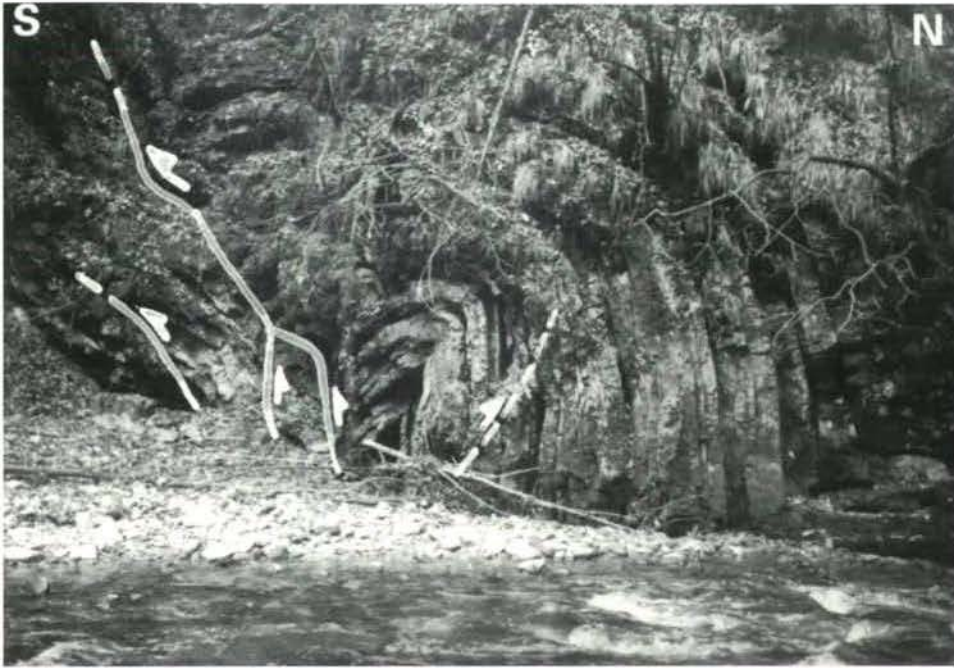


Abb. 11: Dünn gebankter, eng gefalteter Hauptdolomit (Seefelder Schichten?) mit E-W-streichenden Achsen und kleinen Zweigüberschiebungen an der Überschiebungsfrent des Wildschwenter Rückens auf das Tertiär des Peppenauer- Wüfler Grabens in der oberen Weißbachschlucht.

Am Hinterstein zeigt der Hauptdolomit im Hangenden der Überschiebung eine teilweise überkippte Stümfalte (Profile 5, 6). Dies beweisen auch Reste ungestört auflagernder, invers liegender Nummulithenbreccien. An der Überschiebungsbasis wurde der Hauptdolomit stark kataklasiert und verschiefert. Duplexstrukturen, Riedel- und Antiriedelflächen sind Indikatoren für die top nach SSE-Bewegung.

Auf der Schießwiesalm kollidierte der Hauptdolomit des Hintersteines mit jenem vom Tertiär-südrand, daher ist dieser Bereich besonders stark tektonisch zertrümmert.

Wechselnd steileres und flacheres Schichtfallen. Geländeverflachungen und sich wiederholende Seefelder Schichten beidseits der Weißbach, sowie kleine Zweigüberschiebungen und Duplexe an der Eiberg Bundesstraße und auf der Steinernen Stiege werden mit Rampenüberschiebungen im Hauptdolomit der Hangendscholle in Verbindung gebracht (Profile 5, 6).

In der Trias zwischen Kleinem Pölven und Greidemkogel entstanden mehrere S-bis SE-ver-

gente Überschiebungen und untergeordnet Rücküberschiebungen, die auch den Alpenen Buntsandstein miterfaßten (S-vergente Verschuppung bei Achleiten) und hauptsächlich in den Reichenhaller und Partnachschichten verliefen. Eine bivergente Überschiebung (Wettersteinkalk auf Partnachkalk und Hauptdolomit) kommt nordwestlich der Lengfeldentaln vor (Profil 9). Eine S-gerichtete Überschiebungsstaffel von der Art einer einseitigen „Palmenstruktur“ bildete sich östlich der Weißbach (Achleitnerberg) aus (Profile 5, 6). Diese wurzelte in einer NE-SW-streichenden ehemaligen Abschiebungsschiene und wurde mittels dextraler NW-SE-streichender cross faults frontal in Überschiebungen transferiert (E-W-streichende Faltenachsen in Partnachmergeln). Durch die Hochpressung des Hauptdolomites und der anderen triassischen Schichtglieder wurden die vorangehenden Abschiebungsbeträge jedoch nicht ausgeglichen, wie man aus der geologischen Karte und den Profilen erkennen kann.

Der Greidemkogel ist im S auf Gutensteiner Schichten (Faltenvergenz) überschoben (Profil 2).

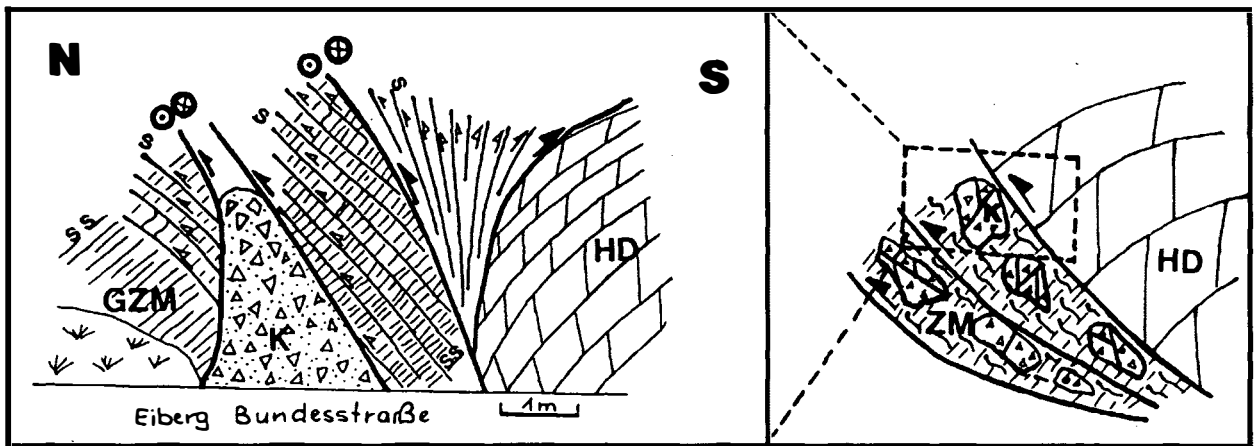


Abb. 12: N-vergente Rücküberschiebung des Hauptdolomites (HD) vom Eibergkopf auf die Gosau-Zementmergel (GZM) an der Eiberg-Bundesstraße. Die nordfallenden (ss) Zementmergel wurden stark verschiefert (s), der Hauptdolomit kataklasiert (K). Nachfolgend wurden die Rücküberschiebungen von sinistralen Schrägaufschiebungen überprägt.

Gegenüber dem Achleitnerberg rückt dieser an einer dextralen cross fault um mehrere 100 m nach SE vor, was auch an der Form des Hintersteiner Sees erkennbar ist.

N-vergente Rücküberschiebungen:

Neben den S-vergenten Rücküberschiebungen bildeten sich im Zusammenhang mit dieser Deformationsphase auch mehrere N-vergente Rücküberschiebungen der S-vergenten Überschiebungen aus. Von Bedeutung ist vor allem die Rücküberschiebung des Wildschwenter Rückens und des Eibergkopfes auf die nördlich vorgelagerte Gosau (Profile 4, 5, 6). Über die Möglichkeit eines alttertiären Schubes wurde schon berichtet. Die Rücküberschiebung wurde hier begünstigt durch den rampentektonisch steilgestellten Hauptdolomit, der eine weitere S-vergente Bewegung blockierte, und durch die Inkompetenz der nördlich vorgelagerten Gosauschichten. Darüberhinaus befand sich die S-vergente Hauptüberschiebungsfrent des Kaisergebirges weiter im E. De facto endet diese auch nordöstlich des Eibergkopfes, markiert durch eine N-S-streichende cross fault.

Gegenüber dem Wildschwenter Rücken springt der Eibergkopf entlang der Weißbach ca. einen halben Kilometer nach N vor, intern zerlegt von

NNW-SSE-streichenden Blattverschiebungen. Die Gosau im Liegenden der Überschiebung wurde isoklinal gefaltet, ausgewalzt, geschiefert und mit Lias-Fleckenmergeln, an der Eiberg-Bundesstraße mit Hauptdolomit verschuppt (Abb. 12). Die ehemalige Gosaubedeckung des Eibergkopfes wurde fast vollständig unter dem Hauptdolomit begraben. Einzelne Schürlinge begleiten noch die Überschiebungsbahn. Unversehrte Reste der Gosauauflagerung finden sich wieder am Wandfuß nordöstlich von Punkt 1089 m. Unter der Auflast der vorrückenden Hauptdolomitmasse wurde die Hochzone Eiberg – Rehaubach niedergedrückt. In dieser Depression konnten die am Eiberg fehlenden Fleckenmergel vor der Erosion bewahrt werden.

NNE-SSW-Transpression

Während in den östlichen Ostalpen die Tertiärbecken (Ennstal, Murtal) durch die „Lateral extrusion“ der Ostalpen (RATSCHBACHER et al., 1991) sich erst öffneten, folgte im Unterinntal auf die N-S-Kompression eine weitere, N-S- bis NNE-SSW-Kompression mit transpressivem Charakter (Abb. 13). Die meisten Auf- und Überschiebungen entwickelten sich progressiv zu sinistralen Schrägauf- und -überschiebungen weiter, verbunden mit starker Kataklyse. Dadurch wurde das gesamte

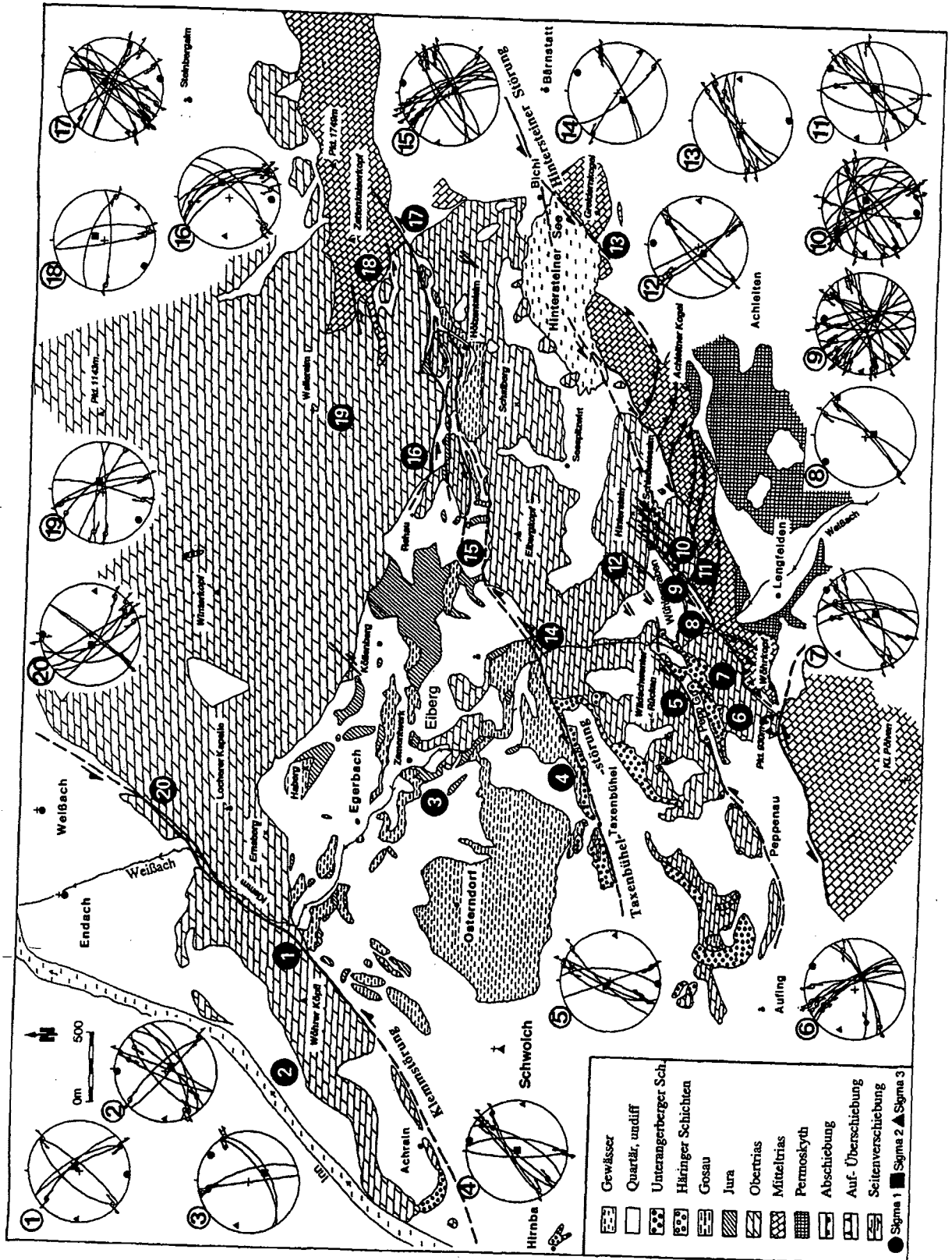


Abb. 13: Tektonische Karte des Eiberger Beckens mit Darstellung der Paläostreßdaten für die zweite, transpressive Phase der Beckenschließung. Die Strukturen der N-S-Kompression wurden in NE-SW- bis ENE-WSW-streichende sinistrale Blattverschiebungen und Schrägaufschiebungen, die bivergenten Überschiebungen in positive Blumenstrukturen umgewandelt.

Untersuchungsgebiet in NE-SW-Richtung zerschert und gelängt (Abb. 13). Die bedeutendsten dieser Lineamente sind die Klemmstörung, Taxenbühelstörung, Hintersteiner Störung und die Störungen im Wühler und Peppenauer Graben (siehe Profile). Am Hinterstein und im Wühler Graben zerscherte ein Netz von sinistralen, zueinander parallelen Seitenverschiebungen mit Schrägaufschiebungen den Hauptdolomit von Höheneiberg und das Tertiär des Wühler Grabens (Abb. 14). Die Versatzbeträge erreichen dort mehrere 100 m. Die bivergenten Überschiebungen im Rehaubach, auf der Lengfeldentalm und am Achleitnerberg wurden in positive Blumenstrukturen umgewandelt (Profile 2, 3, 5, 6). An der nordseitigen Überschiebungsfreie des Eibergkopfes weisen Duplexe, SC-Gefüge und sigmoidale Scherkörper in den Gosau Zementmergeln auf diese tektonische Phase hin. Im S drang das Pölvnmassiv an einer großen bogenförmigen Störung nach NE vor und verursachte im Hauptdolomit bei Punkt 930 m eine kleine Rücküberschiebung nach NNE (Profil 10).

E-W-Kompression

Aus den eigenen Datensätzen läßt sich oft eine E-W- bis ENE-WSW-Kompressionskomponente herausfiltern (Abb. 15). In der Trias des westlichen Kaisergebirges hinterließ diese Phase wichtige Strukturen: steile Schrägaufschiebungen entlang des Sonnberges, Rücküberschiebungen des Winterkopfes auf das Tertiär im Kalkgraben und des Ernsberges auf den Stadtberg, kuppel- und muldenförmige Verbiegungen der Trias des Kufsteiner Waldes, Stadtberges, Duregges (FUCHS, 1944) und der Eiberger Gosau mit generell gegen NW abtauchenden Achsen. Zu diesen passen konjugierte, NW-SE-streichende sinistrale und dextrale NE-SW-streichende Blattverschiebungen, die vorher gegensinnigen Bewegungssinn aufwiesen (Abb. 15). Man findet diese Störungen vorzugsweise am Eibergkopf, auf der Walleralm, im Gaisbachgraben und am Stadtberg.

Das Kaisergebirge wölbte sich im Zuge dieser Phase im Meridian Pyramidenspitze-Treffauererheblich auf. Die Muldenachse taucht somit nach E

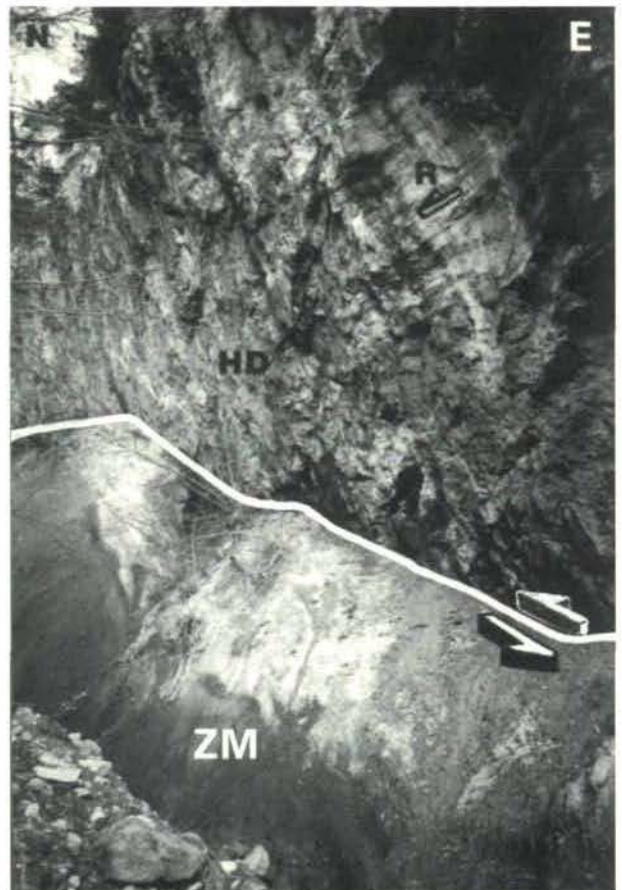


Abb. 14: Sinistrale Schrägaufschiebungen des Hauptdolomites vom Achleitner Rücken (HD) auf die tertiären Zementmergel (ZM) im Wühler Graben. Der Hauptdolomit zerbrach durch diese Bewegungen: die ursprünglich nach liegenden E-W- Faltenachsen der Zementmergel stellten dadurch auf, R = Riedelfläche.

und nach W ab („gesattelte Mulde“ nach FUCHS, 1944).

NW-SE-Einengung

Diese ist die jüngste nachweisbare Phase im Eiberger Becken (Abb. 16). NE-SW-streichende Strukturen wurden trotz ungünstigen Scherwinkels neuerlich sinistral bewegt. Neu entstanden N-S-streichende, sinistrale Blattverschiebungen, die am Wildschwenter Rücken, im Peppenauer Graben und auf der Walleralm häufig vorkommen und alle bisherigen Strukturen abschneiden. Damit sind auch NW-SE-streichende Schrägaufschiebungen am Eiberg (Abb. 17), westlich des Ze-

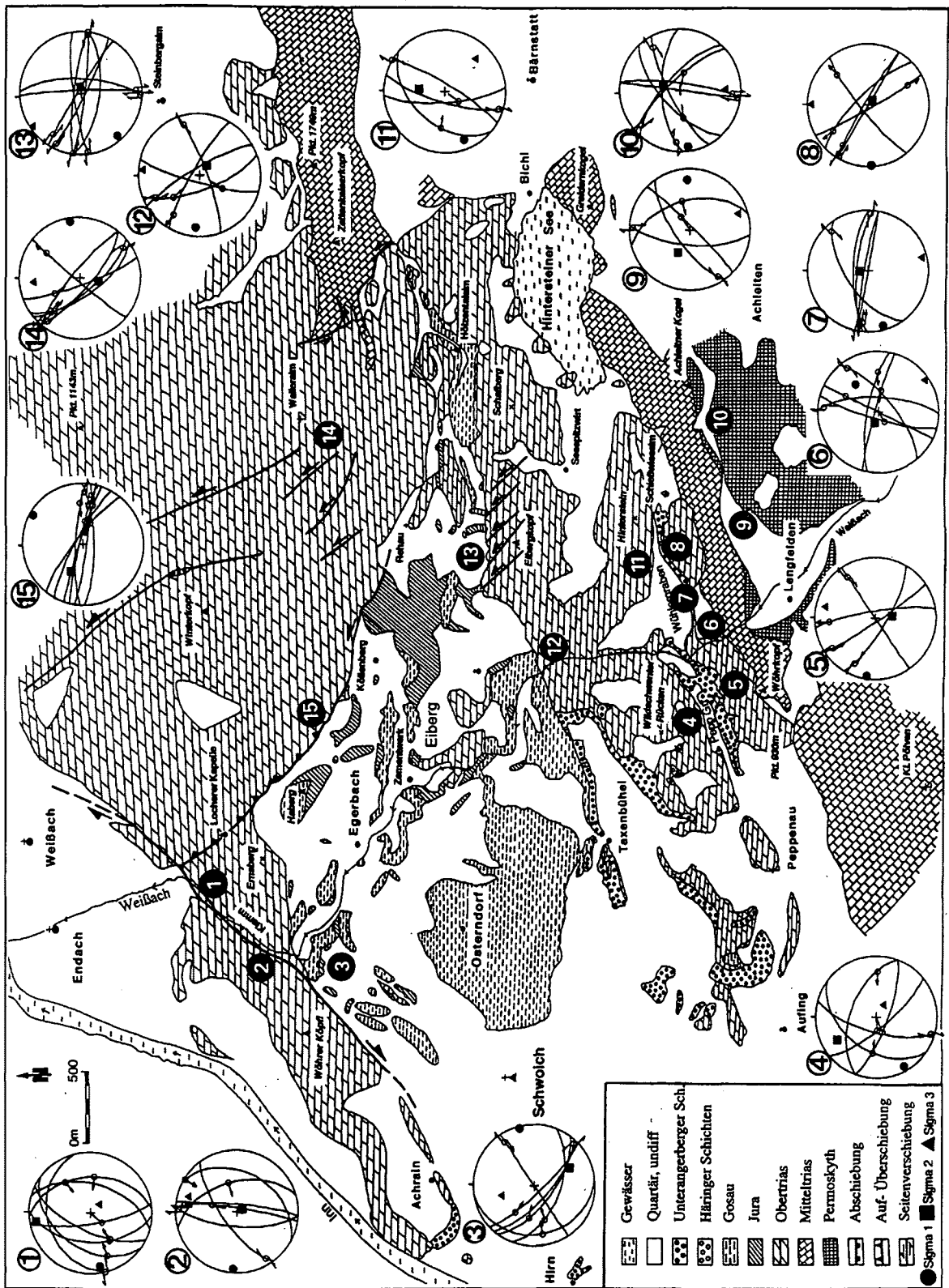


Abb. 15: Tektonische Karte des Eiberger Beckens mit Darstellung der Paläostreßdaten und Strukturen für die spätmiozäne (?) E-W-Kompression. An den Blattverschiebungen fand eine Bewegungsumkehr statt, am Stadtberg, auf der Walleralm und auch in der Gosau werden flexurartige Verbiegungen und W-SW-vergente Überschiebungen dieser Phase zugeordnet.

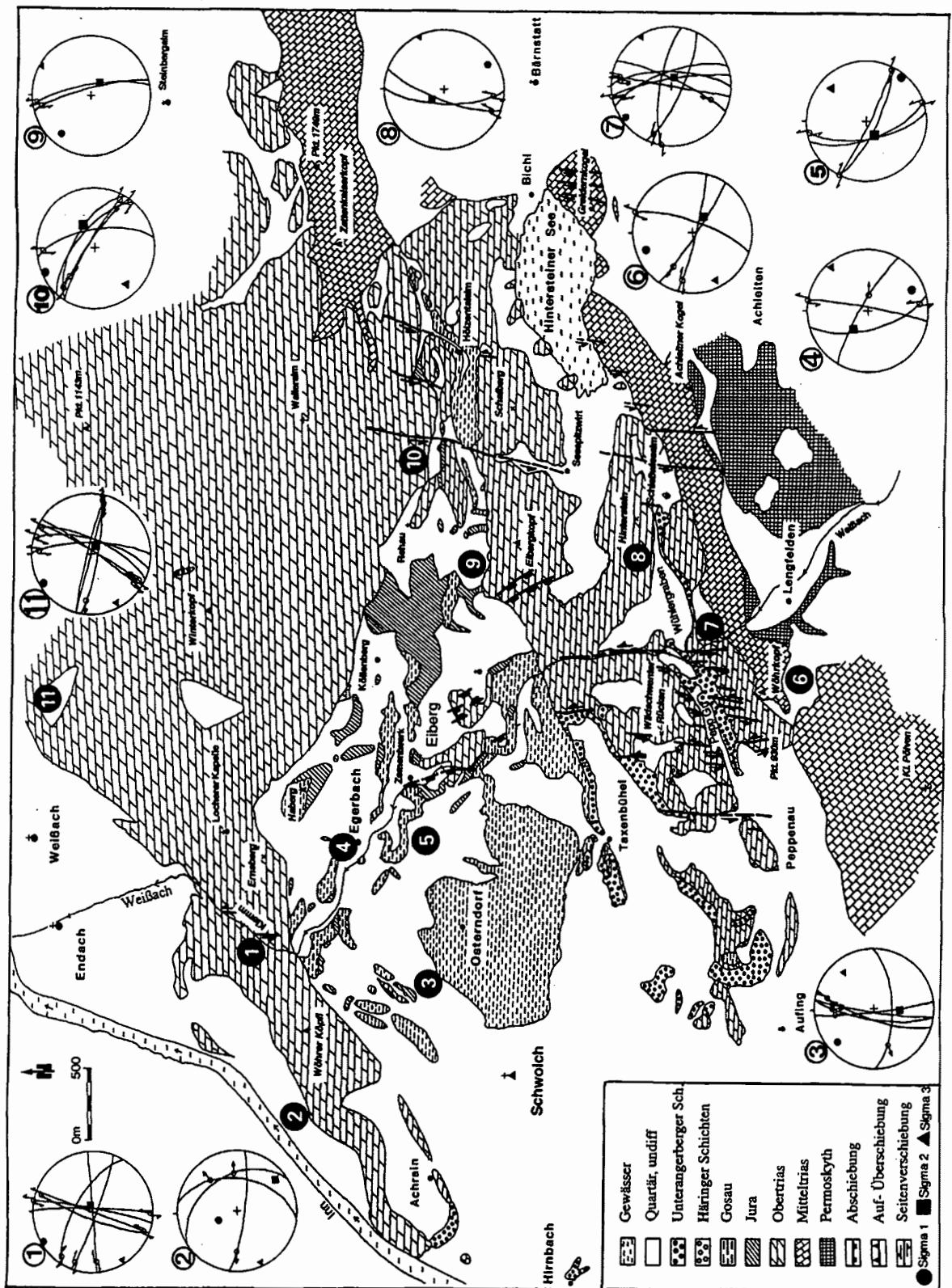


Abb. 16: Tektonische Karte des Eiberger Beckens mit Darstellung der Paläostreßdaten für die jüngste, NW-SE-Einengung. NE-SW-streichende Blattverschiebungen wurden trotz ungünstigen Scherwinkels weiterbewegt, neu formierten sich sinistrale N-S-Störungen und NW-SE-streichende Schrägabschiebungen, die alle vorhergehenden Strukturen versetzten. Es wird vermutet, daß auch mehrere nicht eindeutige, vorerst der Tertiärbeckenbildung zugeordnete Extensionsstrukturen, dieser Phase angehören.

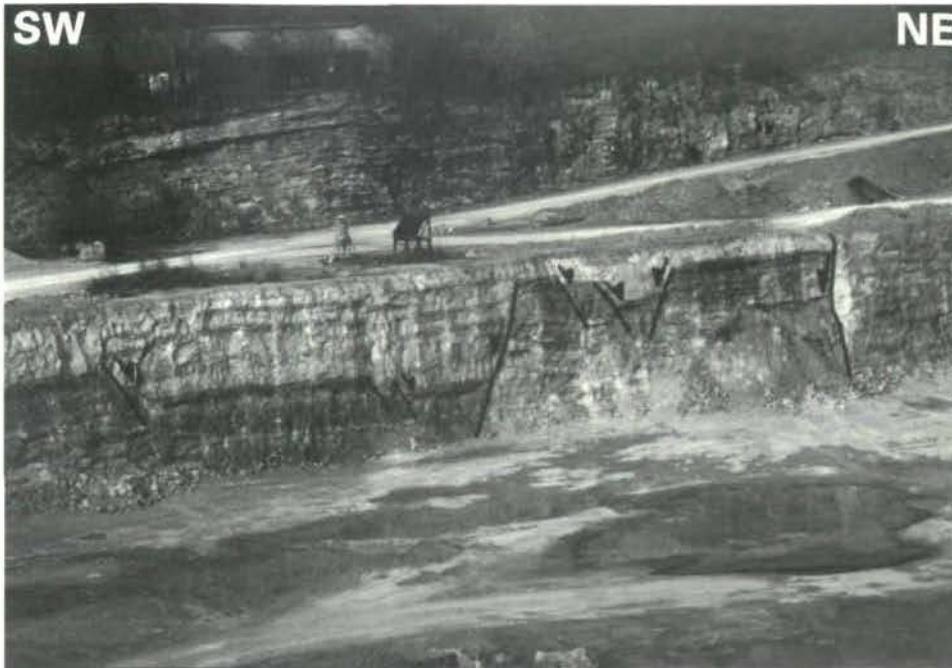


Abb. 17: Junge, NNW-SSE-streichende Schrägabschiebungen in den basalen Kössener Schichten des Kalkbruches am Eiberg. Diese Abschiebungen und sinistrale N-S-Störungen versetzten S-vergente tertiäre Aufschichtungen und sinistrale NE-streichende Blattverschiebungen.

mentwerkes und am Eibergkopf verbunden. Hinweise für tektonische Aktivität im Quartär (ORTNER, 1996) wurden im Arbeitsgebiet nicht erbracht. Wenig nördlich, am Eingang in das Kaisertal fand AMPFERER (1933) jedoch in einem nicht mehr existenten Steinbruch junge Seitenverschiebungen, in denen quartäre Schotter zerschert waren.

Diskussion

Der Motor für die mehrphasige Deformation im Eiberger Becken waren die Konvergenzbewegungen zwischen Europäischer und Adriatischer Platte (DERCOURT et al., 1986; BERGERAT, 1987), die ab der Unterkreide die Subduktion des Penninischen Ozeans unter die ostalpine Kruste verursachten (FELÜGEL, 1987). Die Nördlichen Kalkalpen als Teil der ostalpinen Oberplatte wurden in der Folge von mehreren Kompressions- und Extensionsphasen erfaßt, denen sie heute ihre hetero-

axiale Struktur (BRANDNER & ORTNER, 1994; EISBACHER & BRANDNER, 1996) verdanken. Rotationen von Adria-Krustensegmenten, krustale Verdickung, Hebung und gravitative Prozesse sind die Ursachen der polyphasen Bewegungen.

Die erste, in Eiberg strukturell nachweisbare, prägosauische Phase geht auf die schräge Konvergenz zwischen Ostalpin und Penninikum zurück, die in den Nördlichen Kalkalpen zu den Hauptdeckenschüben mit WNW- bis NW-gerichteten Überschiebungen, SW-NE-streichenden Faltenzügen und WNW-ESE- bis NW-SE-orientierten, dextralen Blattverschiebungen (tear faults) führte und vor allem aus den westlichen Nördlichen Kalkalpen beschrieben wurde (RATSCHBACHER et al., 1989; LINZER et al., 1990; EISBACHER et al., 1990; LINZER et al., 1995; EISBACHER & BRANDNER, 1996).

Über den geodynamischen Rahmen für den nach einer erosiven Phase in der Unterkreide im Hinterland der Subduktionszone abgelagerten Gosauzyklus gibt es unterschiedliche Vorstellungen: LEISS (1988, 1990) spricht von kalkalpinen Trögen

mit synorogener Sedimentation in Abhängigkeit des Deckentektonismus, RATSCHBACHER et al. (1989), BEHRMANN (1990) und FROITZHEIM et al. (1994) betrachten die Gosabeckenbildung im Zusammenhang mit großräumiger, kollapsartiger Extension durch gravitatives Auseinanderfließen der durch Deckenstapelung verdickten, sich hebenden ostalpinen Kruste. Differenzierter zu diesem Thema äußert sich WAGREICH (1993, 1995). Dieser Autor entwirft zwei konkrete Modelle für die Untere und die Obere Gosau Untergruppe: Die lokal begrenzten Becken der Unteren Gosau Untergruppe waren störungsgebundene Pull-apart-Becken mit lokal starken Subsidenzraten an transpressiven strike slip faults, die durch schräge Konvergenz des Ostalpins zum subduzierenden Penninischen Ozean entstanden. Dieses Modell erscheint auch auf die Untere Gosau Untergruppe von Eiberg anwendbar zu sein, allerdings gibt es keine Indizien für einen Pull-apart-Mechanismus bzw. für eine so frühe Scherung an der Inntallinie. Eine intragosauische Hebungs- und Erosionsphase konnte in Eiberg nicht nachgewiesen werden. WAGREICH (1993, 1995) führt diese Phase auf den Durchgang eines strukturellen Hochs im Penninischen Ozean unter die Oberplatte zurück. Durch tektonische Erosion der Oberplatte beim Durchgang des Hochs kollabierte diese und sank rasch in pelagische Tiefen ab. In der Folge wurde die Obere Gosau Untergruppe abgelagert. Damit und mit dem Verschwinden des ophiolithischen Akkretionskeiles im N änderte sich die Sedimentation und die Exotika- und Schwermineralführung.

BRANDNER & ORTNER (1994) sind der Ansicht, daß das Absinken von kalter subduzierter ozeanischer Kruste bei relativ geringer Subsidenzrate („slab pull“ im Sinne von ROYDEN, 1993) in der Oberplatte Extension mit gleichzeitigem tektonischem Absinken der Gosau- und Flyschbecken bewirkte.

Syn- bis postgosauisch wurde der Raum Eiberg durch N-S-Kompression verfaultet und erodiert. Diese Deformation hing mit der N-S-gerichteten Kontinent-Kontinent-Kollision von Europa und Adria nach vollständiger Subduktion des Penninikums im Obereozän zusammen, auch als Höhepunkt der „mesoalpinen“ Phase bezeich-

net (RATSCHBACHER, 1986; RING et al., 1988; DEWEY et al., 1989).

Die überregionale Ursache der sinistralen Scherung an der Inntallinie, durch die das Unterinntaler Tertiärbecken im Obereozän oder im Unteroligozän geöffnet wurde (KROIS et al., 1991), konnte noch nicht befriedigend geklärt werden. Nach ORTNER (1996) fiel die Beckenbildung (Hauptspannungsrichtung NE-SW) in eine Phase, in der im gesamten Grenzbereich Europa-Adria sinistrale Scherzonen aktiv waren, die durch schräge Konvergenz des Ostalpins auf das Europäische Vorland – bei E-W-Orientierung der Subduktionszone – hervorgerufen wurden. NEUBAUER (1994) vermutet einen sinistralen Wrench Korridor; in dem das Tauernfenster aufstieg.

Noch ehe die Extrusionstektonik und damit die Öffnung der anderen ostalpinen Tertiärbecken einsetzte (RATSCHBACHER et al., 1991), begann im Unterinntal infolge anhaltender N-S-Konvergenz zwischen Europa und Adria noch im Oberoligozän (ORTNER, 1996) die Schließung des Tertiärbeckens. Die erste Phase äußerte sich in starker N-S-Kompression mit S-vergenten Überschiebungen und N-vergenten Rücküberschiebungen an invertierten Beckenstrukturen (pop up des Kaisergebirges). In einer zweiten Phase drehte das N-S-Regime auf ein transpressives NNE-SSW Regime mit Herausformung eines dominanten NE-SW-streichenden sinistralen Schersystems und Weiterentwicklung der Überschiebungen in positive Blumenstrukturen. Die zweite Phase kann ursächlich mit dem Aufstieg und Unroofing des Tauernfensters (BEHRMANN, 1990; GENSER & NEUBAUER, 1989) und der nachfolgenden Lateralextrusion zentralalpiner Krustenteile in den pannonischen Raum aufgrund des Zurückweichens der Karpatensubduktionsfront nach E in Zusammenhang gebracht werden (ROYDEN, 1993; DECKER et al., 1994; DECKER & PERESSON, 1996; PERESSON & DECKER, 1996a). Ein Teil der Bewegungen wurde bei der Lateralextrusion durch sinistrale NE-SW-Störungen auch in die Nördlichen Kalkalpen transferiert (DECKER, et al., 1994). Nun fällt auf, daß an der Inntallinie und auch am Salzach-Ennstal-Blattverschiebungssystem, also im Wirkungsbereich der südalpinen Indentation, transpressive Bewegungen

vorherrschten (DECKER, et al., 1994), während es gleichzeitig in den östlichen Kalkalpen und in zentralen Teilen des Extrusionskeiles zur Extension mit flachen krustalen Abschiebungen nach E und Pull-apart-Beckenbildung kam („strain partitioning“, DECKER et al., 1994; DECKER & PERESSON, 1996; NEMES et al., 1995). In den Sedimenten dieser Becken konnte die Deformation mit Früh- bis Mittelmiozän datiert werden.

DECKER & PERESSON (1996) erklären sich das transpressive Regime durch Überlagerung der N-S-Kompression (Indentation) mit der E-gerichteten Fluchtschollenbewegung.

Die auch in Eiberg auftretenden Strukturen einer jungen E-W-Kompression (Bewegungsumkehr an den Blattverschiebungen) wurden aus den mittleren Nördlichen Kalkalpen schon früh von AMPFERER (1921), HAHN (1913) und FUCHS (1944) erwähnt. In den östlichen Nördlichen Kalkalpen und im pannonisch-karpathischen Raum haben jüngst DECKER et al. (1993, 1994) und PERESSON & DECKER (1996 b) diese Deformation ausführlicher beschrieben und in Sedimenten des Eisenstädter Beckens mit Pannon (Obermiozän) datiert. Diese Autoren interpretieren die E-W-Kompression als eine Folge der Beendigung der Karpathensubduktion und damit der Lateralextrusion, die ihre Ursache in der Kollision der Ostkarpathen mit der kontinentalen Europäischen Kruste entlang der Thornqvist Linie hat. Der dadurch entstehende kompressive Streß wurde bis in die pannonische und ostalpine Oberplatte transferiert. Das Ende der E-W-Bewegungen wurde mit dem Drehen der Hauptstreßrichtung von E-W auf N-S im Pliozän (ca. 6 Mio. a) festgelegt, dokumentiert durch den Beginn der S-vergente Aufschiebung der Südkarpathen auf die Moesische Plattform (DECKER & PERESSON, 1996).

BRANDNER (mündl. Mitt.) sieht in den flexurellen E-W-Verbiegungen des Kaisergebirges bereits eine frühe, möglicherweise eoalpine Anlage im Sinne von FUCHS (1944). Dagegen spricht, daß die mit den sinistralen NW-SE- und dextralen NE-SW-Störungen genetisch in Verbindung gebrachten N-S-Faltenachsen im Raum Eiberg eindeutig die posttertiären N-S-Kompressions- und transpressiven Strukturen überprägen.

Die Strukturen der jüngsten, (?) quartären Deformationsphase, einer NW-SE-Kompression mit Dehnung in SW-NE-Richtung, passen gut in das rezente europäische Streßfeld (BERGERAT, 1987). Dieses liegt, je nach Streichen des Alpenbogens, im E in N-S-Richtung, im mittleren Alpenraum in NW-SE- und in den französisch-italienischen Westalpen in E-W-Richtung. ORTNER (1996) führt auch noch eine quartäre Dehnungsphase in NW-SE-Richtung an, und betont, daß das Vorherrschende von Extensionsstrukturen, entgegen dem generell zu erwartenden N-S-Kompressionstrend, auf orogenen Kollaps zurückgehen könnte.

Dank

Diese Arbeit stellt eine Kurzfassung einer vom Verfasser 1995 beendeten Diplomarbeit dar und wurde durch Mittel des Österreichischen Forschungsfonds finanziell unterstützt (FWF-Projekt P-09762).

Für die Geländebetreuung, für wertvolle Diskussionen und die Hilfe bei technischen Problemen sei vor allem Rainer Brandner und Hugo Ortner, weiters Werner Resch, Christoph Spötl, Dieter Lutz, Hubert Kirschner, Ulrich Burger (alle Inst f. Geologie, Univ. Innsbruck) u.v.a. gedankt. Die kritische Durchsicht und Korrektur des Textes übernahmen Hugo Ortner, Lorenz Keim und Rainer Brandner; für ein besseres Englisch sorgten Peter Schießling und Hugo Ortner.

Literatur

- AMPFERER, O. (1921): Über die regionale Stellung des Kaisergebirges. – Jb. Geol. St.-A., **71**, 159–172, Wien.
- AMPFERER, O. (1922a): Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. Mit einem Beitrag von Bruno Sander. – Jb. Geol. B.-A., **72**, 105–150, Wien.
- AMPFERER, O. (1925a): Über die Kaisergebirgsdecke. – Verh. Geol. B.-A., **1925**, 150–152, Wien.
- AMPFERER, O. (1933): Geologischer Führer für das Kaisergebirge. – 131, 1 geologische Karte 1:25000, Geol. B.-A., Wien.

- ASCHAUER, J. (1980): Geologie der Treffauer Scholle (Kaisergebirge, Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU München, München.
- ASCHAUER, J. (1984): Die Oberkreide- und Tertiärgesteine im östlichen Kaisergebirge (Nördliche Kalkalpen/Tirol). – Diss. TU München, München.
- BEHRMANN, J.H. (1990): Zur Kinematik der Kontinent Kollision in den Ostalpen. – Geotekt. Forsch., 76, 180 S., Stuttgart.
- BERGERAT, F. (1987): Stress Fields in the European Platform at the Time of Africa – Eurasia Collision. – *Tectonics* **6/2**, 99–132, Washington.
- BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (1986): Stratigraphie und Tektonik am Kalkalpensüdrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol (Exkursion D am 3. April 1986). – *Jber. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **68**, 67–92, Stuttgart.
- BRANDNER, R. & ORTNER, H. (1994): Polyphase Beckenentwicklung und Inversion in den westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Kurzfassungen, 146. Jahrestagung Deutsche Geologische Gesellschaft, „Beckenbildung und -inversion in Europa - Endogene und Exogene Faktoren“, 65–66, Heidelberg.
- BRANDNER, R. & ORTNER, H. (1995): Polyphase Basin Formation and -Inversion in the Western Northern Calcareous Alps. – Second Workshop of Alpine Geology, Abstracts, 87–88, Basel.
- DECKER, K. (1996): Miozenetectonics at the Alpine - Carpathian junction and the evolution of the Vienna Basin. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **41**, 33–44, Wien.
- DECKER, K. & JARNIK, M. (1992): Structural analysis of the Late Cretaceous Gosau Group of Rigaus, Fahrenberg and Nussensee (Northern Calcareous Alps, Salzburg – Upper Austria): Tertiary deformation during lateral extrusion illustrated. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **38**, 93–106, Wien.
- DECKER, K., MESCHÉDE, M. & RING, U. (1993): Fault slip analysis along the northern margin of the Eastern Alps (Molasse, Helvetic nappes, North and South Penninic flysch, and the Northern Calcareous Alps). – *Tectonophysics*, **223**, 291–312, Amsterdam.
- DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion“ der Zentralalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **137/1**, 5–18, Wien.
- DECKER, K. & PERESSON, H. (1996): Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian system: Links between thrusting, transform faulting and crustal extension. – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (eds.), 1996: Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe, EAGE Spec. Publ. **5**, 69–77, The Geological Society, London.
- DERCOURT, J. et al. (1986): Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias. – In: AUBOUIN, J., LE PICHON, X. & MONIN, A.S. (eds.): Evolution of the Tethys. – *Tectonophysics*, **123**, 241–315, Amsterdam.
- DEWEY, J.F., HELMAN, M.L., TURCO, E., HUTTON, D.H.W. & KNOTT, S.D. (1989): Kinematics of the western Mediterranean. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (eds.): Alpine Tectonics, Geol. Soc. London Spec. Publ., **45**, pp. 265–283, London.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Geotekt. Forsch.*, **58**, 1–217, Stuttgart.
- EISBACHER, G.H. & BRANDNER, R. (1996): Role of high-angle faults during heteroaxial contraction, Innthal thrust sheet, Northern Calcareous Alps, western Austria. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **20**, 389–406, Innsbruck.
- EISBACHER, G.H., LINZER, H.-G., MEIER, L. & POLINSKI, R. (1990): A depth-extrapolated structural transect across the Northern Calcareous Alps of western Tirol. – *Eclogae geol. Helv.*, **83/3**, 711–722, Basel.
- FABRICIUS, F.H. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. – *Internat. Sediment. Petrogr. Ser.*, **9**, 1–143, Leiden (Brill).
- FAUPL, P. (1983): Die Flyschfazies in der Gosau der Weyerer Bögen (Oberkreide, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 219–244, Wien.
- FAUPL, P., POBER, E. & WAGREICH, M. (1987): Facies Development of the Gosau Group of the eastern parts of the Northern Calcareous Alps during the Cretaceous and Paleogene. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): The Geodynamics of the Eastern Alps, 142–155, Wien (Deuticke).
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1996): Basis analysis of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Turonian-Eocene, Eastern Alps). – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (eds.), 1996: Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. – EAGE Spec. Publ. **5**, 127–135, The Geological Society, London.

- FLÜGEL, H.W. (1987): The Eoalpine History of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *The Geodynamics of the Eastern Alps*, 11–15, Wien (Deuticke).
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S.M. & CONTI, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. – *Eclogae geol. Helv.*, **87/2**, 559–612, Basel.
- FUCHS, A. (1944): Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Alpen, II. (Kalkalpen - Achensee - Kaisergebirge). – *N. Jb. Min. Abh., Abt. B*, **88**, 337–373, Stuttgart.
- GENSER, J. & NEUBAUER, F. (1989): Low angle normal faults at the eastern margin of the Tauern window (Eastern Alps). – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **81**, 233–243, Wien.
- GOLEBIEWSKI, R. (1990): The Alpine Kössen Formation, a key for European topmost Triassic correlations – a sequence and ecostratigraphic contribution to the Norian Rhaethian Discussion. – *Albertiana*, **8**, 25–35, Utrecht.
- GOLEBIEWSKI, R. (1991): Becken und Riffe der alpinen Obertrias – Lithostratigraphie und Biofazies der Kössen Formation. – In: NAGEL, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): *Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs*. – *Österr. Paläont. Ges., Festband*, 79–119, Wien.
- GRUBER, A. (1995): Öffnung und Schließung von Tertiärbecken im Bereich des Eiberger Beckens (Unterinntal, Tirol). Ein strukturgeologischer Beitrag zur Unterinntaler Scherzone. – Unveröff. Dipl. Arb., Univ. Innsbruck, 144 S. 110 Abb., 5 Taf., 1 geol. K. u. 1 tekt. K. 1:10000.
- GRUBER, A. & ORTNER, H. (1996): Oligozäne und miozäne Tektonik in den Nördlichen Kalkalpen Tirols – Stratigraphie und Tektonik des Unterinntaler Tertiärs. – *Kurzfassungen, TSK 6* Salzburg, 160–161, Salzburg (Facultas Universitätsverlag).
- HAGN, H. (1967): Das Alttertiär der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. – *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.*, **7**, 245–320, München.
- HAGN, H. (1981): Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. – *Geol. Bav.*, **82**, 408 S., München.
- HAHN, F. (1913): Grundzüge des Baues der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **6**, 238–357, Wien.
- HANCOCK, P.L. (1985): Brittle microtectonics: principles and practice. – *J. Struct. Geol.*, **7**, 437–457, Oxford (Pergamon).
- HANCOCK, P.L. & BARKA, A.A. (1987): Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. – *J. Struct. Geol.*, **9**, 573–584, Oxford (Pergamon).
- HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G. & SMITH, D.G. (1989): A geologic time scale. – 263 pp., Cambridge (Cambridge University Press).
- HEISSEL, W. (1951): Beiträge zur Tertiär-Stratigraphie und Quartärgeologie des Unterinntales. – *Jb. Geol. B.-A.*, **94/2**, 207–221, Wien.
- HEISSEL, W. (1955): Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärgebietes. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **48**, 49–70, Wien.
- HEISSEL, W. (1957): Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **50**, 95–132, Wien.
- HERM, D., KAUFFMAN, E.G., & WIEDMANN, J. (1979): The age and depositional environment of the „Gosau“-Group (Coniacian-Santonian), Brandenburg/Tirol, Austria. – *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **19**, 27–92, München.
- IBRAHIM, A.H.M. (1976): Biostratigraphische Untersuchungen mit planktonischen Foraminiferen in der Oberkreide des Gosau-Beckens von Eiberg (Tirol). – Diss. Ludwig Max Univ. München, 220 S., München.
- JERZ, H. (1966): Untersuchungen der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn. – *Geol. Bav.*, **56**, 3–100, München.
- KLEINSPEHN, K.L., PERSHING, J. & TEYSSIER, C. (1989): Paleostress Stratigraphy: A new technique for analyzing tectonic control on sedimentary basin subsidence. – *Geology*, **17**, 253–256, Boulder.
- KROIS, P. (1992): Aspekte zur Sedimentologie und Fazies des Inneralpinen Tertiärs (Oligozän) im Raum Häring- Angerberg (Tirol). – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck.
- KROIS, P., BRANDNER, R. & STINGL, V. (1991): Sedimentationsgeschichte des Oligozäns im Unterinntal (Tirol, Österreich). – In: „Sediment '91“ – *Kurzfassungen der Beiträge, Forschungsberichte Senckenberg am Meer*, **91/2**, 64–66, Wilhelmshaven.
- KROIS, P. & STINGL, V. (1991): Faziesanalyse fluviatiler Sedimente – eine Fallstudie in den Oberangerberger Schichten (Oberoligozän, Tirol). – *Jb. Geol. B.-A.*, **134**, 299–308, Wien.
- KUBANEK, F. (1969): Sedimentologie des Alpinen Muschelkalks (Mitteltrias) am Kalkalpensüdrand zwischen Kufstein (Tirol) und Saalfelden (Salzburg). – Diss. TU Berlin.
- LEISS, O. (1988): Die Stellung der Gosau (Coniac-Santon) im großtektonischen Rahmen (Lechtaler Alpen bis Salzkammergut, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/4**, 609–636, Wien.
- LEISS, O. (1990): Neue Aspekte zur Geodynamik und Deckenbildung als Ergebnis der Beckenanalyse von sy-

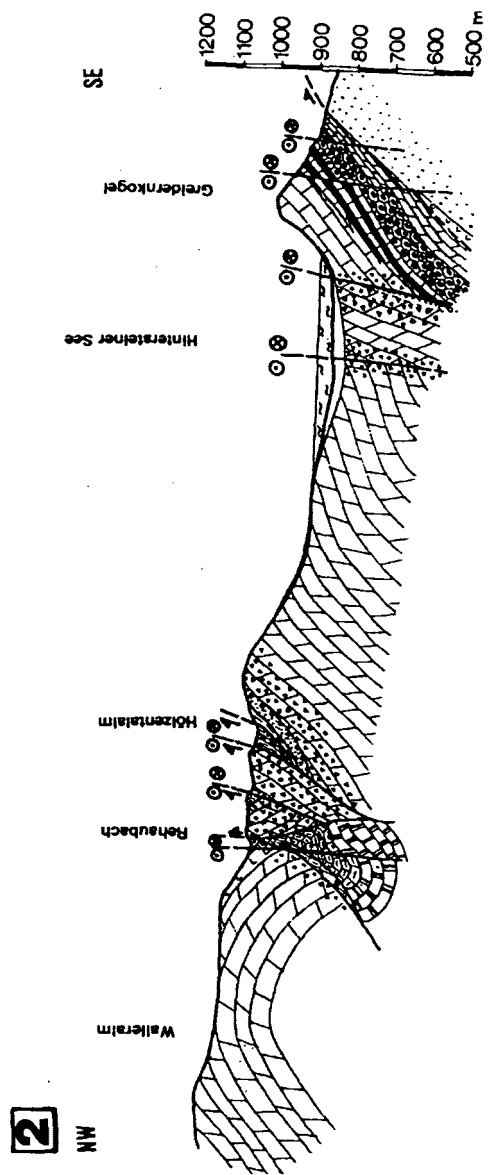
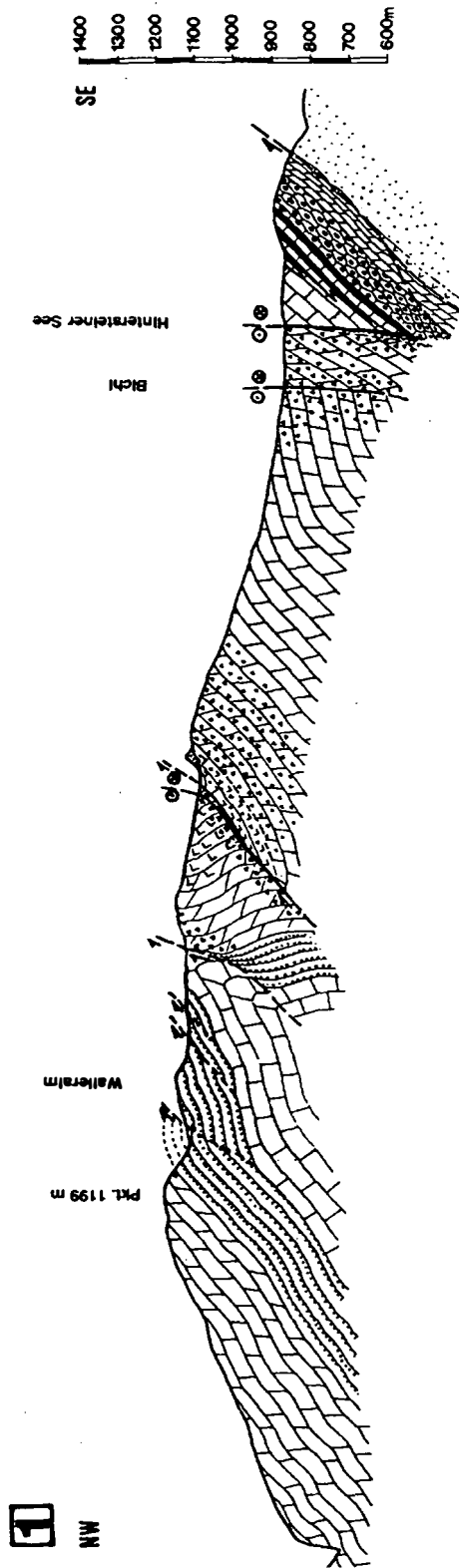
- norogenen Kreidevorkommen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – *Geol. Rdsch.*, **79/1**, 47–84, Stuttgart.
- LEUCHS, K. (1907): Die geologische Zusammensetzung und Geschichte des Kaisergebirges. – *Ferd.-Z.*, III.Folge, **H. 51**, 53–136, 1 geol. Karte 1: 33000, Innsbruck.
- LEUCHS, K. (1912): Die Aufschlüsse der neuen Straßenverbindung Kufstein-Ellmau und die Beziehungen des Eisberger Beckens zu seiner Umgebung. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **5**, 232–251, Wien.
- LEUCHS, K. (1925a): Kaisergebirgsdecke und Unterinntaler Tertiär. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1925**, 75–91, Wien.
- LINDENBERG, H.-G. (1965): Die Bolivinen der Häringer Schichten. – *Boll. Soc. Paläont. Ital.*, **4**, 64–160, Modena.
- LINZER, H.G., FRISCH, W. & RATSCHBACHER, L. (1990): Kinematisches Modell der Nördlichen Kalkalpen. – *Kurzfassungen, TSK III*, Graz.
- LINZER, H.G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust: the fold thrust belt of the Northern Calcareous Alps. – *Tectonophysics*, **242** (1995), 41–61, Amsterdam.
- LÜHR, H. (1962): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Alttertiär von Häring (Tirol). – *Diss. LudwigMax Univ. München*.
- MANN, P., HEMPTON, M.R., BRADLEY, D.C. & BURKE, K. (1983): Development of pull-apart basins. – *J. Geol.*, **91**, 529–554, Chicago.
- MESCHÉDE, M. (1994): Methoden der Strukturgeologie. – 169 S., Stuttgart (Enke).
- MOSTLER, H. (1972b): Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1972**, 155–172, Wien.
- MOUSSAVIAN, E. (1984): Die Gosau- und Alttertiärgerölle der Angerbergsschichten (Höheres Oligozän, Unterinntal, Nördliche Kalkalpen). – *Facies*, **10**, 1–86, Erlangen.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W. (1970): Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomits der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. – *Festband d. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck*, 255–308, Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).
- NEMES, F., PAVLIK, W. & MOSER, M. (1995): Geologie und Tektonik im Salzatal (Steiermark) – Kinematik und Paläospannungen entlang des Ennstal-Mariazell-Blattverschiebungssystems in den Nördlichen Kalkalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **138/2**, 349–367, Wien.
- NEUBAUER, F. (1994): Kontinentkollision in den Ostalpen. – *Geowissenschaften*, **12**, 136–140.
- OEXLE, T. (1978): Die Geologie der Pölvengruppe im Unterinntal (Tirol). – *Unveröff. Dipl.-Arb. TU München*.
- ORTNER, H. (1993a): Paläokarst und Spaltensysteme im Grattenbergl (Unterinntaler Tertiär, Tirol) und ihr Verhältnis zur Beckenabsenkung. – „Sediment '93“ – *Kurzfassungen von Vorträgen zu den Postern. – Geologica et Palaeontologica*, **27**, 283–284, Marburg.
- ORTNER, H. (1994): The Tertiary basins of the Lower Inn Valley – basin formation and extinction. – *Abstracts, EAPG-6th Conference and Technical Exhibition, Wien*.
- ORTNER, H. (1996a): Tektonik „QB“ – Fachspezifisches Programm zur Auswertung tektonischer Daten – *Unveröff. Software, Geol. Paläont. Inst. Univ. Innsbruck*.
- ORTNER, H. (1996b): Deformation und Diagenese im Unterinntaler Tertiär (zwischen Rattenberg und Durchholzen) und seinem Rahmen. – *Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck*, 234 S., 122 Abb.
- ORTNER, H. & SACHSENHOFER, R. (1996): Evolution of the Lower Inn Valley Tertiary and constraints on the development of the source area. – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (eds.), 1996: Oil and Gas in Alpidic Thrust belts and Basins of Central and Eastern Europe. – *EAGE Spec. Publ.* **5**, 237–247, The Geological Society, London.
- OTT, E. (1984): Der Kaiser, ein emporgetauchtes Korallenriff? – *Berge*, **6**, 40–42, Bern.
- PERESSON, H. (1992): Computer aided kinematic analysis of fault sets. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **38**, 107–119, Wien.
- PERESSON, H. & DECKER, K. (1996a): Early to Middle Miocene tectonics of the eastern part of the Northern Calcareous Alps. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **41**, 53–63, Wien.
- PERESSON, H. & DECKER, K. (1996b): From extension to compression: Late Miocene stress inversion in the Alpine-Carpathian-Pannonian transition area. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **41**, 75–86, Wien.
- PERESSON, H. & DECKER, K. (1997): Far-field effects of Late Miocene subduction in the Eastern Carpathians: E-W-compression and inversion of structures in the Alpine-Carpathian-Pannonian region. – *Tectonics*, **16/1**, 38–56, Washington.

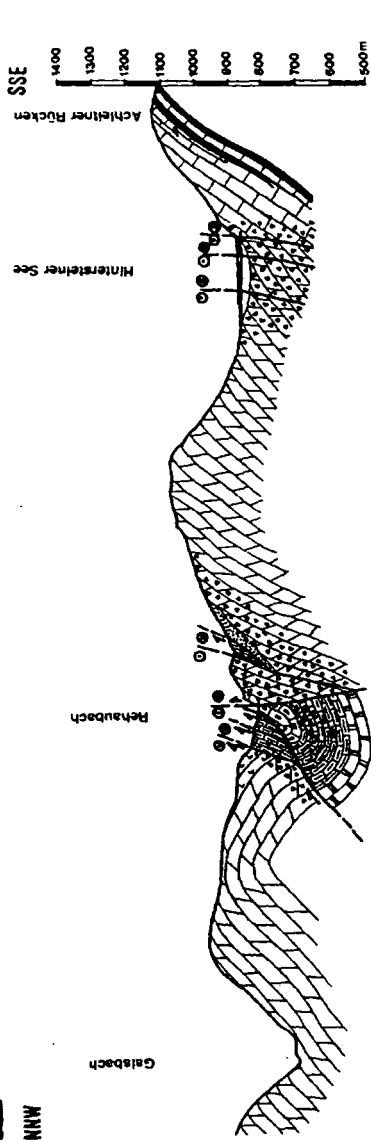
- PETIT, J.P. (1987): Criteria for the Sense of Movement on Fault Surfaces in Brittle Rocks. – *J. Struct. Geol.*, **9/5–6**, 597–608, Oxford (Pergamon).
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1983): The techniques of modern structural geology. Vol. 1: Strain analysis. – 1–307, London (Academic Press).
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1987): The techniques of structural geology. Vol. 2: Folds and fractures. – 309–700, London (Academic Press).
- RATSCHBACHER, (1986): Kinematics of Austroalpine cover nappes: changing translation path due to transpression. – *Tectonophysics*, **125**, 335–356, Amsterdam.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M. & NEUGEBAUR, J. (1989): Extension in compressional orogenic belts: the eastern Alps. – *Geology*, **17**, 404–407, Boulder.
- RATSCHBACHER, L., MERLE, O., DAVY, P. & COBBOLD, P. (1991): Lateral Extrusion in the Eastern Alps, part I: boundary conditions and experiments scaled for gravity. – *Tectonics*, **10/2**, 245–256, Washington D.C.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W. & LINZER, H.-G. (1991): Lateral Extrusion in the eastern Alps, part II: structural analysis. – *Tectonics*, **10/2**, 257–271, Washington D.C.
- RIEDER, M. (1980): Die Geologie des Kaisergebirgssüdrandes am Hintersteiner See (Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb TU München, München.
- RING, U., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1988): Plate-boundary kinematics in the Alps: Motion in the Arosa suture zone. – *Geology*, **16**, 8, 696–698, Boulder.
- ROYDEN, L.H. (1993): The tectonic expression of Slab Pull at continental convergent boundaries. – *Tectonics*, **12/2**, 303–325, Washington D.C.
- SCHLOSSER, M. (1904): Neue Fundorte von Versteinerungen in den Nordalpen. – *Cbl. f. Min. Geol. Paläont.*, 654–658, Stuttgart.
- SCHLOSSER, M. (1909): Zur Geologie des Unterinntales. – *Jb. Geol. R.-A.*, **59**, 525–574, Wien.
- SCHMID, S.M. & FROITZHEIM, N. (1993): Oblique slip and block rotation along the Engadine line. – *Eclogae geol. Helv.*, **86/2**, 569–593, Basel.
- SCHNABEL, W. & DRAXLER, I. (1976): Sedimentologische, palynologische und Nannofossil-Untersuchungen in der Inneralpinen Molasse des Unterinntales unter besonderer Berücksichtigung von Umlagerungsfaktoren. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **151**, 325–357, Stuttgart.
- SCHULZ, O. (1996): Die Gesteinsrohstoffe des Zementwerkes Eiberg im Eiberger Becken bei Kufstein, Tirol (Exkursion C). – *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **141**, 269–277, Wien.
- SCHULZ, O. & FUCHS, H.W. (1991): Kohle in Tirol: Eine historische, kohlenpetrologische und lagerstättenkundliche Betrachtung. – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **13**, 123–213.
- SPENGLER, E. (1956): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen, II. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **99**, 1–74, Wien.
- STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). – *Facies*, **4**, 215–348, Erlangen.
- STIER, P. (1986): Zur Geologie des Kaisergebirgs-Westrandes am Stadtberg bei Kufstein (Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU München.
- STINGL, V. (1987): Die fazielle Entwicklung des Alpinen Buntsandsteins (Skyth) im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Geol. Rdsch.*, **76**, 647–664, Stuttgart.
- STINGL, V. & KROIS, P. (1991): Marine fan delta development in a Paleogene interior-Alpine basin: the basal Häring beds (Tyrol, Austria). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1991**, 427–442, Stuttgart.
- STINGL, V. & KROIS, P. (1992): Fluvial sedimentation in the Upper Oligocene of the Lower Inn Valley Paleogene basin (Tyrol, Austria). – Abstracts, 13th IAS Regional Meeting on Sedimentology, p. 138, Jena.
- TOLLMANN, A. (1969): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 2. Teil: Der Mittelabschnitt. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **61** (1968), 124–181, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums - Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 580 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich - Außerzentralalpiner Anteil, Bd. 2. – 710 S., Wien (Deuticke).
- TOSCHEK, P.H. (1969): Sedimentologische Untersuchungen im Wettersteinkalk (Ladin) des Kaisergebirges (Tirol). – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck.
- WAGREICH, M. (1986): Schichtfolge und Fazies der Gosau von Lilienfeld (Oberkreide, niederösterreichische Kalkvorpalpen). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **32**, 19–38, Wien.
- WAGREICH, M. (1988): Sedimentologie und Beckenentwicklung des tieferen Abschnittes (Santon-Untercampan) der Gosauschichtgruppe von Gosau und Rußbach (Oberösterreich-Salzburg). – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/4**, 663–685, Wien.

- WAGREICH, M. (1991): Subsidenzanalyse an kalkalpinen Oberkreideseerien der Gosaugruppe (Österreich). – Zbl. Geol. Paläont., Teil I, **1990/11**, 1645–1657, Stuttgart.
- WAGREICH, M. (1993): Subcrustal tectonic erosion in orogenic belts – a model for the Late Cretaceous subsidence of the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Geology*, **21**, 941–944, Boulder.
- WAGREICH, M. (1995): Subduction, tectonic erosion and Late Cretaceous subsidence along the northern Austroalpine margin (Eastern Alps, Austria). – *Tectonophysics*, **242** (1995), 63–78, Amsterdam.
- WAGREICH, M. & FAUPL, P. (1994): Paleogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **110**, 235–254, Amsterdam.
- WALLBRECHER, E. (1986): Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen – graphische, rechnerische und statistische Verfahren. – 244 S., Stuttgart (Enke).
- WANKER, W. (1990): Strukturgeologische Untersuchung der Kaisergebirgsscholle und ihrer Unterlage mit einem Beitrag zur Sedimentologie und Fazies des Permoskyths südlich des Kaisers (Kufstein-St.Johann/Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck.

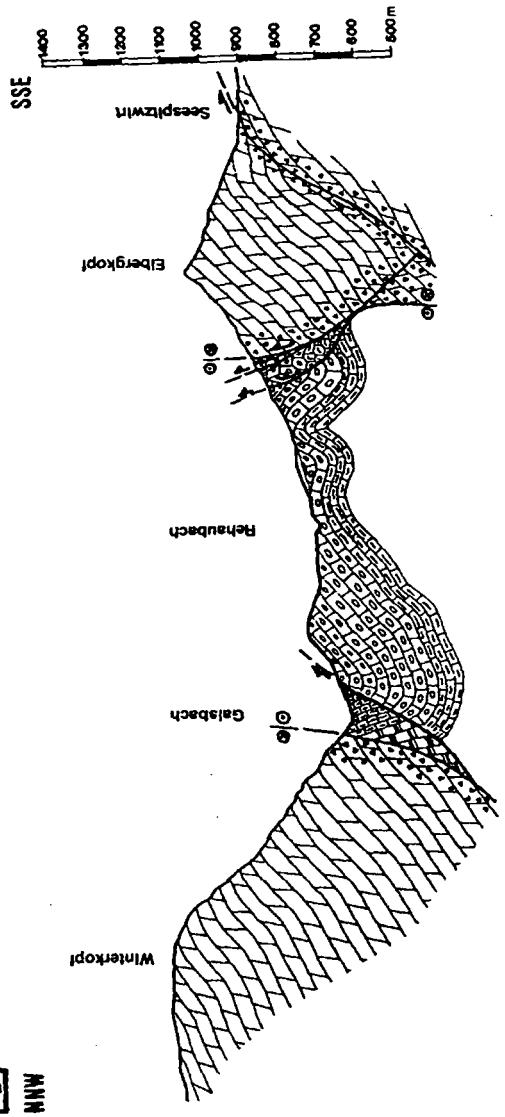
Anschrift des Verfassers:
 Mag. Alfred Gruber, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria.

Profilschnitte durch das Eiberger Becken. Die Lage der Profilschnitte ist in Abb. 9 dargestellt.

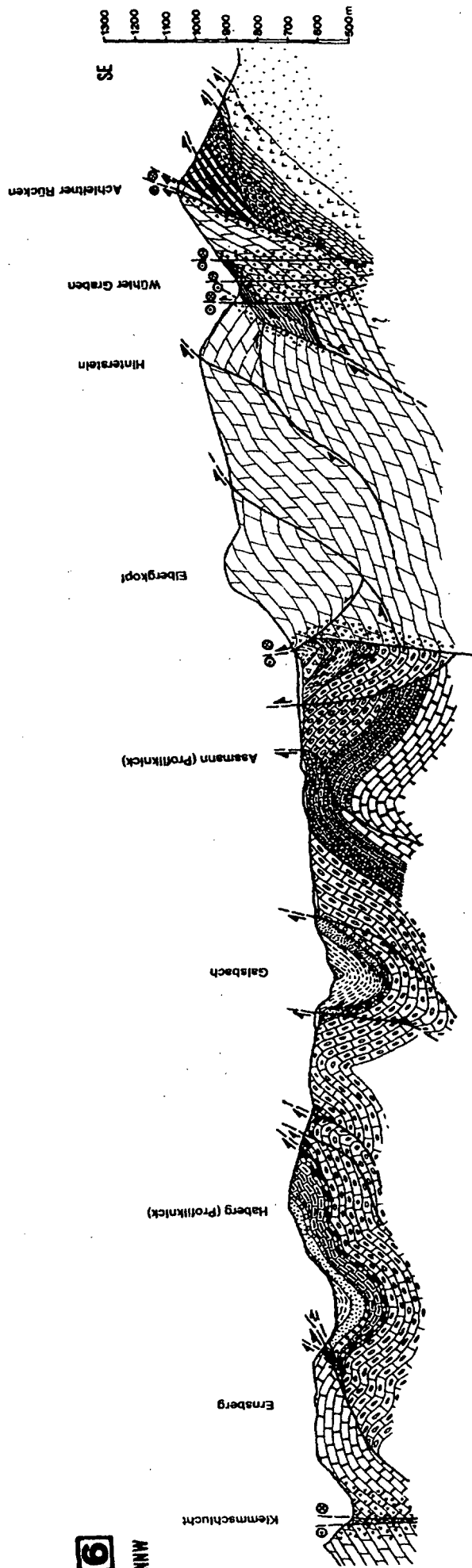
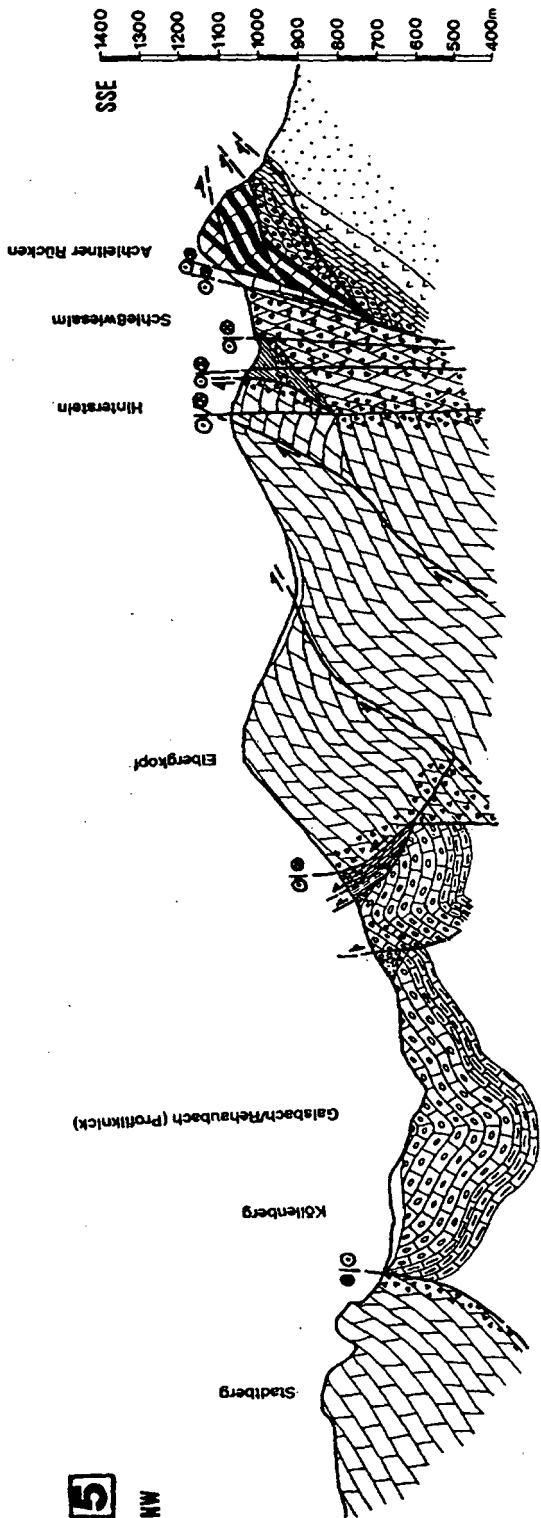


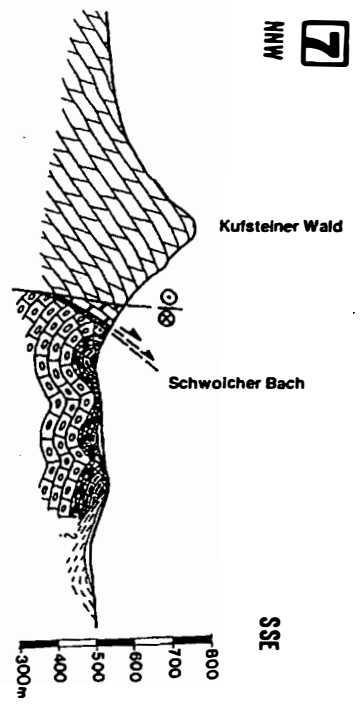
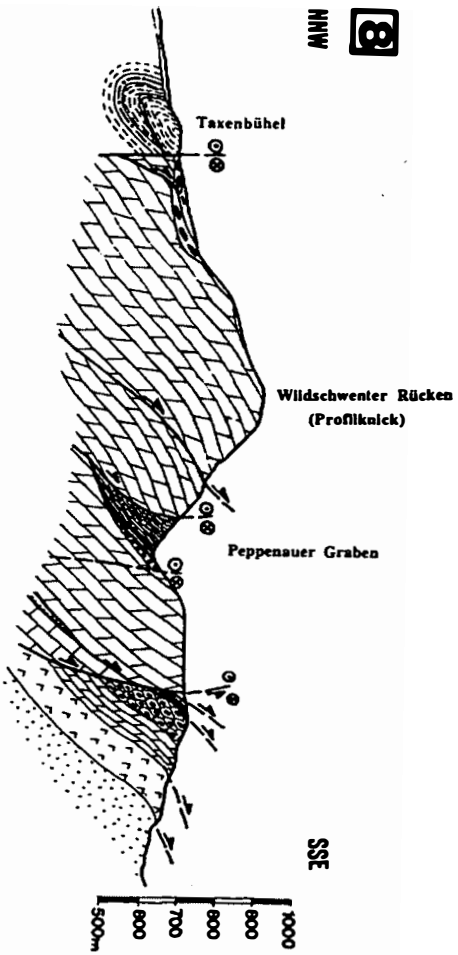


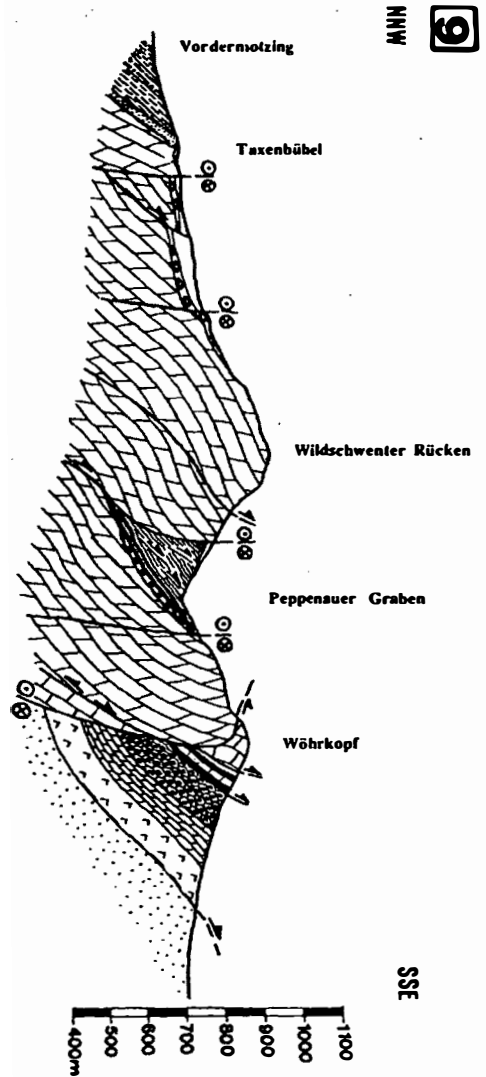
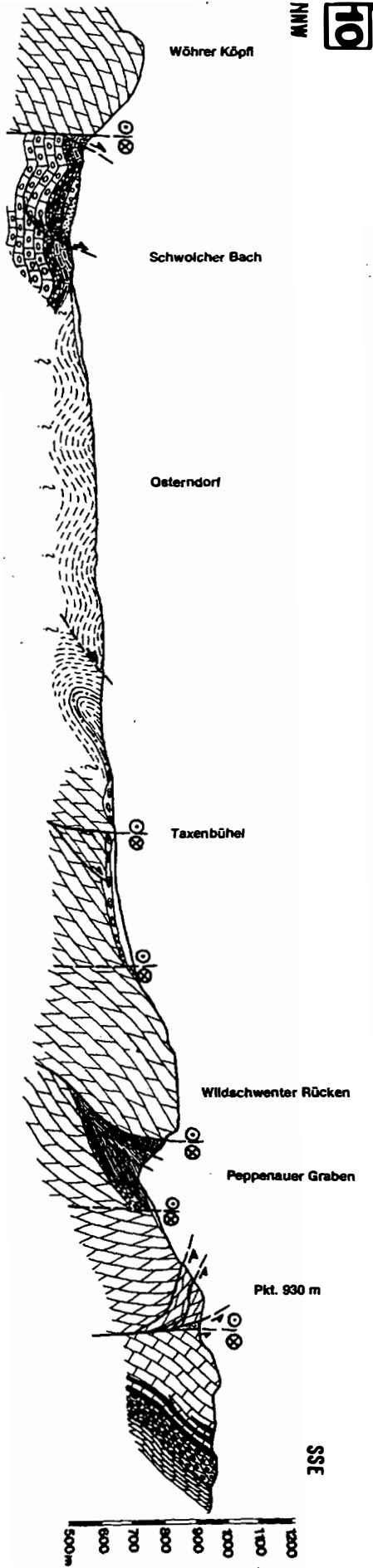
3 ANN




























4 ANN












Legende zu den Profilen

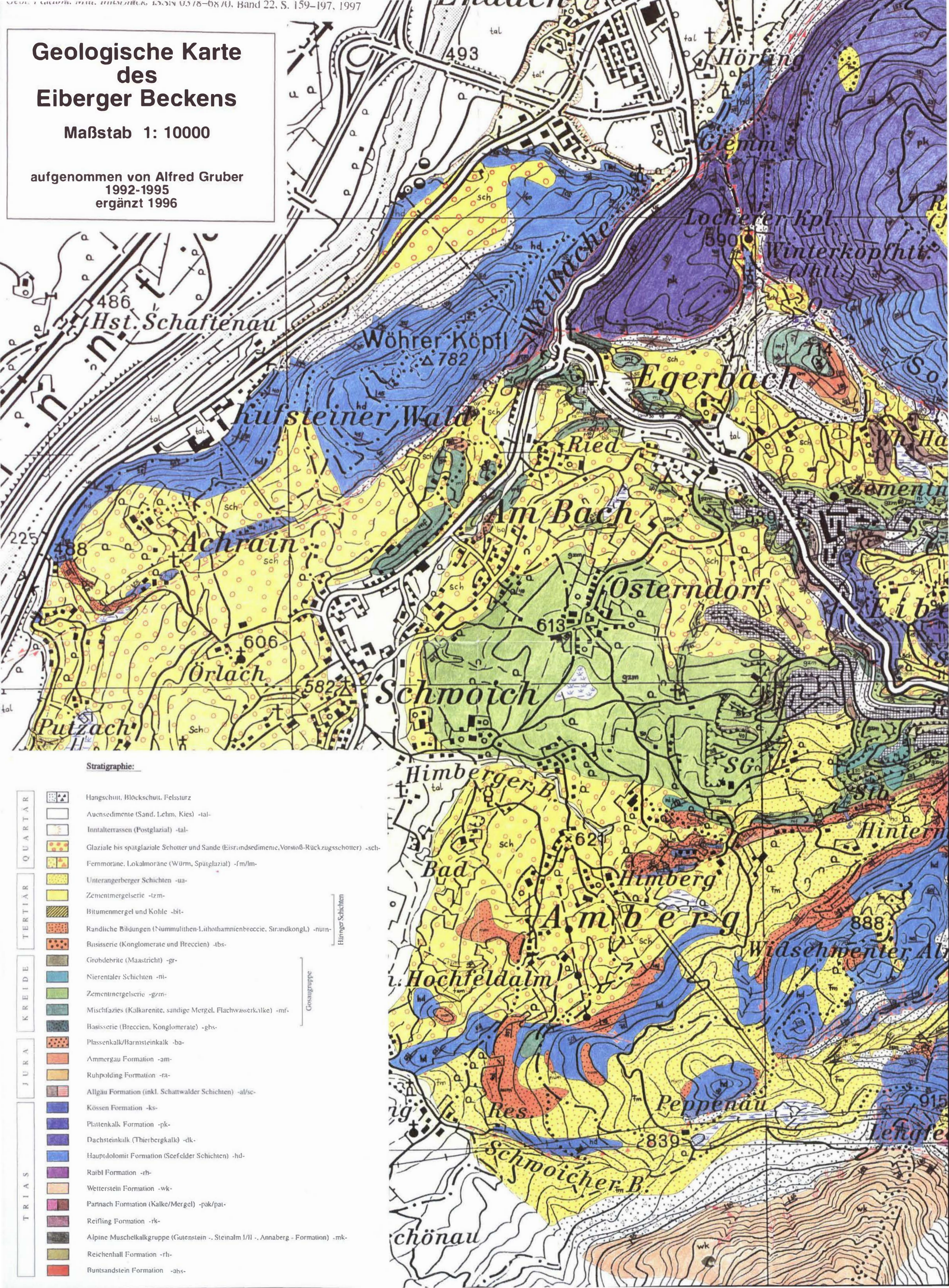
T e r t i ä r		Quartär (undifferenziert)	
		Unterangerberger Schichten	
		Randliche Bildungen (Nummulithen-Lithothamnienkalke)	
		Zementmergelerde	
		Bitumenmergel, Kohle	
		Basisserie	
	G o s a u		Grobdebrite
			Nierentaler Schichten
			Zementmergelerde
			Mischfazies
			Basisserie
	J u r a		Ammergau Fm, Plassenkalk/ Barmsteinkalk
			Ruhpolding Fm
		Allgäu Fm	
T r i a s		Kössen Fm	
		Plattenkalk Fm	
		Dachsteinkalk (Thierbergkalk)	
		Hauptdolomit Fm	
		Raibl Fm	
		Wettersteinkalk Fm	
		Partnach Fm	
		Reifling Fm	
		Alpine Muschelkalkgruppe	
		Reichenhall Fm	
		Alpine Buntsandstein Fm	

	Störungen, undifferenziert
	Sinistrale/dextrale Blattverschiebung
	Auf- Überschiebung (jung/alt)
	Abschiebung (jung/alt)
	Kataklasit

Geologische Karte des Eiberger Beckens

Maßstab 1: 10000

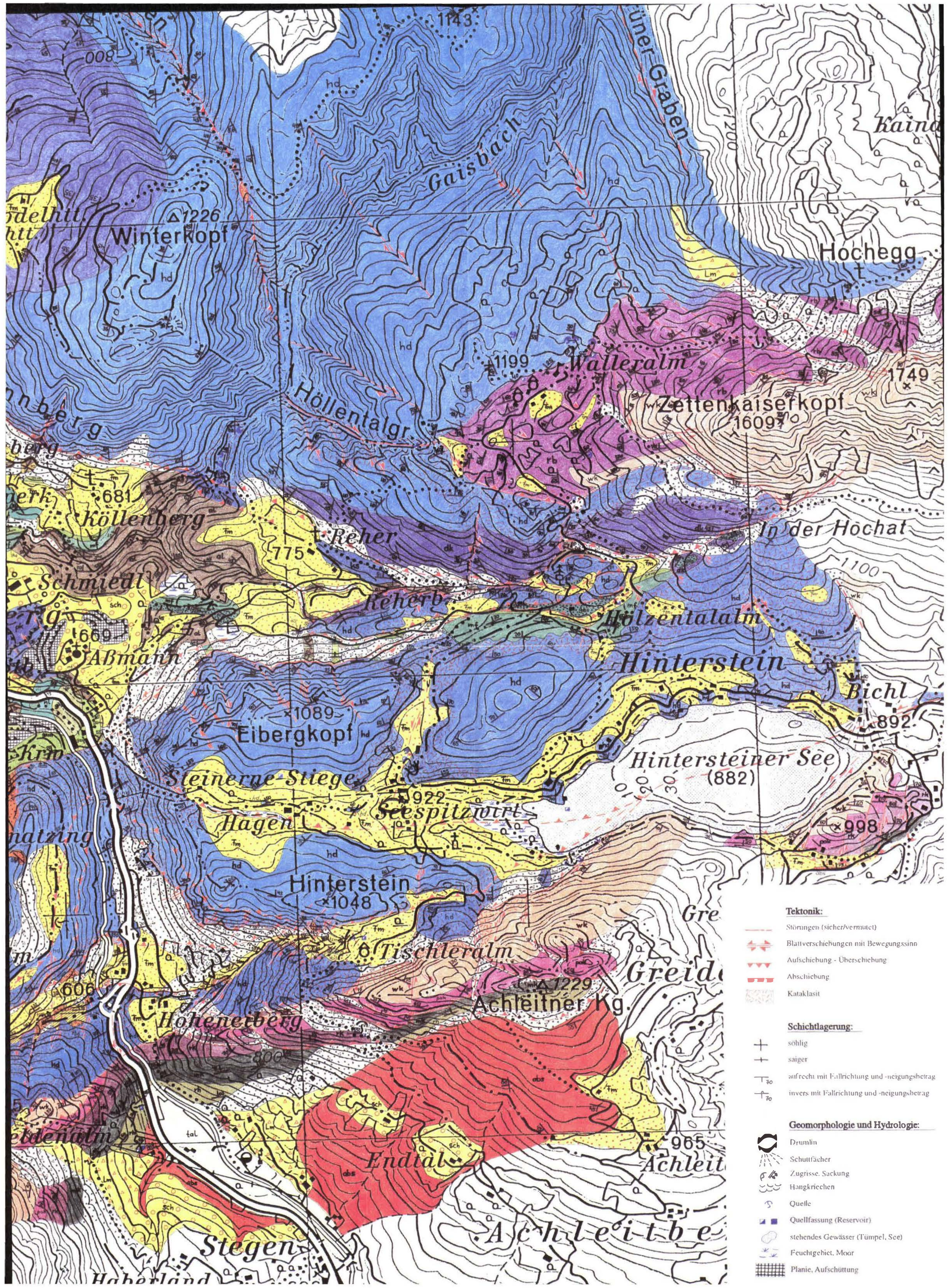
aufgenommen von Alfred Gruber
1992-1995
ergänzt 1996



Stratigraphie:

- | | | |
|---------|--|--|
| QUARTÄR | | Hangschutt, Blockschutt, Felssturz |
| | | Aue- und Talflur (Sand, Lehm, Kies) -tal- |
| | | Inntalterrassen (Postglazial) -tal- |
| TERTIÄR | | Glaziale bis spätglaziale Schotter und Sande (Eisrand- und Vorstoß-Rückzugsschotter) -sch- |
| | | Fernmoräne, Lokalmoräne (Würm, Spätglazial) -fm/lm- |
| | | Unterangerberger Schichten -ua- |
| | | Zementmergelserie -zm- |
| KREIDE | | Bitumenmergel und Kohle -bit- |
| | | Randliche Bildungen (Nummulithen-Lithothamnienbreccie, Stründkongl.) -num- |
| | | Basisserie (Konglomerate und Breccien) -tbs- |
| | | Grobdebrite (Maastricht) -gr- |
| | | Nierentaler Schichten -ni- |
| | | Zementmergelserie -gzm- |
| JURA | | Mischfazies (Kalkarenite, sandige Mergel, Flachwasserkalke) -mf- |
| | | Basisserie (Breccien, Konglomerate) -ghs- |
| | | Plassenkalk/Harmsteinkalk -ba- |
| | | Ammergau Formation -am- |
| | | Ruhpolding Formation -ra- |
| | | Allgäu Formation (inkl. Schattwälder Schichten) -al/sc- |
| | | Kössen Formation -ks- |
| | | Plattenkalk Formation -pk- |
| | | Dachsteinkalk (Thierbergkalk) -dk- |
| | | Hauptdolomit Formation (Seefeld-Schichten) -hd- |
| TRIAS | | Raibl Formation -rb- |
| | | Wetterstein Formation -wk- |
| | | Parnach Formation (Kalke/Mergel) -pak/pat- |
| | | Reifling Formation -rk- |
| | | Alpine Muschelkalkgruppe (Gutenstein-, Steinalm I/II-, Annaberg-Formation) -mk- |
| | | Reichenhall Formation -rh- |
| | | Buntsandstein Formation -abs- |

Hiringer Schichten
Gosaugruppe



Tektonik:

- Störungen (sicher/vermutet)
- Blattverschiebungen mit Bewegungssinn
- Aufschichtung - Überschiebung
- Abschiebung
- Kataklasit

Schichtlagerung:

- söhlig
- saiger
- aufrecht mit Fallrichtung und -neigungsbetrag
- invers mit Fallrichtung und -neigungsbetrag

Geomorphologie und Hydrologie:

- Drumlin
- Schuttfächer
- Zugrisse, Sackung
- Hangkriechen
- Quelle
- Quelfassung (Reservoir)
- stehendes Gewässer (Tümpel, See)
- Feuchtgebiet, Moor
- Planie, Aufschüttung

**NEUE STRATIGRAPHISCHE UND FAZIELLE DATEN
AUS DEM JAKOBBERG- UND WOLFDIETRICHSTOLLEN DES HALLEIN-BAD
DÜRRNBERGER SALZBERGES UND IHRE BEDEUTUNG FÜR DIE
INTERPRETATION DER GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE IM BEREICH DER
HALLEIN – BERCHTESGADENER SCHOLLENREGION**

Hans-Jürgen Gawlick & Richard Lein

Mit 9 Abbildungen

Abstract:

The tectonic style of the Hallein – Bad Dürrnberg salt mine and adjacent areas was discussed very controversially in the last decades. Aim of the work was to proof the existing different interpretations of the tectonics. The main today established interpretations of the tectonics of the Hallein-Bad Dürrnberg salt mine are:

Two tectonic nappes: a lower one (Zlambach nappe) and an upper one (Hallstatt nappe).

One Hallstatt nappe with a lot of intern faults.

Mapping of the galleries (Jakobberg and Wolfdietrich horizon) in the salt mine together with stratigraphic and facies investigations show, that we need a new interpretation of the tectonic style: the entire sequences, belonging to the Hallstatt Salzberg Facies are part of an Upper Jurassic gliding nappe, which was dismembered by NE-vergent deformation.

Additionally we carried out stratigraphic and facies investigations in the area of Hallein – Bad Dürrnberg because there are only few data of the sedimentary sequences available.

Zusammenfassung:

Im Hallein-Bad Dürrnberger Salzberg wurden der Jakobberg- und der Wolfdietrichstollen neu kartiert und die in den Stollenprofilen auftretenden Schichtfolgen stratigraphisch und faziell neu untersucht. Ziel der Untersuchungen war, einerseits die bis heute umstrittene Interpretation des tektonischen Bauplanes des Hallein – Bad Dürrnberger Salzberges und andererseits die stratigraphische Entwicklung der in den Stollenprofilen auftretenden Schichtfolgen zu klären. Auf der Basis der neuen stratigraphischen und faziellen Daten in den Stollenprofilen wird sowohl die stratigraphisch-fazielle Entwicklung der Schichtfolgen im Bereich der Halleiner Hallstätter Zone als auch die regionalgeologische Interpretation des tektonischen Bauplanes des Hallein – Bad Dürrnberger Salinars auf eine neue Grundlage gestellt. Die stratigraphischen und faziellen Untersuchungen zeigen, daß es sich bei den Hallstätter Serien innerhalb der Stollenprofile um lithologische Abfolgen handelt, wie sie für den Hallstätter Salzbergfaziesraum durchaus typisch sind.

Ergänzend zu den Untersuchungen der in den Stollenprofilen auftretenden Schichtfolgen wurden einige Hallstätter Kalk Vorkommen im Bereich Hallein – Bad Dürrnberg stratigraphisch und faziell neu untersucht, um die in den Stollenprofilen auftretenden Hallstätter Schichtfolgen mit den obertage auftretenden Hallstätter Schichtfolgen besser korrelieren zu können, zudem stratigraphische Daten der Hallstätter Schichtfolgen aus dem Bereich der Halleiner Hallstätter Zone weitgehend fehlen. Ergebnis dieser Untersuchungen ist, daß die in den Stollenprofilen auftretenden Hallstätter Schichtfolgen stratigraphisch und faziell mit den Hallstätter Schichtfolgen im Bereich Hallein – Bad Dürrnberg weitgehend übereinstimmen. Durch die Ergebnisse dieser Untersuchungen wird einerseits die regionalgeologische Interpretation des tektonischen Bauplanes im Bereich der Halleiner Hallstätter Schollenregion und andererseits die Kenntnis der stratigraphisch und faziellen Entwicklung der Hallstätter Schichtfolgen in diesem Raum weiter verbessert.

Auf der Grundlage der Neukartierung der Stollenprofile und der neuen stratigraphischen und faziellen Ergebnisse erfolgt eine Neuinterpretation des tektonischen Bauplanes des Hallein – Bad Dürrnberges Salzberges und seines geologischen Rahmens, denn die Ergebnisse der Neukartierung der Stollenprofile haben ergeben, daß sowohl die Interpretation einer Deckenzweigliederung im Jakobbergstollen und im Wolfdietrichstollen als auch die Interpretation einer bruchtektonisch zerlegten einheitlichen Hallstätter Decke nicht zu halten sind, sondern daß es sich bei den einzelnen Schichtfolgen um jeweils isolierte Schollen im Sinne der jurassischen Gleittektonik handelt.

1. Einleitung, Problemstellung, geologische und tektonische Übersicht

Ziel der geologischen Neuaufnahme der Stollenprofile des Hallein – Bad Dürnberger Salzberges und der stratigraphischen und faziellen Untersuchungen der Schichtfolgen war, die bis heute umstrittene tektonische Interpretation des Hallein – Bad Dürnberger Salzberges und seines Rahmens auf eine neue Grundlage zu stellen. Ergänzend zu der Neukartierung der Stollenprofile wurden stratigraphische und fazielle Untersuchungen an einzelnen, ausgewählten Hallstätter Schichtfolgen zwischen Hallein und Bad Dürnberg durchgeführt, um die in den Stollenprofilen auftretenden Schichtfolgen mit den obertage auftretenden Schichtfolgen vergleichen und korrelieren zu können. Insgesamt liegen für die Neuinterpretation der tektonischen Interpretation des Hallein – Bad Dürnberger Salzberges und seines tektonischen Rahmens mehr als 80 neue stratigraphische Daten vor.

Die bis heute umstrittene (vgl. u. a. TOLLMANN, 1985; SCHWEIGL, 1997; PLÖCHINGER, 1996; SCHWEIGL & NEUBAUER, 1997) tektonische Stellung der Hallein – Berchtesgadener Hallstätter Schollenregion (Abb. 1, Abb. 2) ist seit dem frühen 19. Jahrhundert und besonders in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts Gegenstand der Diskussion. Zunächst standen dabei stratigraphische Untersuchungen der Hallstätter Kalke und des Salinars, später tektonische Untersuchungen und Erklärungsversuche im Vordergrund (u. a. v. LILIENBACH, 1830; SCHAFHÄUTL, 1851; v. LIPOLD, 1854; GÜMBEL, 1861; SCHMIDT, 1872; BITTNER, 1882; MOJSISOVICS, 1889; SCHLOSSER, 1898; FUGGER, 1907; HAHN, 1913; BEYSLAG, 1922; BIRNBACHER, 1925; SEIDL, 1927; LEUCHS, 1948; KOBER, 1949, 1955). Die Arbeiten dieser Zeit konzentrierten sich dabei meist auf die geologischen Verhältnisse an der Oberfläche, Aufnahmen im Bereich der Stollen blieben selten (SCHMIDT, 1872; SCHLOSSER, 1898).

Erste Interpretationsversuche der Lagerungsverhältnisse mit geologischen Profilen durch das

Hallein – Dürnberger Salinar stammen von SCHMIDT (1872), in neuerer Zeit u. a. von PETRASCHECK (1947, 1949), MEDWENITSCH (ab 1949), SCHAUBERGER (1953, 1954, in BRANDNER, 1954) und PLÖCHINGER (1955, 1996). Erste Untersuchungen und Aufnahmen im Bereich der Stollen (SCHMIDT, 1872; SCHLOSSER, 1898) und der Bohrungen im Gebiet des Hallein – Dürnberger Salzberges stammen von AMPFERER (1936 – Bohrung 1), PETRASCHECK (1947 – Bohrung IV).

MEDWENITSCH (1949–1963) kartierte und interpretierte als erster systematisch die Profile des Halleiner Salzberges. Im Vordergrund standen dabei die Bearbeitung des Jakobberg- und Wolfdietrichstollens. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind ausführlich dargestellt in den Arbeiten von MEDWENITSCH (z. B. 1949, 1958, 1962, 1963a, b). Dabei teilt MEDWENITSCH (ab 1949) zwei faziell unterschiedliche Hallstätter Decken – eine untere, mergelreiche Hallstätter Decke (Zlambachdecke des Salzkammergutes) und eine obere, kalkreiche Hallstätter Decke (Sandlingdecke des Salzkammergutes). PLÖCHINGER (1955) dagegen gliederte nur eine Hallstätter Decke ab (vgl. auch PICHLER, 1963).

Neuinterpretationen der Stollenprofile von MEDWENITSCH (ab 1949) geben in neuerer Zeit u.a. TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN (1970) im Sinne einer einheitlichen Halleiner Hallstätter Decke (vgl. u.a. TOLLMANN, 1973), PLÖCHINGER (1976, 1983, 1984, 1990, 1996) im Sinne einer im späten Ober-Jura (intramalmisch) synsedimentär eingeglittenen Schollenmasse bzw. einer einheitlichen Hallstätter Decke, und KELLERBAUER (1996) im Sinne einer in die Tauglbodenschichten eingeglittenen Schollenmasse.

Die im Bereich von Hallein-Bad Dürnberg auftretenden Hallstätter Schichtfolgen sind Teil der Hallein-Berchtesgadener Hallstätter Schollenregion (Abb. 1). Die Hallstätter Schichtfolgen sollen dabei als „Tiefjuvavikum“ das „Hochjuvavikum“ der Berchtesgadener Decke unterlagern (u.a. PICHLER, 1963; ZANKL, 1971; TOLLMANN, 1985; LANGENSCHIEDT, 1994). Der Zeitpunkt der Platznahme des „Tiefjuvavikum“ ist allerdings bis heute umstritten; angenommen wurde bisher

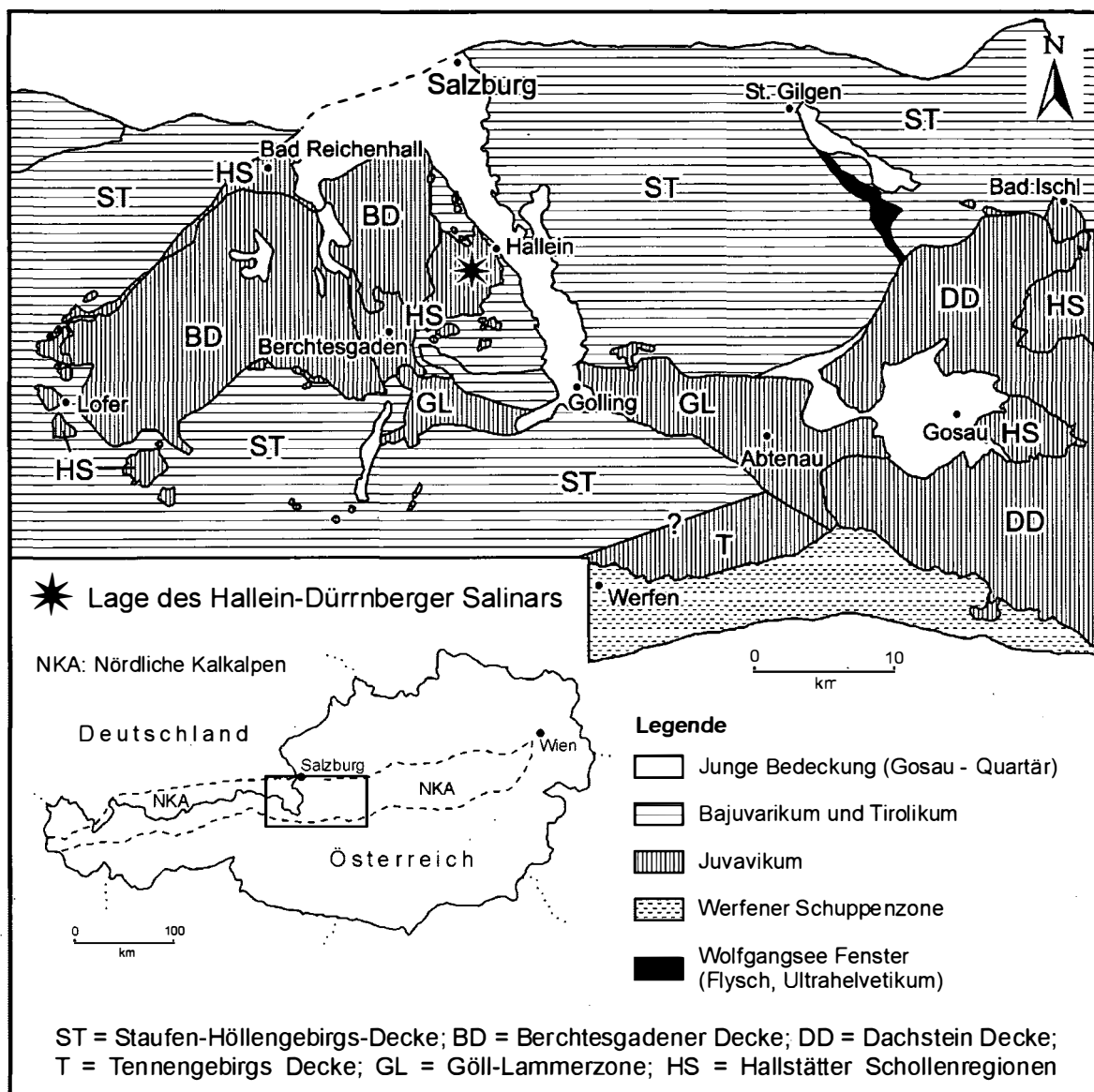


Abb. 1: Geologische und tektonische Übersicht des zentralen Teiles des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen und Lage des Hallein - Dürnberger Salzberges (Bad Dürnberg), verändert nach TOLLMANN (1985) und GAWLICK et al. (1994).

der Zeitraum zwischen höherem Ober-Jura und höherer Unter-Kreide (vgl. u.a. PLÖCHINGER, 1955, 1976, 1984, 1996; TOLLMANN, 1985, 1987; ZANKL, 1971; SCHWEIGL & NEUBAUER, 1997). In jüngerer Zeit wird auf der Basis neuerer Untersuchungen eine Platznahme im frühen Ober-Jura wahrscheinlich (LEIN, 1987b; GAWLICK, 1996).

Geologische Übersichten über die Hallein-Berchtesgadener Hallstätter Zone bzw. die Hal-

leiner Hallstätter Schollenregion (Abb. 2) in jüngerer Zeit gibt u.a. PLÖCHINGER (1955, 1984, 1996). Das Salinar selbst (vgl. SCHAUBERGER, 1949, 1979) wurde in jüngerer Zeit von SPÖTL (1988, 1989) untersucht und war wiederholt Gegenstand von Meldarbeiten der Montanuniversität Leoben (WÜRDINGER, 1961; RAUCHEGGER, 1983; DÖRFLER & MALLY, 1984; PACHER, 1987).

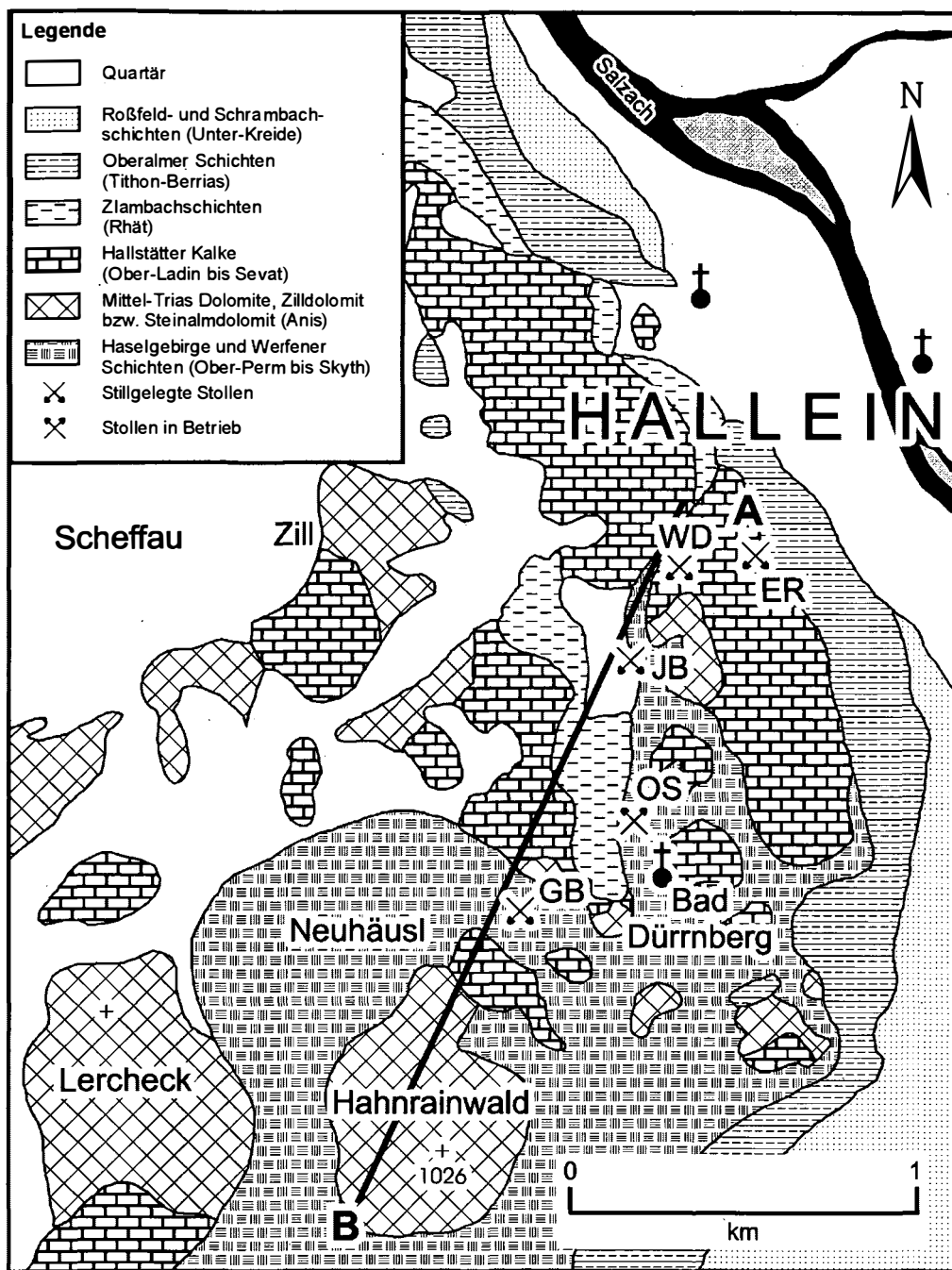


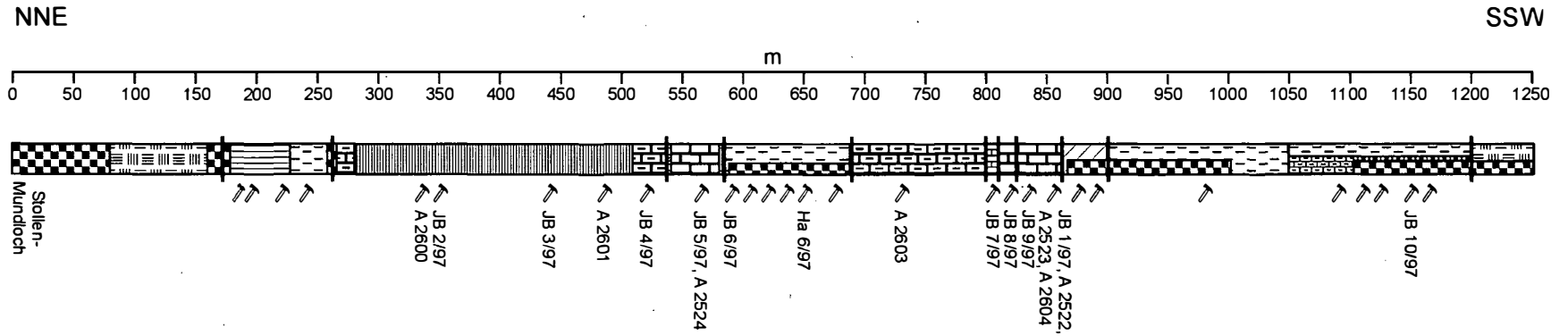
Abb. 2: Stark vereinfachte geologische Übersichtskarte der Halleiner Hallstätter Zone im Bereich Bad Dürrenberg-Hallein auf der Basis der Kartierungen von PICHLER (1963) und PLÖCHINGER (1955, 1987, 1996) unter Ergänzung neuer stratigraphischer und fazieller Daten und Lage des Profiles (A – B, Abb. 9). Es bedeuten: GB = Georgenbergstollen; OS = Obersteinbergstollen; JB = Jakobbergstollen; WD = Wolfdietrichstollen; EG = Egglriedelstollen.

2. Stollenprofile

Stratigraphische Untersuchungen der Schichtfolge erfolgten in den Stollenprofilen bisher fast ausschließlich an den mergelreichen Schichtgliedern. Nur die unterkarnischen Halobienschiefer,

die rhätischen Zlambachschichten und die Lias-Fleckenmergel (Jakobbergserie) sind stratigraphisch gut belegt. Die bisher erfolgten stratigraphischen Einstufungen stammen dabei aus dem Jakobbergstollen, dem Wolfdietrichstollen und dem Untersteinbergstollen (Zusammenstellung

Detailprofilaufnahme des Jakkobbergstollens



Legende

- | | | |
|---|--|--|
|  vermauerter bzw. verzimmerter Bereich |  Massiger Hellkalk (Lac) |  Probenpunkt, mit Nummer: neu |
|  Lias-Fleckenmergel (Jakobbergserie) |  Hellkalk (Tuval) |  Wichtige Störungen |
|  Zlambachschichten (Rhät) |  Halobien-schiefer (Jul) | |
|  Hangendgraukalk (Sevat) |  Hellkalk (~Grauvioletter Bankkalk) (Langobard - Jul 1) | |
|  Hangendrotkalk (Alaun) |  Haselgebirge (Ober-Perm) | |

Abb. 3: Schematisches Stollenprofil der Schichtfolge im Jakobbergstollen und Lage der Proben sowie deren stratigraphische Einstufung (vgl. Kap. 5). Neukartierung unter Verwendung vorliegender stratigraphischer Daten (vgl. Kap. 5).

in KOLLMANN, 1963). Stratigraphische und fazielle Untersuchungen der Hallstätter Kalk- bzw. Ober-Jura-Schichtfolge fehlen bisher weitgehend und erfolgten erst im Zuge dieser Untersuchungen.

2.1. Jakobbergstollen

Erste detailliertere Stollenaufnahmen mit einer Beschreibung der im Jakobbergstollen auftretenden Gesteine und einem Vergleich mit den in der Hallein-Berchtesgadener Schollenregion auftretenden Serien liegen u.a. von Schlosser (1898) vor. Neuere Untersuchungen im Jakobbergstollen stammen von PETRASCHECK (1947), der die Zlambachschiechten z.T. als Werfener Schichten und z.T. als Schrambachschichten interpretierte. Detaillierte Kartierungen des Jakobbergstollens und Beschreibungen der Schichtfolge liegen besonders von MEDWENITSCH (1958, 1962, 1963a, b) und SCHAUBERGER (1953) vor. Detailprofilaufnahmen der Zlambachschiechten liegen u. a. aus dem Bereich des alten Wetterschurfes (= Jakobbergrolle) vor (GEISSLER & HELING, 1952). Auf der Basis seiner Kartierungen untergliederte MEDWENITSCH (ab 1949) zwei Hallstätter Decken: eine untere, mergelreiche Zlambach-Decke (Anis bis Lias) und eine obere, kalkige Hallstätter Decke (Anis bis Nor).

Die Neukartierung des Jakobbergstollens (Abb. 3) in Kombination mit stratigraphischen und faziellen Untersuchungen der Schichtfolge erlauben hier zum erstenmal das Erstellen einer vollständigen Hallstätter Schichtfolge vom Ober-Ladin/Unter-Karn bis in den Lias (Abb. 4). Eine Decken-Zweigliederung kann auf Grund der neuen stratigraphischen und faziellen Befunde nicht bestätigt werden.

Profilbeschreibung

0–70 m: Vermauerter Bereich.

80–160 m: Haselgebirge, tektonisch stark beansprucht.

160–184 m: Vermauerter Bereich.

184–230 m: Lias-Fleckenmergel (Jakobbergserie), fällt zwischen Stollenmeter 184 bis 210 nach Westsüdwest Nordosten bergwärts hin ein und zwischen Stollenmeter 210 bis 230 zum Mundloch hin ein (KOLLMANN, 1963; KOLLMANN & OBERHAUSER, in MEDWENITSCH, 1963b).

230–265 m: Zlambachschiechten, nach Westen hin einfallend (KOLLMANN, 1963; KOLLMANN & OBERHAUSER, in MEDWENITSCH, 1963a, b).

265–280 m: Hangendrotkalk. Der Kontakt zu den Zlambachschiechten ist auf Grund eines vermauerten Bereiches nicht aufgeschlossen.

280–516 m: Massiger Hellkalk des Lac 1 bis Lac 3 (A 2600, JB 2/97, JB 3/97, A 2601), fällt zwischen Stollenmeter 200 bis 300 nach Nordnordosten zum Mundloch hin ein, ab Stollenmeter 320 flach nach Nordnordwest.

516–537 m. Hangendrotkalk des Alaun (A 2524, JB 4/97), fällt flach nach Norden.

537–572 m: Grauvioletter Bankkalk des Unterkarn (JB 5/97), grenzt tagwärts an einer Störung mit Haselgebirge an den Hangendrotkalk und ist bergwärts an einer Störung mit Haselgebirge von den Halobienchiefern abgegrenzt.

572–680 m: Zlambachschiechten (MEDWENITSCH, 1958; KOLLMANN, 1960; KOLLMANN & OBERHAUSER, in MEDWENITSCH, 1963b, JB 6/97, Ha 6/97). Die Lagerung der Zlambachschiechten, die hier hinter einer Verzimmerung der Strecke immer wieder anstehen, ist auf Grund der Verzimmerung nicht meßbar. Am Kontakt zwischen den unteren Zlambachschiechten und den oberen Zlambachschiechten ist eine oligomikte Brekzie eingelagert, die ausschließlich parautochthones Komponentenmaterial der unteren Zlambachschiechten führt. In diesem Bereich ist die Lagerung der Zlambachschiechten flach.

680–~800 m: Hangendgraukalk und Hangendrotkalk des Alaun 3 bis Sevat (MEDWENITSCH, 1963a, b, A 2603). Grenzen tektonisch an die Zlambachschiechten.

~800–815 m: Isolierter Span – Hellkalk des Tuvall (JB 7/97) als fquivalent des Roten Bankkalles. Grenzt ungefähr bei Stollenmeter 800 tektonisch an den Hangendrotkalk und bei Stollenmeter 815 an den Grauvioletten Bankkalk.

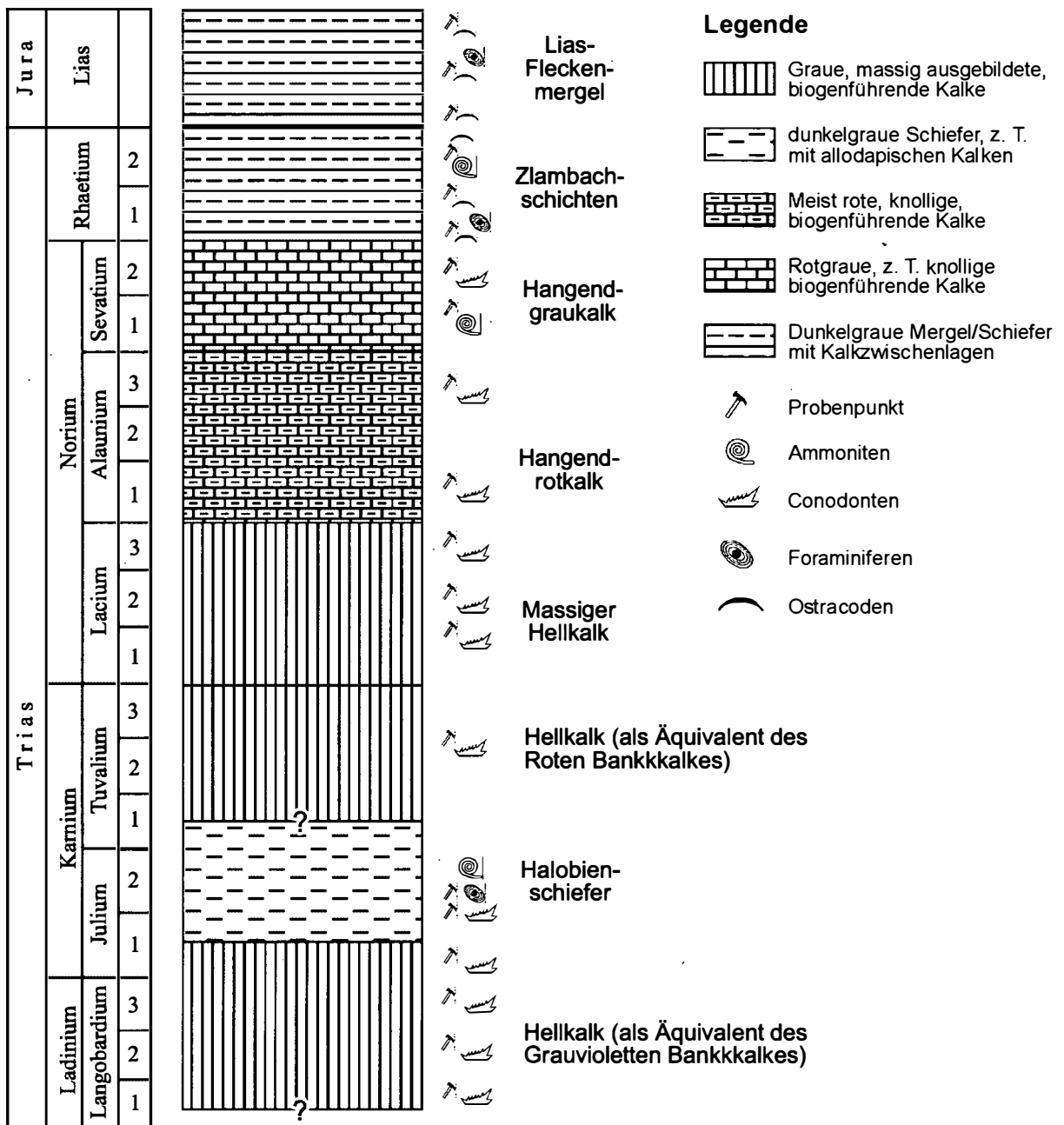


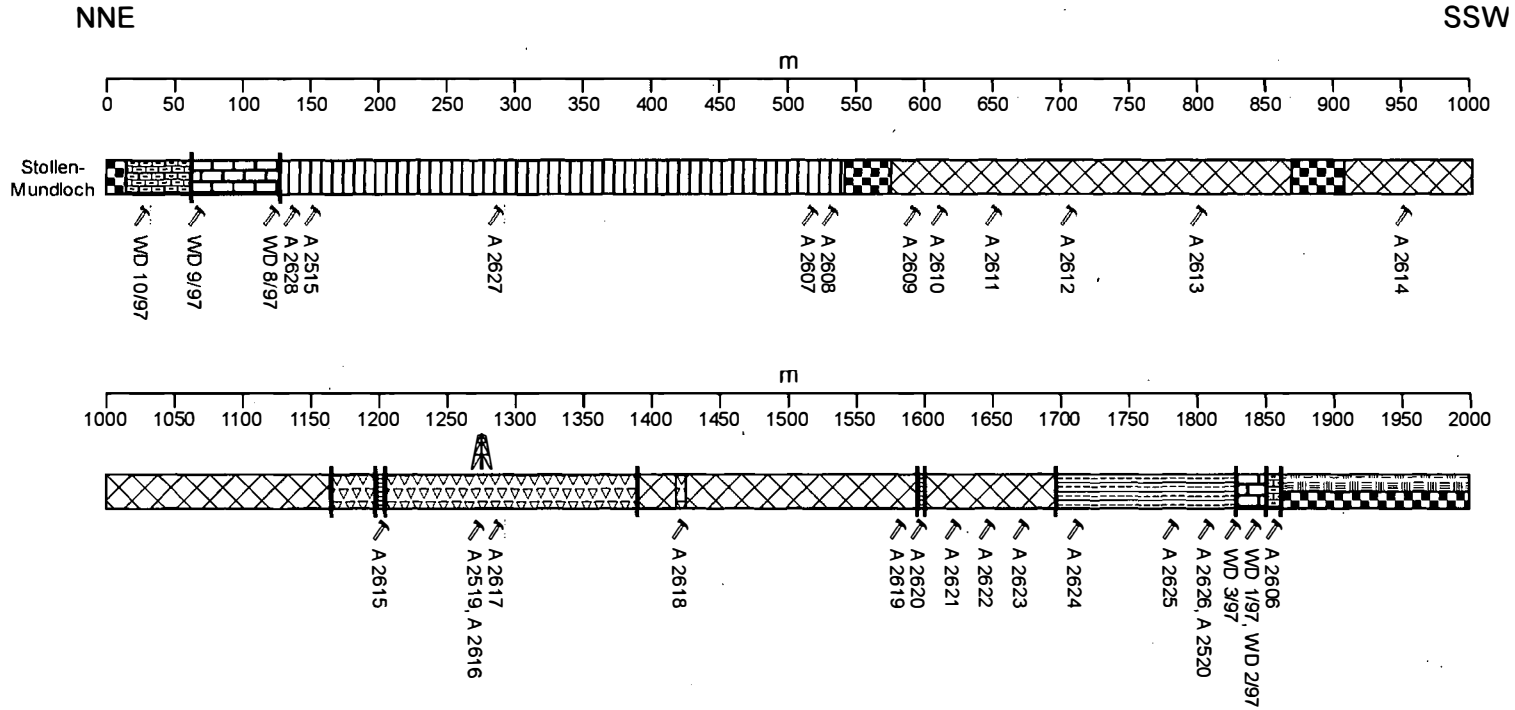
Abb. 4: Schematische Rekonstruktion der Hallstätter Schichtfolge im Jakobbergstollen (vgl. Kap. 5).

815–865 m: Grauvioletter Bankkalk des Ober-Ladin bis Jul (JB 8/97, JB 9/97, JB 1/97, A 2522, A 2523). Zwischen Stollenmeter 815 bis 830 mehrfach gestört. Fällt nach Südost bergwärts ein

865–900 m: Halobien-schiefer (A 2604, KOLLMANN & OBERHAUSER, in MEDWENITSCH, 1963b; OBERHAUSER, in MEDWENITSCH, 1963b; MEDWE-

NITSCH, 1962, 1963a, b), ab Stollenmeter 870 verzimmert.

~900-1050 m: Zlambachschichten, zum größten Teil verzimmerter Bereich (MEDWENITSCH, 1963a). Der tektonische Kontakt zu den Zlambachschichten ist nicht aufgeschlossen. Zwischen Stollenmeter 1000 und 1050 fallen die Zlambachschichten Richtung Ost-südost.



Legende

- | | | |
|---|--|------------------------------|
| vermauerter bzw. verzimmerter Bereich | Hellkalk (~Grauvioletter Bankkalk) (Langobard - Jul 1) | Probenpunkt, mit Nummer: neu |
| Oberalmer Schichten (Tithon) | Steinalmkalk/dolomit (Anis) | Wichtige Störungen |
| Polymikte Brekzie mit z. Zt. unbekannter stratigraphischer Stellung | Gutensteinerkalk/dolomit (Unter-Anis) | Bohrung |
| Hangendgraukalk (Sevat) | Haselgebirge (Ober-Perm) | |

Abb. 5: Schematisches Stollenprofil der Schichtfolge im Wolfdietrichstollen und Lage der Proben sowie deren stratigraphische Einstufung (vgl. Kap. 5). Neukartierung unter Verwendung vorliegender stratigraphischer Daten (vgl. Kap. 5).

1050–1200 m: Hangendgraukalk des höheren Sevat (JB 10/97), der von Zlambachschichten (Oberhauser in MEDWENITSCH, 1963b; MEDWENITSCH, 1958, 1962, 1963a, b; SCHAUBERGER, 1953; KOLLMANN & OBERHAUSER, in MEDWENITSCH, 1963b) überlagert wird. Überwiegend verzimmerter Bereich. Zwischen Stollenmeter 1050 bis 1105 ist meist der Hangendgraukalk aufgeschlossen, der hier Richtung Ost-südost einfällt. Ab Stollenmeter 1105 bis ~1200 überwiegen die Mergel der Zlambachschichten, von Stollenmeter 1155 bis 1185 dominieren die unteren Zlambachschichten, die Richtung Südsüdost einfallen.

Ab ~1200 m: Haselgebirge, grenzt tektonisch an die Zlambachschichten. Der tektonische Kontakt ist auf Grund der Verzimmerung des Stollens in diesem Bereich nicht aufgeschlossen.

Die im Jakobbergstollen aufgeschlossene Hallstätter Schichtfolge umfaßt stratigraphisch Ober-Ladin bis Lias (vgl. Kap. 5). Über einem massigen Hellkalk des Ober-Ladin bis Jul 1 als Äquivalent des Grauvioletten Bankkalkes folgen die Halobien-schiefer. Diese unterkarnischen Halobien-schiefer werden von knolligen, massigen bis undeutlich gebankten Hell- und Rotkalken (~Roter Bankkalk) überlagert. Darüber folgt der Massige Hellkalk des Lac 1-3, schließlich der Hangendrotkalk und der Hangendgraukalk, der hier oft rötlich gefärbt ist. Der Hangendgraukalk, der hier stratigraphisch bis in das Sevat 2 nachgewiesen werden konnte, wird zuerst von detritusreichen Kalkbänken der unteren Zlambachschichten und schließlich von Zlambachmergeln überlagert. Das Hangende der Schichtfolge bilden die Liasfleckenmergel (Jakobbergserie).

2.2. Wolfdietrichstollen

Erste detailliertere Stollenaufnahmen mit einer Beschreibung der im Wolfdietrichstollen auftretenden Gesteine und einem Vergleich mit den in der Hallein - Berchtesgadener Schollenregion auftretenden Serien liegen u. a. von Schlosser (1898) vor. Neuere Kartierungen des Wolf-

dietrichstollens und Beschreibungen der Schichtfolge geben besonders Medwenitsch (1958, 1962, 1963a) und Schauburger (1953).

Die Neukartierung des Wolfdietrichstollens in Kombination mit stratigraphischen und faziellen Untersuchungen der Schichtfolge zeigt, daß eine Decken-Zweigliederung im Sinne von Medwenitsch (ab 1949) auch im Wolfdietrichstollen nicht bestätigt werden kann. Von Bedeutung für die Neuinterpretation der Lagerungsverhältnisse ist besonders der Nachweis der Oberalmer Schichten (vgl. Abb. 5).

Profilbeschreibung

0–15 m: Betonierter Bereich.

15–124 m: Hallstätter Kalkfolge, Hangendgraukalk des Sevat (WD 10/97) und ein Hellkalk als Äquivalent des Grauvioletten Bankkalkes des Ober-Ladin – Unter-Karn (WD 8/97). Tektonische Grenze zur Zeit nicht klar erfaßt (WD 9/97). Fällt Richtung Westen ein.

124–530 m: Gutensteiner Dolomit (A 2515), grenzt tektonisch an den Hallstätter Kalk. Die lithofazielle Variationsbreite des Gutensteiner Kalkes/Dolomites umfaßt laminierte Stillwassersedimente (A 2628), Flachwasserdetrituskalke bzw. -dolomite (A 2607, A 2627) und Stillwassersedimente (A 2608). Fällt zwischen Stollenmeter 170 bis 240 Richtung Südwesten.

530–570 m: Vermauerter Bereich.

570–1169 m: Steinalmkalk/dolomit. Die lithofazielle Variationsbreite des Steinalmkalkes/dolomites umfaßt in diesem Bereich: lithoklastenreiche Dolomikrite bis -sparite mit Flachwasserkomponenten und Flachwasserdetrituskalke bzw. -dolomite (A 2609 bis A 2614), z.T. kataklastisch zerlegte, biogenführende (unbestimmbare Foraminiferen, Ostracoden) Kalke und Dolomite.

1169–1380 m: Oligomikte bis polymikte Brekzie mit unbekannter stratigraphischer Stellung. Zwischen 1198–1204 m ist in die Brekzienabfolge ein feinkörniger, mikritischer Kalk mit Radiolarien eingeschaltet (fragliche Oberalmer Schichten - A 2615). Der Komponentenbestand der

Brekzie besteht zum großen Teil aus Komponenten mit Mikrofaziestypen, die sich dem Steinalmkalk/dolomit zuordnen lassen, daneben treten aber auch fossilfreie Komponenten bisher unbekannter stratigraphischer Zuordnung auf (A 2616, A 2617, A 2519).

1380–1595 m: Steinalmkalk/dolomit, lithofaziell wie zwischen Stollenmeter 124–1169 ausgebildet (A 2619, A 2621 bis A 2623) z. T. mit eingelagerten Brekzien (1422–1428 m – A 2618).

1595–1600 m: Oberalmer Schichten, dünn gebankte mikritische, pelagische Mikrite (mit Radiolarien) und dünnen, grünen Mergeln zwischen den einzelnen Bänken (A 2620). Fallen Richtung Süden und grenzen tektonisch an den Steinalmkalk/dolomit.

1600–1695 m: Steinalmkalk/dolomit (A 2621, A 2622, A 2623). Sterile, mikritische Sedimente in Wechsellagerung mit Flachwasserschutt.

1695–1830 m: Oberalmer Schichten. In pelagische, mikritische Kalke mit Radiolarien und Ostracoden sind immer wieder Schuttkalke mit Riffdetritus und Pellets eingelagert (A 2624 bis A 2626). Fallen generell zwischen Ostnordost und Nord ein. Grenzen tektonisch an den Steinalmkalk/dolomit.

1830–1850 m: Tektonische Brekzie aus Grauviolettem Bankkalk des Ober-Ladin bis Unter-Karn und Haselgebirge (WD 1/97, WD 2/97, WD 3/97).

1850–1878 m: Hangendgraukalk des Sevat 2 (A 2606). Zwischen dem Grauvioletten Bankkalk und dem Hangendgraukalk sind karnische Schiefer im Störungsbereich eingeschuppt.

Ab 1878 m: Verzimmerter Bereich, Haselgebirge.

2.3. Bohrungen

Im Wolfdietrichhorizont wurden seit 1928 zahlreiche Bohrungen zur weiteren Erkundung der Ausdehnung des Salinars abgeteuft. Die Bohrung I wurde 1928 im Lethschacht des Wolfdietrichstollens mit einer Teufe von 339 m abgeteuft und ist in AMPFERER (1936) dargestellt. In den Jahren 1933/34 folgte die Bohrung II 250 m nordöstlich der Bohrung I (Bohrtiefe 166 m –

Unter-Kreide als Basis), 1942 und 1943 die Bohrungen III (Bohrtiefe 449 m) und IV (Bohrtiefe 282 m) in der Nähe der Bohrung I und 1943 die Bohrung V 250 m (Bohrtiefe 460 m) südwestlich der Bohrungen I, III und IV. Die Ergebnisse der Bohrungen II bis V sind in PETRASCHECK (1947) dargestellt (vgl. dazu RAUCHEGGER, 1983; DÖRFLER & MALLY, 1984). Sie hatten zum Ergebnis, dass das Haselgebirge von Oberalmer bzw. Schrambachschichten unterlagert wird (vgl. u.a. AMPFERER, 1936; PETRASCHECK, 1947; MEDWENITSCH, 1958; PLÖCHINGER, 1990, 1996 – Bohrung III – *Calpionella alpina* LORENZ, 1902; *Calpionella elliptica* CADISCH, 1932; und *Tintinopsella carpathica* MURGEANU & FILIPESCU, 1933 (LEISCHNER – MEDWENITSCH, 1962, 1963a (zuerst als Lias-Fleckenmergel oder Zlambachschichten nach MEDWENITSCH (1958) gedeutet). Später, in den Jahren 1983 und 1984, kamen die Bohrungen XVIII bis XXIV hinzu, die die Lagerstättengrenze genauer erfassen sollten (DÖRFLER & MALLY, 1984) und die sowohl die Lobkowitz-Einlagerung als auch eine eigenständige Kalk-Dolomit-Scholle im Grenzbereich der Lerch-eck-Scholle mehrfach erreichten (DÖRFLER & MALLY, 1984). Genauere Beschreibungen bzw. Untersuchungen der erbohrten Kalke und Dolomite wurden allerdings nicht vorgenommen. Bei 1270 m im Bereich des Wetterschurfes wurde eine weitere Bohrung (Bohrung WD II, 1972) mit einer Tiefe von 404,4 m abgeteuft, die nach PLÖCHINGER (1996) in karnisch-norischem Hallstätter Kalk ansetzt, darunter Zill- bzw. Steinalmkalk durchteuft und schließlich in Werfener Schichten endet. Die Originalbohrprofilaufnahme von SCHAUBERGER (1972 – zitiert in einem internen Bericht der Saline 1972; dargestellt und ergänzt in DÖRFLER & MALLY, 1984) verzeichnet am Bohransatzpunkt einen mylonitisierten Bereich (Brekzienhorizont – vgl. Abb. 5), darunter Hallstätter Kalk und schließlich, im Liegenden, einen lithologisch nicht näher charakterisierten Bereich, nach DÖRFLER & MALLY (1984) keinesfalls aber Werfener Schichten. SCHAUBERGER, (1972 – zitiert in einem internen Bericht der Saline 1972) beschreibt aus Cuttings bis 5 m einen dolomitischen Kalk, in einer Tiefe von 66–68 m

eine Störungszone mit schwarz-grauen Mergeln und Schiefen und ab 176 m bis zur Endteufe Werfener Schichten in flacher Lagerung anhand von 8 Kernen, die zwischen 176 m und 379 m gewonnen wurden.

3. Stratigraphische und fazielle Untersuchungen einiger Hallstätter-Kalk-Vorkommen im Bereich Hallein – Bad Dürrenberg

Die Hallstätter Kalke im Bereich der Halleiner Hallstätter Schollenregion sind seit Mitte des 19. Jahrhunderts Gegenstand von paläontologischen und geologischen Untersuchungen (Zusammenstellung der Literatur in PLÖCHINGER, 1996, und in KELLERBAUER, 1996). Genauere detailstratigraphische und fazielle Untersuchungen sowie der Lagerungsverhältnisse der Hallstätter Kalk Vorkommen sind selten (vgl. RIECHE, 1971) und fehlen im Bereich zwischen Hallein und Bad Dürrenberg fast völlig. Obwohl bereits die Lithofazies der Hallstätter Kalke dieses Bereiches eine Zuordnung zu der in weiten Teilen des Tethysrandes übereinstimmenden, lithofaziell gleichartigen Schichtfolge ermöglicht (SCHLAGER, 1969; KRYSZYN et al., 1971; KRYSZYN & SCHLAGER, 1971; LEIN, 1981, 1987a), fehlen detaillierte stratigraphische Einstufungen und mikrofazielle Untersuchungen.

Im Zentrum von Bad Dürrenberg, zwischen der Kirche und der Bergstation der Salzbergbahn, wurden die hier auftretenden Hallstätter Rot- und Graukalke hinsichtlich ihrer stratigraphischen Entwicklung untersucht (Abb. 6). In diesem Bereich ist eine Hallstätter-Kalk-Schichtfolge vom Lac 3 (Massiger Hellkalk) bis in das Sevat (Hangendgraukalk) nachweisbar (vgl. Abb. 6).

An der Bundesstraße Hallein – Bad Dürrenberg und am Knappensteig zwischen dem Wolfdietrich- und dem Jakobbergstollen wurden die verschiedenen auftretenden Hallstätter Rot- und Graukalke stratigraphisch neu untersucht mit dem Ziel, die hier auftretenden Hallstätter Kalke

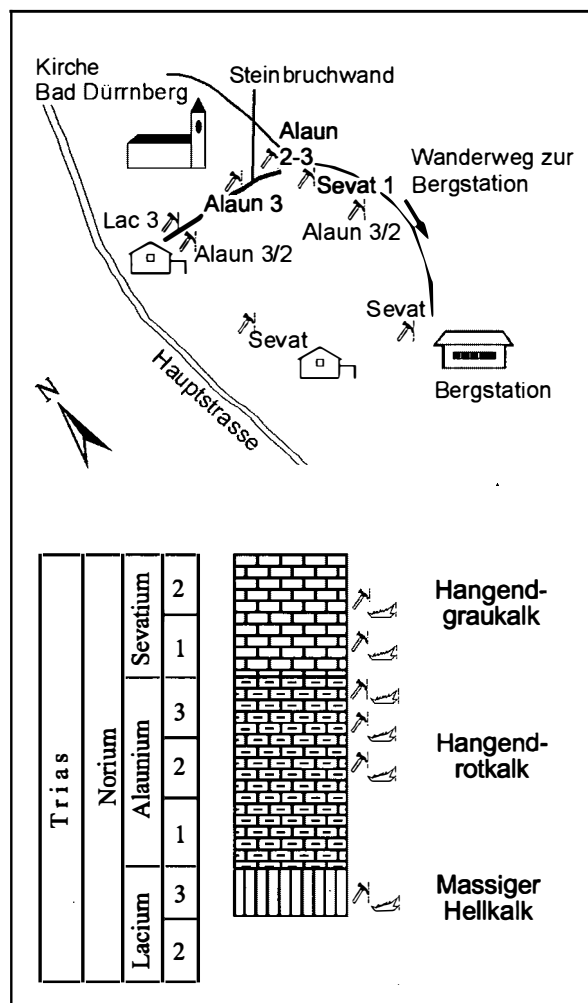


Abb. 6: Probenpunkte mit stratigraphischer Einstufung und schematische Rekonstruktion der Schichtfolge der Hallstätter Kalke im Bereich der Kirche Bad Dürrenberg-Bergstation (vgl. Kap. 5).

mit den Hallstätter Kalken in den Stollenprofilen (Jakobbergstollen, Wolfdietrichstollen) zu korrelieren. Es zeigte sich auf Grund der stratigraphischen Ergebnisse eine prinzipiell gleichartig entwickelte Schichtfolge an der Oberfläche und in den Stollenprofilen (vgl. Abb. 4, Abb. 8). Obertage aufgeschlossen sind der Steinalkmalk/dolomit mit im Hangenden auftretenden Beckensedimenten des Pelson, der Hangendrotkalk und der Hangendgraukalk (vgl. Kap. 5).

Die Beprobung und stratigraphische Einstufung weiterer isolierter Vorkommen von Hallstätter Kalken im Bereich Hallein-Bad Dürrenberg zeigte, daß alle Hallstätter-Kalk-Vorkom-

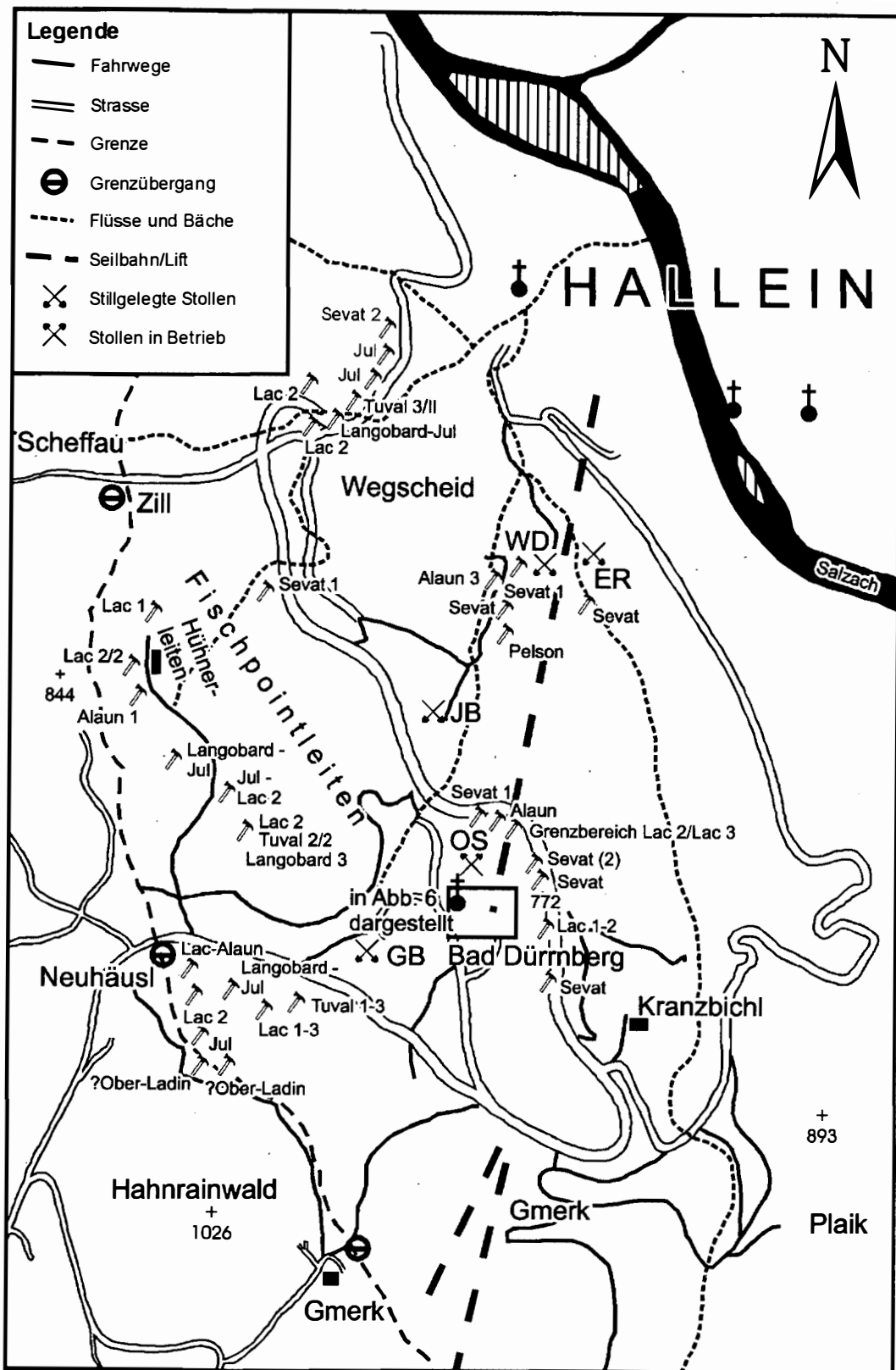


Abb. 7: Probenpunkte an der Strafle Hallein-Bad Dürnberg und Lage weiterer Probenpunkte im Bereich Bad Dürnberg sowie deren stratigraphische Einstufungen (vgl. Kap. 5). Es bedeuten: GB = Georgenbergstollen; OS = Obersteinbergstollen; JB = Jakobbergstollen; WD = Wolfdietrichstollen; EG = Eglriedelstollen

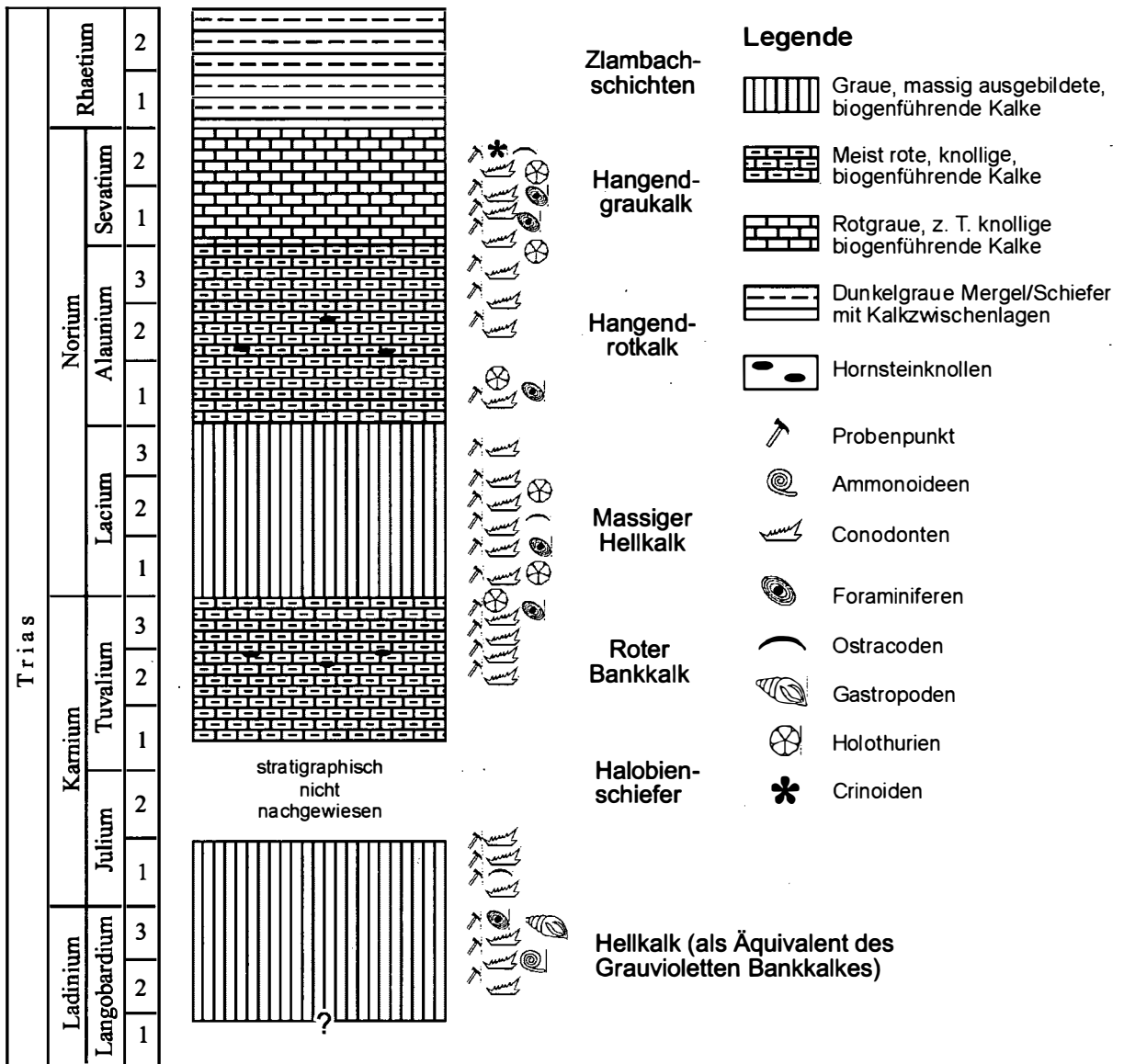


Abb. 8: Schematische Rekonstruktion der Hallstätter-Kalk-Schichtfolge im Bereich zwischen Hallein und Bad Dürnberg (vgl. Kap. 5).

men eine prinzipiell gleichartig entwickelte Schichtfolge aufweisen. Es wurden dabei die Schollen nördlich des Hahnrainkopfes (Abb. 2), die Schollen im Bereich von Fischpointleiten und im Bereich des Mundloches des Wolfdietrichstollens untersucht. Insgesamt konnte aus den isolierten Schollen eine Hallstätter Kalk Schichtfolge vom Ober-Ladin bis in das Sevat nachgewiesen werden. Generell konnten ältere Schichtglieder als Ober-Ladin innerhalb der Hallstätter Kalk Vorkommen bisher allerdings nicht nachgewiesen werden (vgl. dazu PLÖCHIN-

GER, 1955, 1996). Nur ein Vorkommen im Hangenden des Steinalmdolomites am Knappensteig zwischen Wolfdietrich- und Jakobbergstollen (WDA 6/97) lieferte ein Pelson-Alter, was vor allem die Alterstellung des Steinalm(Zill)dolomites/kalkes im Bereich des Wolfdietrichstollens als Anis bestätigt.

In den nordöstlich des Steinalmkalkes/dolomites den Hahnrainkopf unterlagernden Hallstätter Kalk-Schollen (Abb. 7) konnten der Grauviolette Bankkalk des Ober-Ladin bis Jul und eine Schichtfolge vom Tuval 1 bis in das Lac 3 nach-

gewiesen werden (Kap. 5). Im Bereich Fischpointleiten (Abb. 7) konnten ebenfalls der Grauviolette Bankkalk vom Langobard 3 bis in das Jul und eine Schichtfolge von Tuval 2 bis in das Alaun belegt werden (Kap. 3).

4. Diskussion der Ergebnisse

4.1 Neuinterpretation der Tektonik

Auf der Basis der Neukartierung der Stollenprofile im Jakobberg- und Wolfdietrichstollen kann sowohl eine Decken-Zweigliederung im Sinne von MEDWENITSCH (ab 1949) als auch die Existenz einer einheitlichen Hallstätter Decke im Sinne von PLÖCHINGER (1995, 1996) und TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN (1970) nicht bestätigt werden. Die stratigraphischen und faziellen Untersuchungen zeigen vielmehr, daß es sich bei den Hallstätter Serien innerhalb der Stollenprofile um lithologische Abfolgen, in jeweils tektonisch isolierten Körpern, handelt, wie sie für den Hallstätter Salzbergfaziesraum durchaus typisch sind: über einem hellen, dickbankigen Kalk des Ober-Ladin/Unter-Karn als Äquivalent des Grauvioletten Bankkalkes folgen Halobien-schiefer, darüber der Rote Bankkalk, der Massive Hellkalk, der Hangendrot- und -graukalk, Zlambachschichten und schließlich Lias-Fleckenmergel, die hier als Jakobbergserie (vgl. KOLLMANN, 1963) bezeichnet werden. Diese Abfolge, wie sie im Stollenprofil des Jakobbergstollens rekonstruiert werden kann, ist auch in den Hallstätter-Kalk-Vorkommen an der Oberfläche zwischen Hallein und Bad Dürnberg komplett gleichartig entwickelt aufgeschlossen, mit Ausnahme des bisher fehlenden Nachweises der Halobien-schiefer.

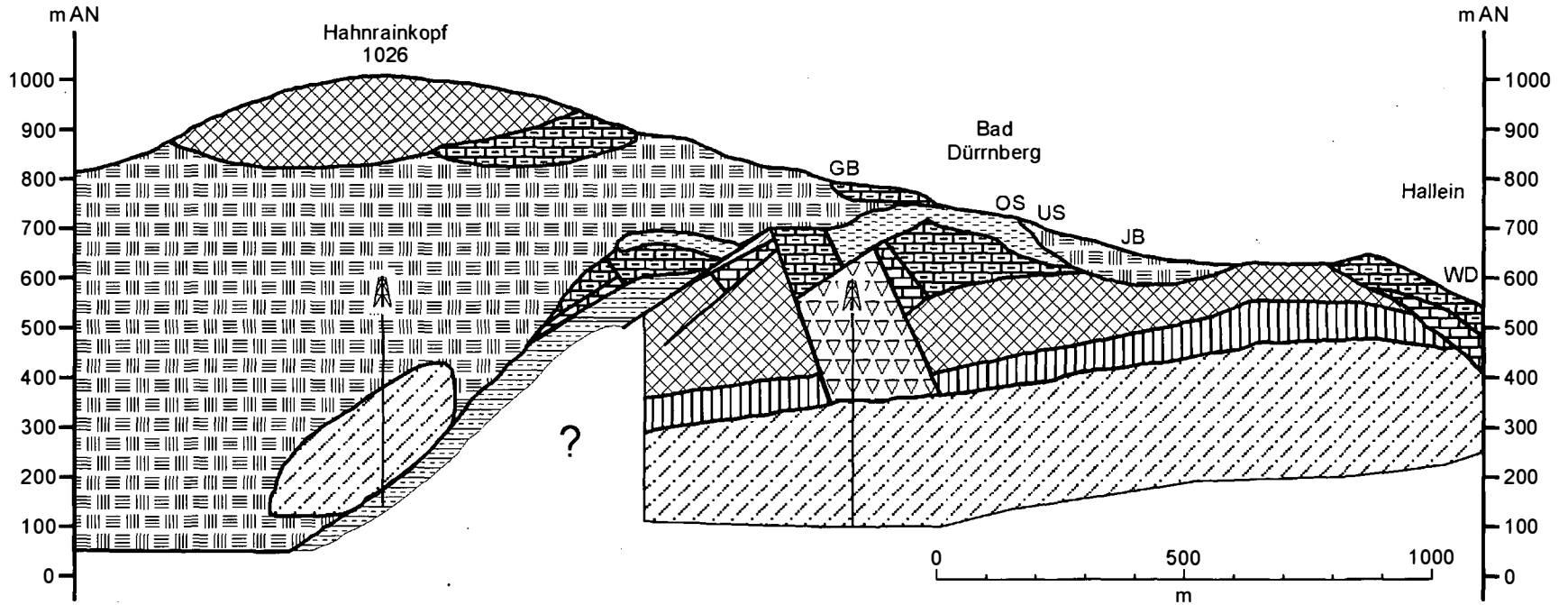
Grundlage für die Neuinterpretation des tektonischen Bauplanes des Hallein – Bad Dürnberger Salzberges und seines Rahmens sind die Neukartierung des Wolfdietrichstollens (Abb. 5) und des Jakobbergstollens (Abb. 3) sowie die Ergebnisse aus den stratigraphischen und faziellen

Untersuchungen der in den Stollenprofilen auftretenden Schichtfolgen.

Trotz der geringen Vertikaldistanz von nur 100 m zwischen diesen beiden übereinanderliegenden und weitgehend gleich orientierten Stollen unterscheiden sich diese beiden Aufschlußgruppen in ihrem Stoffbestand beträchtlich. Während im Wolfdietrichstollen einerseits die Hallstätter Kalke und andererseits die Oberalmer Schichten tektonisch direkt an anisische Kalke und Dolomite (Gutensteiner Kalk/dolomit, Steinalmkalk/dolomit) grenzen, die den größten Teil der Strecke aufbauen (Abb. 5), ist im Jakobbergstollen nur eine, wenn auch mehrfach gestörte bzw. verdoppelte, Hallstätter Schichtfolge vom Ober-Ladin bis in den Lias aufgeschlossen (Abb. 3). Indem die im Jakobbergstollen zwischen 265–516 m und von MEDWENITSCH (ab 1949) als Wettersteinkalk gedeutete Serie nunmehr als Teil der Hallstätter Buntkalkentwicklung erkannt worden ist, fehlt nun ein wichtiger Anknüpfungspunkt zu den Seichtwasserkarbonaten (= Steinalmkalk/dolomit) des Wolfdietrichstollens. Die räumliche Verbindung dieser beiden Stollenprofile in der Art, wie sie in Abb. 9 angedeutet ist, ist somit hypothetisch.

Auf der Grundlage der neuen Ergebnisse unter Einbeziehung und Verwendung der vorliegenden stratigraphischen Daten und Kartierungen (u. a. PLÖCHINGER, ab 1955; MEDWENITSCH, ab 1949) wird eine Neuinterpretation des geologischen Querprofiles durch den Hallein-Bad Dürnberger Salzberg erforderlich (Abb. 9 – zur Lage des Profiles vgl. Abb. 2). Die Neukartierung der Stollenprofile hat ergeben, daß sowohl die Interpretation einer Deckenzweigliederung im Jakobbergstollen und im Wolfdietrichstollen als auch die Interpretation einer bruchtektonisch zerlegten einheitlichen Hallstätter Decke nicht zu halten sind.

Wie aus Abb. 9 hervorgeht, handelt es sich bei den in den Stollenprofilen kartierten Schichtfolgen um jeweils eigenständige, tektonisch voneinander isolierte Körper, die sich im einzelnen weder in den Stollenprofilen untereinander noch mit den an der Oberfläche aufgeschlossenen Seri-



Legende

- | | | | |
|--|---|--|---------------------------------------|
| | Oberalmer Schichten (Ober-Jura) | | Steinalmkalk/dolomit (Anis) |
| | Polymikte Brekzie mit z. Zt. unbekannter stratigraphischer Stellung | | Gutensteinerkalk/dolomit (Unter-Anis) |
| | Zlambachschichten (Rhät) und Lias-Fleckenmergel | | Werfener Schichten (Skyth) |
| | Hallstätter Kalke (Ober-Trias) | | Haselgebirge (Ober-Perm) |
| | Halobienchiefer (Jul) | | Wichtige Bohrung |
| | Hellkalk (~Grauvioletter Bankkalk) (Langobard - Jul 1) | | Wichtige Störungen |

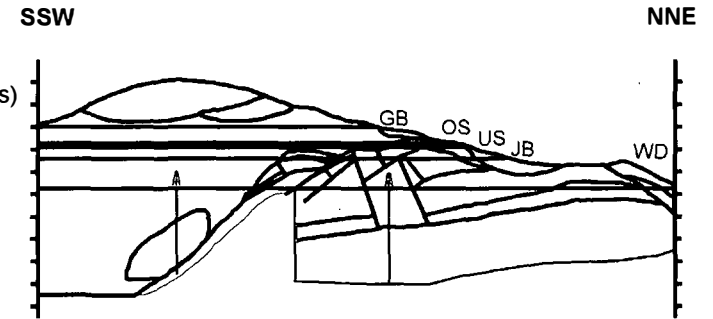


Abb. 9: Querprofil durch den Hallein-Bad Dürrnberger Salzberg auf der Basis der Neuerggebnisse der Stollenkartierungen (Jakobbergstollen und Wolfdietrichstollen) unter Ergänzung der an der Oberfläche gewonnenen stratigraphischen und faziellen Daten und unter Verwendung vorliegender stratigraphischer Daten und Kartierungen (u. a. PLÖCHINGER, ab 1955; MEDWENITSCH, ab 1949). Zur Lage des Profiles vgl. Abb. 2. Es bedeuten: GB = Georgenbergstollen; OS = Obersteinbergstollen; US = Untersteinbergstollen; JB = Jakobbergstollen; WD = Wolfdietrichstollen.

en unmittelbar in Verbindung bringen lassen. Auf den kartierten Abfolgen sowohl innerhalb der Stollen als auch den neuen Daten von der Oberfläche und den bekannten Mächtigkeiten der einzelnen Schichtfolgen aus vielen anderen Profilen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen basiert die Neuinterpretation des Querprofils durch den Hallein-Bad Dürnberger Salzberg (Abb. 9). Eine generelle Unterlagerung der Hallstätter Serien durch Oberalmer Schichten, wie in den bisherigen Profilen dargestellt (z.B. PLÖCHINGER, 1996; MEDWENITSCH, 1962), ist auf Grund der vorliegenden Daten unter Einbeziehung der Bohrung WD II von 1972 nicht zu belegen. Die in der Bohrung III von 1942 bis in eine Tiefe von 449 m belegten Oberalmer Schichten sind wahrscheinlich die Fortsetzung der im Wolfdietrichstollen von Profilmeter 1695 bis 1830 angetroffenen Serie.

Als Gefügeinventar ist eine generell Nordnordost-vergente gerichtete Zerlegung und Zergleitung der Schichtfolgen festzustellen, wobei an den einzelnen Störungen immer wieder Haselgebirge eingeschuppt ist (Abb. 3, Abb. 5). Diese Nordnordost-Vergenz der Störungen steht wahrscheinlich im Zusammenhang mit einem relativ jungen Auftrieb des Haselgebirges im Bereich des Hallein-Bad Dürnberger Salzberges.

Wir interpretieren die verschiedenen Schichtfolgen, die im Bereich der Hallein-Bad Dürnberger Hallstätter Zone auftreten, als ursprünglich jeweils voneinander isolierte Gleitschollen (im Sinne der Jurassischen Gleittektonik), die durch jüngere Störungen zerlegt wurden. Der Zeitpunkt der Platznahme der einzelnen Schollen kann im Bereich Hallein-Bad Dürnberg allerdings nicht endgültig beantwortet werden. Es kommt sowohl der frühe Ober-Jura (Radiolaritniveau) als auch der höhere Ober-Jura (Niveau der Oberalmer Schichten) als Zeitpunkt der tektonischen Platznahme der Schollen in Frage (vgl. Kap. 4.2).

4.2 Ausblick

Zur Klärung der Frage der frühestmöglichen tektonischen Platznahme des Haselgebirges im

Ober-Jura im Bereich der Berchtesgadener Halleiner Hallstätter Zone ist der Hallein-Bad Dürnberger Salzberg nur bedingt geeignet, da in diesem Raum als älteste oberjurassische Schichtglieder Oberalmer Schichten mit eingeschalteten Brekzienlagen auftreten. Obwohl zahlreiche Belege und Daten, besonders das Auftreten von Haselgebirgskomponenten innerhalb der Brekzienlagen der Oberalmer Schichten, für eine intramalmische Platznahme des Haselgebirges, speziell des Hallein – Bad Dürnberger Salzberges sprechen, erscheint für eine Klärung dieser Fragestellung auch der Berchtesgadener Raum gut geeignet. Hier sind allerdings nicht die heutigen Lagerungsverhältnisse des Haselgebirges von Bedeutung (vgl. KELLERBAUER, 1996), sondern es muß das Erstauftreten von Haselgebirgs-Brekzienkomponenten innerhalb der in diesem Raum auftretenden Brekzienkörper innerhalb der frühoberjurassischen Schichtfolgen neu untersucht werden. Besonders der Komponentenbestand der Brekzienkörper innerhalb der Tauglbodenschichten bzw. der Komponentenbestand der Brekzienkörper innerhalb der Strubbergsschichten im Berchtesgadener Raum muß im Hinblick auf diese Fragestellung neu untersucht werden.

5. Belegmaterial zur stratigraphischen und faziellen Entwicklung

Das Belegmaterial zur stratigraphischen und faziellen Entwicklung der Schichtfolgen im Bereich der Halleiner Hallstätter Schollenregion und der Neukartierung der Stollenprofile wird einerseits im Geologischen Institut der Universität Wien und andererseits im Institut für Geowissenschaften der Montanuniversität Leoben aufbewahrt.

Belegmaterial zur stratigraphischen und faziellen Entwicklung der Schichtfolge im Jakobbergstollen:

1. **340 m: A 2600:** Massiger Hellkalk. Kataklastisch zerlegter, biogenführender Mikrit mit Radiolarien,

- Ostracoden, Crinoiden und Gastropoden. Alter: **Lac 1**. Conodonten: *Epigondolella* cf. *primitia* MOSHER, 1970; *Gondolella navicula* HUCKRIEDE, 1958. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
2. **350 m: JB 2/97**: Massiger Hellkalk. Biogenführender Mikrit mit vielen Schwammnadeln, Foraminiferen, u.a. *Textularia* sp., bioturbat. Alter: Grenzbereich **Lac 2/Lac 3**. Conodonten: *Epigondolella triangularis* (BUDUROV, 1972), *Gondolella hallstattensis* (MOSHER, 1968). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
 3. **445 m: JB 3/97**: Massiger Hellkalk. Alter: Grenzbe-
reich **Lac 2/Lac 3**. Conodonten: *Epigondolella trian-
gularis* (BUDUROV, 1972), *Gondolella hallstattensis*
(MOSHER, 1968). Conodont Colour Alteration Index
(CAI-Wert): 1.0.
 4. **480 m: A 2601**: Massiger Hellkalk. Biogenführender
Mikrit mit Ostracoden, Radiolarien, Ammonoideen,
Filamenten und Intraklasten. Alter: **Lac 3**. Conodon-
ten: *Epigondolella spatulata* (HAYASHI, 1968). Cono-
dont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
 5. **515 m: JB 4/97**: Hangendrotkalk. Alter: **Alaun 1**. Co-
nodonten: *Epigondolella multidentata* MOSHER, 1970.
Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
 6. **530 m: A 2524**: Hangendrotkalk. Alter: **Alaun-Sevat**.
Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER,
1968), *Epigondolella* sp. juv. Conodont Colour Altera-
tion Index (CAI-Wert): 1.0.
 7. **562 m: JB 5/97**: Grauer, massiger Kalk – Grauviolet-
ter Bankkalk. Alter: **Unter-Karn**. Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER, 1972, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE, 1958), *Gondolella* cf. *polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, 1965. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
 8. **595 m: JB 6/97**: Schuttkalke innerhalb der Zlambachschichten. Alter: **Ober-Trias (Rhät)**. Conodonten: *Gondolella* sp. (*Gondolella* cf. *steinbergensis* (MOSHER, 1968)).
 9. **650 m: Ha 6/97**: Oligomikte Brekzienlagen am Top
der gebankten, kalkigen Folge an der Basis der
Zlambachmergel. Die einzelnen Bänke lösen sich
zum Hangenden hin sukzessive auf bis hin zu Brek-
zien. Als Matrix zwischen den Brekzienbänken tre-
ten Zlambachmergel auf. Alter: **Ober-Trias (Rhät)**.
Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER,
1968). Conodont Colour Alteration Index (CAI-
Wert): 1.0.
 10. **730 m: A 2603**: Hangendrotkalk. Alter: **Alaun 3**.
Conodonten: *Epigondolella slovakensis* KOZUR, 1972,
Gondolella steinbergensis (MOSHER, 1968), *navicula*-
Morphotyp. Conodont Colour Alteration Index (CAI-
Wert): 1.0.
 11. **815 m: JB 7/97**: Knolliger, roter Kalk. Alter: **Tuval 2**.
Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV
& STEFANOV, 1965, *Gondolella carpathica* MOCK,
1979. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert):
1.0.
 12. **818 m: JB 8/97**: Durch Störung von JB 7/97 getrennt.
Knolliger, roter Kalk – Grauvioletter Bankkalk. Alter:
Ober-Ladin – Unter-Karn. Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER, 1972, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE, 1958), *Gondolella* cf. *inclinata* KOVÁCS, 1983. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
 13. **820 m: JB 9/97**: Durch Störung von JB 8/97 getrennt.
Knolliger, roter Kalk – Grauvioletter Bankkalk. Alter:
Langobard 3 – Jul. Conodonten: *Gladigondolella te-
thydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER, 1972, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE, 1958), *Gondolella tad-
pole* HAYASHI, 1968, *Gladigondolella malayensis* NO-
GAMI, 1968. Conodont Colour Alteration Index (CAI-
Wert): 1.0.
 14. **838 m: JB 1/97** und **A 2522**: Grauer, massiger Kalk –
Grauvioletter Bankkalk. Lithoklastenreicher biogen-
führender Mikrit mit Filamenten, Pellets und Radiola-
rien. Alter: **Jul**. Conodonten: *Neocavitella* sp., *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER, 1972, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE, 1958), *Gondolella inclinata* KOVÁCS, 1983, *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, 1965. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
 15. **840 m: A 2523**: Grauer, massiger Kalk – Grauvioletter
Bankkalk. Klastenreicher, biogenführender Packstone
bis schwach ausgewaschener Biomikrit mit Filamen-
ten, Crinoiden, Foraminiferen, Ammonoideen. Alter:
Jul 1. Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME
sensu KOZUR & MOSTLER, 1972, *Gondolella polygna-
thiformis* BUDUROV & STEFANOV, 1965, *Gondolella
auriformis* KOVÁCS, 1977. Conodont Colour Alterati-
on Index (CAI-Wert): 1.0.
 16. **870 m: A 2604**: Kalkbänke innerhalb der Halobien-
schiefer. Alter: **Unter-Karn**. Conodonten: *Gladigon-*

dolella tethydis-ME sensu KOZUR & MOSTLER, 1972, *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, 1965. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.

17. **1050 m: JB 10/97:** Rotgraue, etwas knollige Hallstätter Kalk unmittelbar im Liegenden der Zlambachschichten. Alter: **Sevat 2**. Conodonten: *Misikella hernsteini* (MOSTLER, 1967), *Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK, 1972, *Gondolella steinbergensis* (MOSHER, 1968). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.

Bisherige Fossilfundpunkte in den mergelreichen Schichtfolgen:

- 184 m: Ostracoden (KOLLMANN, 1963) – Lias-Fleckenmergel;
193–203 m: Ostracoden und Foraminiferen (KOLLMANN & OBERHAUSER, in MEDWENITSCH, 1963b) – Lias-Fleckenmergel – Jakobbergserie;
225–230 m: Ostracoden und Foraminiferen (KOLLMANN & OBERHAUSER, in MEDWENITSCH, 1963b; KOLLMANN, 1963) – Lias-Fleckenmergel – Jakobbergserie;
230–265 m: Ostracoden und Foraminiferen (KOLLMANN & OBERHAUSER, in MEDWENITSCH, 1963a, b; KOLLMANN, 1963) – Zlambachschichten;
572–574 m: *Megaphyllites* sp., *Placites* sp., *Arcestes* sp., *Nucula* sp. (MEDWENITSCH, 1963a) sowie Ostracoden und Foraminiferen (KOLLMANN & OBERHAUSER, in MEDWENITSCH, 1963b) – Zlambachschichten;
600 m: *Choristoceras marshi* 1865 (MEDWENITSCH, 1958), Foraminiferen (nach OBERHAUSER, 1960) und Ostracoden (KOLLMANN, 1960) – Zlambachschichten;
612 m: *Choristoceras marshi* 1865 (MEDWENITSCH, 1963a) sowie Ostracoden und Foraminiferen (KOLLMANN & OBERHAUSER, in MEDWENITSCH, 1963b) – Zlambachschichten;
620 m: *Megaphyllites* sp. und *Arcestes* sp. (MEDWENITSCH, 1963a) – Zlambachschichten;
628 m: helle Kalke innerhalb der Zlambachschichten mit dem Brachiopoden *Koninckina* cf. *elegantula* ZUGMAYER (Nor), = untere Zlambachschichten;
683/4 m: *Monotis* cf. *salinaria* BRONN (MEDWENITSCH, 1963a, b) – Hangendgraukalk (rotg<rau);
741 m: *Halobia* aff. *norica* MOJSISOVICS (MEDWENITSCH, 1963a) – Hangendgraukalk;
745 m: *Monotis* cf. *salinaria* BRONN (MEDWENITSCH, 1963a) – Hangendgraukalk (rotgrau);

865 m/875 m (korrigiert): *Halobia rugosa* GÜMBEL und *Carnites floridus* WULFEN, *Joannites* cf. *cymbiliformis* WULFEN (MEDWENITSCH, 1948, 1958, 1963a) sowie Ostracoden und Foraminiferen (KOLLMANN & OBERHAUSER, in MEDWENITSCH 1963b) – Halobienschiefer bis 895 bzw. 902 m (korrigiert) (MEDWENITSCH, 1962, 1963b);

875–902 m (korrigiert): Foraminiferen (OBERHAUSER, in MEDWENITSCH, 1963b) – Halobienschiefer;

985 m: cf. *Lima* sp. (MEDWENITSCH, 1963a) – Zlambachschichten;

1062 m: Ammonitenfund (sensu KÜHN) – sevatischer Hallstätter Kalk;

1093 m: *Choristoceras* sp. (rhätischer Typ) (MEDWENITSCH, 1963a) – Zlambachschichten;

1096–1100 m: Ostracoden und Foraminiferen (KOLLMANN & OBERHAUSER, in MEDWENITSCH, 1963b) – Zlambachschichten;

1117 m: Ostracoden (KOLLMANN, 1963) – Zlambachschichten;

1121 m (Jakobbergrolle): *Clytonautilus spirolobus* DITTM. (MEDWENITSCH, 1958, 1962, 1963a, SCHAUBERGER, 1953) – Zlambachschichten;

1129–1149 m: Ostracoden und Foraminiferen (KOLLMANN, & OBERHAUSER, in MEDWENITSCH, 1963b; KOLLMANN, 1963) – Zlambachschichten;

1159 m: Foraminiferen (Oberhauser in Medwenitsch 1963b) – Zlambachschichten;

Belegmaterial zur stratigraphischen und fazialen Entwicklung der Schichtfolge im Wolfdietrichstollen

18. **25 m: WD 10/97:** Hangendrotkalk. Alter: **Sevat 1**. Conodonten: *Epigondolella bidenta* 1 n. ssp. (sensu KRYSZYN, noch nomen nudum). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.

19. **60 m: WD 9/97:** Massiger, rotgrauer Kalk – Hangendrotkalk oder Grauvioletter Bankkalk. Alter: **Alaun-Sevat** oder **Mittel-Trias**. Conodonten: *Gondolella* sp.

20. **120 m: WD 8/97:** Rotgrauer Kalk. Alter: **Ober-Ladin** – **Unter-Karn**. Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER, 1972, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE, 1958), *Gondolella* cf. *inclinata* KOVÁCS, 1983. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.

21. **140 m: A 2515:** Gutensteiner Kalk, dunkelgrau. Alter: **Anis**. Conodonten: *Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV 1975). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
22. **705 m: A 2612/2:** Steinalmkalk/dolomit. Kataklatisch zerlegt. Alter: **Anis**. Algen: *Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTRYCKY, 1964.
23. **800 m: A 2613/1:** Steinalmkalk/dolomit. Alter: **Anis**. Algen: *Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTRYCKY, 1964, *Oligoporella pilosa pilosa* PIA, 1920, *Diplopora hexaster* PIA, 1920.
24. **1625 m: A 2621/1:** Steinalmkalk/dolomit. Alter: **Anis – (Ladin)**. Algen: *Teutoporella peniculiformis* OTT, 1967.
25. **1830 m: WD 3/97:** Grauer, massiger Kalk. Alter: **?Ober-Ladin**. Conodonten: *Gladigondolella tethydis* ME sensu KOZUR & MOSTLER, 1972, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE, 1958). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
26. **1840 m: A 2520:** Grauer, massiger Kalk. Alter: **?Ober-Ladin**. Conodonten: *Gladigondolella tethydis* ME sensu KOZUR & MOSTLER, 1972. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
27. **1855 m: WD 2/97:** Grauer, massiger Kalk unmittelbar neben der Störung. Alter: **Ober-Ladin – Unter-Karn**. Conodonten: *Gladigondolella tethydis* ME sensu KOZUR & MOSTLER, 1972, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE, 1958), *Gondolella inclinata* KOVÁCS, 1983. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
28. **1858 m: WD 1/97:** Graue, arenitische Kalkknollen aus Störungszone mit Haselgebirge. Alter: vermutlich **Karn**. Conodonten: *Gondolella* sp., altertümlich.
29. **1870 m: A 2606:** Rotgrauer, im Dezimeterbereich gebankter Hangendgraukalk. Alter: **Sevat 2**. Conodonten: *Misikella hernsteini* (MOSTLER, 1967), *Epigondolella bidentata* MOSHER, 1968, *Gondolella steinbergensis* (MOSHER, 1968). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.

Bisherige Fossilfundpunkte:

Verlängerung nach Osten Eggelriedel – -20 m: *Vermiceras* sp. (MEDWENITSCH, 1962, 1963a) – Lias-Fleckenmergel

68–70 m: *Monotis* cf. *salinaria* BRONN (MEDWENITSCH, 1962, 1963a) – Hangendgraukalk (rotgrau)

Belegmaterial zu den stratigraphischen und faziellen Untersuchungen im Bereich Bad Dürrenberg

Knappensteig: Zwischen Wolfdietrichstollen und Jakobbergstollen

30. **WDA 2/97:** 50 m südwestlich und ca. 25 Höhenmeter über dem Mundloch Wolfdietrichstollen (vgl. WD 10/97). Hangendgraukalk – massig, rotgrau. Alter: **Sevat 1**. Conodonten: *Epigondolella bidentata* 1 n. ssp. (sensu KRYSZYN, noch nomen nudum), *Gondolella steinbergensis* (MOSHER, 1968). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
31. **WDA 3/97:** 10 Höhenmeter über WDA 2/97: Stark tektonisierter, grauer, brekziöser Kalk. Alter: **Mittel-Nor**. Conodonten: *Epigondolella* sp. des Mittel-Nor.
32. **WDA 4/97:** Südlich der Kirche am Knappensteig Richtung Jakobbergstollen. Roter und grauer biogenführender Mikrit (Hangendgraukalk). Alter: **Sevat**. Conodonten: *Epigondolella bidentata* MOSHER, 1968, *Gondolella steinbergensis* (MOSHER, 1968). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
33. **WDA 5/97:** Ungefähr 150 m südlich WDA 4/97. Hangendrotkalk. Alter: **Alaun 3**. Conodonten: *Epigondolella slovakensis* KOZUR, 1972, *Gondolella steinbergensis* (MOSHER, 1968). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
34. **WDA 6/97:** 100 m wegaufwärts, ca. 200 m südwestlich WDA 5/95, direkt im Hangenden des Steinalmkalkes/dolomites. Alter: **Pelson**. Conodonten: *Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV, 1975). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
35. **WDA 9/97:** Ungefähr 200 m östlich des Mundloches Wolfdietrichstollen. Roter, biogenführender Mikrit. Alter: **Sevat**. Conodonten: *Epigondolella bidentata* MOSHER, 1968, *Gondolella steinbergensis* (MOSHER, 1968). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.

Bundesstraße: Hallein - Bad Dürrenberg

36. **Ha 36/93:** Bei km 1.05. Knollig ausgebildeter, meist grauer, z. T. mit dunkelroten und rosaroten Lagen und Flecken, biogenführender Mikrit mit Crinoiden, Seeigelstacheln, Ostracoden, Filamenten, Ammonoideen und Lithoklasten. Stellenweise bioturbat. Partienweise brekziös. Hangendgraukalk. Alter: **Sevat (2)**. Conodonten: *Gondolella* sp.

- donten: junge *Epigondolella bidentata* MOSHER, 1968. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
37. **Ha 37/93:** Bei km 1.18. Massiger, graugelber biogenführender Mikrit mit Ostracoden und Filamenten. Alter: **Jul.** Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, 1965, *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER, 1972, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE, 1958). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
38. **Ha 38/93:** Bei km 1.19. Im Dezimeterbereich bis 25-cm-Bereich gebankte, z.T. knollige Graukalke, die seitlich aus Ha 37/93 hervorgehen. Eingelagert sind bis zu 2 cm mächtige Rotkalklagen. Wenig Biogene. Alter: wahrscheinlich **Jul.** Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, 1965. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
39. **Ha 39/93:** Bei km 1.25. Massig bis undeutlich gebankter, fleischroter biogenführender Mikrit mit Schwammnadeln, Holothurien und Foraminiferen. Z.T. mit Spalten durchsetzt, die mit einem hellrosa Mikrit verfüllt sind. Roter Bankkalk. Alter: **höheres Tuval 3/II.** Conodonten: *Metapolygnathus cf. communisti* HAYASHI, 1968, *Metapolygnathus* n. sp. 2 (sensu KRYSZYN, noch nomen nudum). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
40. **Ha 40/93:** Bei km 1.3. Roter Knollenkalk – rote und graue Knollenkalke in Wechsellagerung. Meist aus einzelnen Schüttungen aufgebaut. Es treten rote, mikritische Lagen mit Ostracoden und (grauen) Lithoklasten in Wechsellagerung mit biogenreichen Partien auf. Innerhalb dieser biogenreichen Partien sind meist mehrere, mm-mächtige Schüttungen zu erkennen, die Gastropoden, Foraminiferen, Ammonoideen, Pellets und Lithoklasten führen. Vereinzelt treten innerhalb der Folge auch grau/rote, etwas gröbere (arenitische) Komponenten führende Mikrite mit vielen parautochthonen Lithoklasten auf. Alter: **Langobard – Jul.** Conodonten: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE, 1958), *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER, 1972, *Gondolella inclinata* KOVÁCS, 1983. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
41. **Ha 41/93:** Bei km 1.5. Massiger, grauer, z. T. auch etwas rötlich gefärbter biogenführender Mikrit mit Holothurien und Ostracoden. Massiger Hellkalk. Alter: **Lac 2.** Conodonten: *Epigondolella triangularis* (BUDUROV, 1972). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
42. **Ha 42/93:** Bei km 1.55. Sehr ähnlich Ha 41/93. Massiger Hellkalk. Alter: **Lac 2.** Conodonten: *Epigondolella triangularis* (BUDUROV, 1972). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
43. **Ha 43/93:** Bei km 2.14. Undeutlich gebankter, grauroter, biogenführender Mikrit. Hangendgraukalk. Alter: **Sevat 1.** Conodonten: *Epigondolella bidentata* MOSHER, 1968. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
44. **Ha 45/93:** Bei km 3.0. Mittelgrauer, undeutlich gebankter bis massiger biogenführender Mikrit mit Seeigelstacheln, Holothurien und Foraminiferen. Hangendgraukalk. Alter: **Sevat 1.** Conodonten: ältere *Epigondolella bidentata* MOSHER, 1968. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
45. **Ha 46/93:** Bei km 3.05. Roter, massig wirkender Knollenkalk. Biogenführender Mikrit mit Schwammnadeln, Ostracoden und Holothurien. Hangendrotkalk. Alter: **Alaun.** Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER, 1968), *Epigondolella* sp. (cf. postera). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
46. **Ha 47/93:** Bei km 3.2. Massiger Hellkalk. Alter: **Grenzbereich Lac 2/Lac 3.** Conodonten: Übergangsform von *Epigondolella triangularis* (BUDUROV, 1972) zu *Epigondolella spatulata* (HAYASHI, 1968). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
47. **Ha 49/93:** Bei km 3.35. Roter biogenführender Mikrit mit Foraminiferen, Holothurien und Ostracoden. Hangendgraukalk. Alter: **Sevat (?2).** Conodonten: juv. *Epigondolella bidentata* MOSHER, 1968.
48. **Ha 50/93:** Bei km 3.36. Direkt im Hangenden von Ha 49/93. Grauer biogenführender Mikrit mit Foraminiferen, Holothurien und Ostracoden. Hangendgraukalk. Alter: **Sevat (?2).** Conodonten: juv. *Epigondolella bidentata* MOSHER, 1968, juv. *Gondolella steinbergensis* (MOSHER, 1968).
49. **Ha 51/93:** Bei km 3.41. Undeutlich gebankter bis massiger, grauer biogenführender Hangendgraukalk. Alter: **Sevat 1.** Conodonten: Übergangsform von *Epigondolella slovakensis* KOZUR, 1972, zu *Epigondolella bidentata* MOSHER, 1968. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
50. **Ha 53/93:** Bei km 3.56. Massiger, grauer biogenführender Mikrit mit Foraminiferen, Holothurien und Lithoklasten. Alter: **Lac 1–2.** Conodonten: *Gondolella cf. navicula* HUCKRIEDE, 1958.

51. **Ha 55/93:** Bei km 3.65. Rotgrau melierter biogenführender Mikrit mit Holothurien und Foraminiferen. Hangendgraukalk. Alter: **Sevat**. Conodonten. *Epigondolella bidentata* MOSHER, 1968. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
- Höhe 1026 westlich Gmerk (Oberau)**
52. **Ha 1/93:** Hellroter, biogenführender (Schwammnadeln, Holothurien) Hallstätter Kalk ca. 20 m westlich der deutsch-österreichischen Grenze auf deutscher Seite, stark tektonisiert, z.T. brekziiert. Alter: **?Ober-Ladin**. Conodonten: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE, 1958), *Gladigondolella tethydis*-Multielement sensu KOZUR & MOSTLER, 1972. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
53. **Ha 2/93:** Rosaroter, biogenführender, massiger Hallstätter Kalk 10 m östlich der deutsch-österreichischen Grenze auf österreichischer Seite. Alter: **Jul**. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, 1965, *Gondolella inclinata* KOVÁCS, 1983, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE, 1958), *Gladigondolella tethydis*-Multielement sensu KOZUR & MOSTLER, 1972. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
54. **Ha 3/93:** Rosaroter, biogenführender, massiger Hallstätter Kalk (ähnlich Ha 2/93), ca. 100 m nördlich Ha 2/93. Alter **?Ober-Ladin – Jul**. Conodonten: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE, 1958), *Gladigondolella tethydis*-Multielement sensu KOZUR & MOSTLER, 1972. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
55. **Ha 7/93:** Roter, gebankter Flaserkalk mit Foraminiferen, Holothurien und Echinodermen. Südlich der Grenzstation Neuhäusl auf österreichischer Seite. Alter: **höheres Lac 2**. Conodonten: Übergangsform zwischen *Epigondolella triangularis* (BUDUROV, 1972) und *Epigondolella spatulata* (HAYASHI, 1968), *Gondolella navicula* HUCKRIEDE, 1958. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
56. **Ha 8/93:** Roter, dm-gebankter Flaserkalk mit (roten) Hornsteinknollen. Biogenführender Mikrit mit Holothurien. Alter: **Unter-Mittel-Nor, ?Alaun**. *Epigondolella* sp. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
- Fischpointleiten**
- Nördlich der Grenzstation Neuhäusl (österreichische Seite), Güterweg Sedl.
57. **Ha 18/93:** Massiger Hellkalk im Hangenden des Roten Bankkalkes (gebankte, rote Knollenkalke). Hellgrauer, biogenführender Mikrit mit Ostracoden, Holothurien und Schwammnadeln. Alter: **Lac 2**. Conodonten: *Epigondolella triangularis* (BUDUROV, 1972), *Gondolella navicula* HUCKRIEDE, 1958. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
58. **Ha 19/93:** Aufgelassener Steinbruch ca. 200 m NNE des Gehöftes Sedl (vgl. PLÖCHINGER, 1983: 50). Dm-gebankter, roter Knollenflaserkalk, im Liegenden ohne Hornsteinknollen, im Hangenden mit roten Hornsteinknollen und dünnen Hornsteinlagen. z.T. sehr crinoidenreiche rote biogenführende Mikrite mit Schwammnadeln, Foraminiferen und Ostracoden. Alter: **Tuval 2/2**. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, 1965, Übergangsform von *Gondolella carpathica* MOCK, 1979, zu *Gondolella nodosa* (HAYASHI, 1968). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
59. **Ha 20/93:** Ungefähr 50 m östlich von Ha 19/93; im Liegenden des roten Knollenflaserkalkes. Hellgrauer bis rosagrauer, biogenführender Mikrit mit Holothurien, Schwammnadeln, Echinodermenstacheln, Radiolarien und Foraminiferen. Alter: **Langobard 3**. Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER, 1972, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958), *Gondolella inclinata* KOVÁCS, 1983, alte *Gondolella tadpole* HAYASHI, 1968, und *Budurovignathus langobardica*. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
60. **Ha 21/93:** Ungefähr 100 m nördlich Hühnerleiten 6 (südlich Zill). Biogenführender, rötlichgrauer Hallstätter Kalk mit Holothurien. Alter: **Lac 1**: Conodonten: *Epigondolella primitia* MOSHER, 1970, *Epigondolella primitia* MOSHER, 1970. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
61. **Ha 22a/93:** Gegenüber den Häusern Hühnerleiten 6. Gebankter, roter Knollenkalk. Hangendrotkalk mit Foraminiferen, Holothurien. Alter: **Alaun 1**. Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER, 1968), *Epigondolella* cf. *multidentata* MOSHER, 1970. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
62. **Ha 22b/93:** Im Liegenden von Ha 22a/93. Grauer, biogenführender Mikrit. Massiger Hellkalk. Alter: hohes **Lac 2/2**. Conodonten. Übergangsform von *Epigondolella triangularis* (BUDUROV, 1972) zu *Epigon-*

- dolella spatulata* (Hayashi 1968). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
63. **Ha 23/93:** Ungefähr 200 m südlich Hühnerleiten. Mittelgrauer, biogenführender Mikrit. Alter: **Langobard – Jul.** Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER, 1972, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE, 1958), *Gondolella inclinata* KOVÁCS, 1983. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
64. **Profil am Güterweg Sedl** ca. 100 m nördlich Gehöft Sedl.
Ha 26/93: Liegendes. im Dezimeterbereich gebankter, roter Knollenkalk. Roter Bankkalk. Alter: **Tuval 3/1.** Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, 1965, *Gondolella nodosa* (HAYASHI, 1968). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
Ha 25/95: Im Hangenden von Ha 26/93, dickbankige, rosagraue, biogenführende Mikrite mit Holothurien, Foraminiferen, Schwammnadeln, z.T. bioturbat. Massiger Hellkalk Alter: **Lac 1:** Conodonten: *Epigondolella primitia* MOSHER, 1970, *Gondolella navicula* HUCKRIEDE, 1958. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
Ha 25a/93: Im Hangenden von Ha 25/93, ähnlich Ha 25/93, z. T. mit eingeregeltten Ostracodenschalen und wenigen, rekristallisierten Radiolarien. Massiger Hellkalk Alter: **Lac 2:** Conodonten: *Epigondolella triangularis* (BUDUROV, 1972), *Gondolella navicula* HUCKRIEDE, 1958. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
Ha 18/97: Direkt im Hangenden von Ha 25/93. Alter: **tiefes Lac 1.** Conodonten: *Gondolella navicula* HUCKRIEDE, 1958, *Metapolygnathus communisti* HAYASHI, 1968, *Metapolygnathus* n. sp. 2 (sensu KRYSZYN, noch nomen nudum). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
Ha 19/97: Top der Folge. Massiger, heller Kalk. Alter: **Grenzbereich Lac2/Lac 3.** Conodonten: Übergangsform von *Epigondolella triangularis* (BUDUROV, 1972) zu *Epigondolella spatulata* (HAYASHI, 1968). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
Ha 24/93: im „Hangenden“ von Ha 25a/93, durch Störung getrennt. Im Meterbereich gebankte, hell- bis mittelgraue biogenführende Mikrite mit Gastropoden, Ostracoden und rekristallisierten Radiolarien. Alter: **Jul.** Conodonten: *Neocavitella tatriva* SUDAR & BUDUROV, 1979, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE, 1958), *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER, 1972, *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, 1965, *Gondolella inclinata* KOVÁCS, 1983. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
- Kirche Bad Dürrenberg – Bergstation Seilbahn**
65. **Ha 12/96:** Steinbruchwand südöstlich der Kirche Bad Dürrenberg. Liegendteil. Grauroter, undeutlich gebankter bis massiger Knollenkalk. Massiger Hellkalk. Alter: **Lac 3.** Conodonten: *Gondolella hallstattensis* (MOSHER, 1968), *Epigondolella spatulata* (HAYASHI, 1968). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
66. **Ha 5/96:** Steinbruchwand südwestlich der Kirche Bad Dürrenberg. Hangendteil. Roter, gebankter Knollenkalk. Hangendrotkalk. Alter: **Alaun 3/2.** Conodonten: *Gondolella steinbergensis* n. ssp. (sensu KRYSZYN, noch nomen nudum), *Epigondolella slovakensis* KOZUR, 1972. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
67. **Ha 6/96:** Steinbruchwand südlich der Kirche Bad Dürrenberg. Basis der Wand. Roter, gebankter Knollenkalk. Hangendrotkalk. Alter: **Alaun 2–3.** Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER, 1968), *Epigondolella postera* KOZUR & MOSTLER, oder *Epigondolella slovakensis* KOZUR, 1972. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
68. **Ha 11/96:** Im Hangenden von Ha 6/96. Hangendrotkalk. Alter: **Alaun 3.** Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER, 1968), *Epigondolella* cf. *slovakensis* KOZUR, 1972. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
69. **Ha 7/96:** Im Hangenden von Ha 6/97, wegaufwärts zur Bergstation. Im Dezimeterbereich gebankter grauroter Knollenkalk. Hangendgraukalk Alter: **Sevat 1.** Conodonten: alte *Epigondolella bidentata* MOSHER, 1968, *Gondolella steinbergensis* (MOSHER, 1968). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
70. **Ha 8/97:** Wegaufwärts von Ha 7/96. Hinter kleiner Störung. Hangendrotkalk. Alter: **Alaun 3/2.** Conodonten: *Epigondolella* der *abneptis*-Gruppe, *Gondolella steinbergensis* n. ssp. (sensu KRYSZYN, noch nomen nudum). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
71. **Ha 9/97:** Ca. 30 m nördlich der Bergstation. Rotgrauer, undeutlich gebankter bis massiger Hangendgrau-

kalk. Alter: **Sevat**. Conodonten: *Epigondolella bidentata* MOSHER, 1968. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.

72. **Ha 13/96**: Wand ca. 50 m südwestlich des Hauses südlich der Kirche. Undeutlich gebankter bis massiger biogenführender Rotkalk. Hangendgraukalk. Alter: **Sevat**. Conodonten: *Epigondolella bidentata* MOSHER, 1968. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.

Basis Hahnrainkopf, südlich Stangassinger Hof östlich Kranzbichl

73. Profil am Fahrweg südöstlich des Stangassinger Hofes. Überkippt lagernde Folge des Tuval, rote und graue Knollenkalke.

Ha 11/97: Stratigraphisch Hangendes. Grauer, gebankter, etwas knolliger Kalk. Alter: **Tuval 3/II**. Conodonten: *Metapolygnathus* n. sp. 1 (sensu KRYSZYN, noch nomen nudum), *Metapolygnathus* n. sp. 2 (sensu KRYSZYN, noch nomen nudum), *Gondolella* cf. *polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, 1965. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.

Ha 12/97: Roter Knollenkalk, im stratigraphisch Liegenden von Ha 11/97. Alter: **Tuval 2/II**. Ammoniten: *Tropites* sp. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, 1965, *Gondolella carpathica* MOCK, 1979, *Neocavitella cavitata* SUDAR & BUDUROV, 1979. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.

Ha 13/93: Grauer, gebankter, etwas knolliger Kalk. Alter: **Tuval 1**. Conodonten: *Gondolella tadpole* HAYASHI, 1968, *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, 1965, *Gondolella* n. sp. (sensu KRYSZYN, noch nomen nudum). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.

74. **Ha 10/97**: Ungefähr 60 m westlich des Profiles (Wald-Wiesen-Grenze). Roter, biogenführender Mikrit – Grauvioletter Bankkalk. Alter: **Grenzbereich Ladin – Karn**. Conodonten: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE, 1958), *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER, 1972, Übergangsform von *Gondolella inclinata* KOVÁCS, 1983, zu *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, 1965. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
75. **Ha 20/97**: Ungefähr 200 m westlich Ha 10/97, entlang der Waldgrenze. Massiger Hellkalk. Alter: **Lac 1**. Co-

nodonten: *Epigondolella* cf. *primitia* MOSHER, 1970, *Gondolella navicula* HUCKRIEDE, 1958. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.

76. **Ha 21/97**: 5 m westlich von Ha 20/97, durch eine Störung von dem massigen Hellkalk getrennt. Grauvioletter Bankkalk. Alter: **?Ober-Ladin**. Conodonten: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE, 1958), *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER, 1972, *Gondolella inclinata* KOVÁCS, 1983. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
77. **Ha 15/97**: Ungefähr 150 m südwestlich von Ha 20 und Ha 21/97. Rötlicher, knolliger Kalk. Massiger Hellkalk. Alter: **Grenzbereich Lac 2/Lac 3**. Conodonten: *Gondolella hallstattensis* (MOSHER, 1968), *Epigondolella triangularis* (BUDUROV, 1972). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.
78. **Ha 14/97**: Ungefähr 100 m westlich Ha 15/97. Grauer, undeutlich gebankter bis massiger, biogenführender Mikrit. Alter: **Tuval 3/II**. Conodonten: *Metapolygnathus* n. sp. 2 (sensu KRYSZYN, noch nomen nudum). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 1.0.

6. Dank

Wir bedanken uns bei Herrn P. Wallmann (Betriebsleiter der Saline) für die Erlaubnis, die Profile im Jakobberg- und Wolfdietrichhorizont neu untersuchen zu können, und seine Unterstützung bei der Einsichtnahme in unveröffentlichte Berichte der Saline. Prof. Dr. L. Krystyn (Wien) überprüfte die Conodontenfaunen und gab Hinweise zur stratigraphischen Einstufung. Herr Dr. T. Stöllner (Marburg) setzte sich im Rahmen seiner prähistorischen Ausgrabungen in der Saline für neue geologische Untersuchungen ein und ermöglichte damit den Zugang zu den Stollenprofilen. Daneben war seine gute Ortskenntnis untermutage von großem Nutzen. Dr. O. Piros (Budapest) bestimmte dankenswerterweise die Kalkalgen.

Die Probenaufbereitung und Separierung der Mikrofossilien der A-Proben wurden z.T. mit Mitteln der Hochschuljubiläumstiftung der Stadt Wien unterstützt.

Literatur

- AMPFERER, O. (1936): Die geologische Bedeutung der Halleiner Tiefbohrung. – Jb. Geol. B.-A. **86**, 89–114, Wien.
- Bericht über die Tiefbohrung WD II im Wolfdietrichstollen des Salzbergbaues Dürrnberg bei Stollenmeter 1270. – Unveröffentlichter Bericht der Saline, 1–8, Beil. 1–3, Hallein.
- BEYSCHLAG, F. (1922): Der Salzstock von Berchtesgaden als Typus alpiner Salzlagerstätten verglichen mit norddeutschen Salzhorsten. – Ztschr. für prakt. Geol. **30**, 1–6, Halle (Saale).
- BIRNBACHER, R. (1925): Der Dürrnberger Salzbergbau. – 1–63, (Zaunrith) Salzburg.
- BITTNER, A. (1882): Aus dem Halleiner Gebirge. – Verh. Geol. R.-A. **1882**, 235–240, Wien.
- BRANDNER, R. (1954), mit Beiträgen von SCHAUBERGER, O. und HELL, M.: Salzbergwerk Hallein-Dürrnberg. – 1–49, (Gabriel & Co) Salzburg.
- BUDUROV, K. (1972): *Ancyrogondolella triangularis* gen. et sp. n. (Conodonta). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. **21**, 853–860, Innsbruck, Wien.
- BUDUROV, K. & STEFANOV, S. (1965): Gattung *Gondolella* aus der Trias Bulgariens. – Trav. Géol. Bulgar., Ser. Paléont. **7**, 115–127, Sofia.
- BUDUROV, K. & STEFANOV, S. (1975): Neue Daten über die Conodonten-Chronologie der Balkaniden der Mittleren Trias. – C.R. Acad. bulg. Sci. Sofia **28**, 791–794, Sofia.
- BYSTRICKY, J. (1964): Slovensky kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mesozoika Slovenskeho krasu. – 1–205, (Ustredny ústav geol.) Bratislava.
- CADISCH, J. (1932): Ein Beitrag zum Calpionellenproblem. – Geol. Rdsch. **23**, 241–257, Berlin.
- DÖRFLER, K. & MALLY, E. (1984): Die Bohrungen XVIII bis XXIV im Wolf-Dietrich-Horizont des Salzberges Dürrnberg bei Hallein. – Unveröffentl. Meldearbeit Montanuniversität Leoben, Anlagen, 1–18, Leoben.
- FUGGER, E. (1907): Geologische Karte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, Blatt Hallein und Berchtesgaden 1:75000 mit Erläuterungen. – 1–34, Geol. R.-A., Wien.
- GAWLICK, H.-J. (1996): Die früh-oberjurassischen Brekzien der Stubbergschichten im Lammertal – Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. **39/40**, 119–186, Wien.
- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1994): CAI-Paleotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps – a general view. – Geol. Rdsch. **83**, 660–664, Berlin.
- GEISSLER, P. & HELING, D. (1952): Salzbergwerk Dürrnberg bei Hallein. I. Geologische Aufnahme des alten Wetterschurfes am Jakobberg-Hauptstollen. Probennahme. – Unveröffentl. Meldearbeit Montanuniversität Leoben, 1–6, Anlagen, Leoben.
- GÜMBEL, C.W. v. (1861): Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – I–XX, 1–950, (Perthes Verlag) Gotha.
- HAHN, F.F. (1913): Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. – Mitt. geol. Ges. Wien **6**, Teil I, 238–356, Teil II, 374–501, Wien.
- HAYASHI, S. (1968): The Permian Conodonts of the Adoyama Formation, Ashio Mountains, Central Japan. – Earth Science **22**, 63–77, Tokyo.
- HUCKRIEDE, R. (1958): Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. – Paläont. Z. **32**, 141–175, Stuttgart.
- KELLERBAUER, S. (1996): Geologie und Geomechanik der Salzlagerstätte Berchtesgaden. – Münchner Geol. Hefte, Reihe B: Angewandte Geologie, **2**, 1–101, 1 Geol. Karte, München.
- KOBER, L. (1949): Moderne Alpengeologie und der Salzbergbau. – Berg- und Hüttenmännische Monatshefte **94** (3), 41–42, Leoben.
- KOBER, L. (1955): Bau und Entstehung der Alpen. – 2. Aufl., 1–379 (Deuticke), Wien.
- KOLLMANN, K. (1960): Ostracoden aus der alpinen Trias Österreichs. I. *Parabairdia* n. g. und *Ptychobairdia* n. g. (Bairdiidae). – Jb. Geol. B.-A., Sonderband **5**, 79–106, Wien.
- KOLLMANN, K. (1963): Ostracoden aus der alpinen Trias. II. Weitere Bairdiidae. – Jb. Geol. B.-A. **106**, 121–203, Wien.
- KOVÁCS, S. (1977): New Conodonts from the North Hungarian Triassic. – Acta. Miner. Petr. Szeged **23/1**, 77–90, Szeged.
- KOVÁCS, S. (1983): On the evolution of *excelsa*-stock in the Upper Ladinian – Carnian (Conodonta, Genus *Gondolella*, Triassic). – Schriftenr. Erdw. Komm. Österr. Akad. Wiss. **5**, 107–120, Wien.
- KOZUR, H. (1972): Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI und ihr stratigraphischer Wert. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck **10**, 217–221, Innsbruck.

- KOZUR, H. & MOCK, R. (1972): Neue Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck **2**, 4, 1–20, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972): Die Conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert. I. Die „Zahnreihen-Conodonten“ der Mittel- und Obertrias. – Abh. Geol. B.-A. **28**, 1–53, Wien.
- KRYSTYN, L., SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W. (1971): Der Stratotypus des Nor. – Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. **LVI**, fasc. 2, 607–629, Budapest.
- KRYSTYN, L. & Schlager, W. (1971): Der Stratotypus des Tuval. – Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. **LVI**, fasc. 2, 591–605, Budapest.
- LANGENSCHIEDT, E. (1994): Geologie der Berchtesgadener Berge. – 1–155, Nationalparkverwaltung Berchtesgaden (Berchtesgadener Anzeiger), Berchtesgaden.
- LEIN, R. (1981): Deckschollen aus Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Müritzalpen südlich von Mariazell (Steiermark). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. **27**, 207–235, Wien.
- LEIN, R. (1987a): Evolution of the Northern Calcareous Alps During Triassic Times. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 85–102, (Deuticke) Wien.
- LEIN, R. (1987b): Zur Verbreitung der Hallstätter Zone beiderseits des Pyhm-Passes. – OÖ. Geonachrichten **2**, Folge 2, 21–37, Linz.
- LEUCHS, K. (1948): Orogenese im Kalkalpengebirge in Trias-, Jura- und Unterkreidezeit. – Sitzber. österr. Akad. Wiss. math.-natw. Kl., Abt. A, **157**, 39–53, Wien.
- LILIENBACH, L. v. (1830): Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutung auf die Karpathen. – N. Jb. Min. und Geol. **1**, 153–220, Heidelberg.
- LIPOLD, M. v. (1854): Der Salzberg am Dürnberg nächst Hallein. – Jb. Geol. R.-A. **1854**, 590–610, Wien.
- LORENZ, T. (1902): Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpinen Fazies. II. Der südliche Rhätikon. – Berichte naturf. Ges. Freiburg/Br. **12**, 35–95, Freiburg/Br.
- MEDWENITSCH, W. (1949): Fossilfund im Halleiner Salzberg. – Berg- und Hüttenmännische Monatshefte **94** (3), 65–66, Leoben.
- MEDWENITSCH, W. (1958): Zur Geologie des Halleiner Salzberges. Die Profile des Jakobberg- und Wolfdietrichstollens. – Mitt. geol. Ges. Wien **51**, 197–218, Wien.
- MEDWENITSCH, W. (1962): Die Bedeutung der Grubenaufschlüsse des Halleiner Salzberges für die Geologie des Ostrandes der Berchtesgadener Schubmasse. – Ztschr. dt. Geol. Ges. **113**, 463–494, Hannover.
- MEDWENITSCH, W. (1963a): Zur Geologie des Halleiner und Berchtesgadener Salzberges. – Mitt. Naturwiss. Arbeitsgem. Haus der Natur **1963**, 1–18, Salzburg.
- MEDWENITSCH, W. (1963b): D III: Halleiner Salzberg (Dürnberg). – In: GRILL, R., KOLLMANN, K., KÜPPER, H. & OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Exkursionsführer für das Achte Europäische Mikropaläontologische Kolloquium in Österreich), Verh. Geol. B.-A., Sonderheft **F**, 67–81, Wien.
- MOCK, R. (1979): *Gondolella carpathica* n. sp., eine wichtige tuvalische Conodontenart. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck **9**, 171–174, Innsbruck.
- MOJISOVICS, E. v. (1889): Nachweis der Zone des *Tropites subbulatus* in den Hallstätter Kalken bei Hallein. – Verh. Geol. R.-A. **1889**, 277–280, Wien.
- MOSHER, L.C. (1970): New conodont species on Triassic guide fossils. – J. Paleont. **44**, 737–742, Tulsa.
- MOSTLER, H. (1967): Conodonten und Holothuriensklerite aus den norischen Hallstätter Kalken von Hernstein (Niederösterreich). – Verh. Geol. B.-A. **1967**, 177–188, Wien.
- MURGEANU, G. & FILIPESCU, M.G. (1933): *Capionella carpathica* n. sp. dans les Carpathes roumaines. – Notat. biol. **1**, 4–63.
- NOGAMI, Y. (1968): Trias-Conodonten von Timor, Malaysia und Japan (Paleontological Study of Portugese Timor, 5). – Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Min. **XXXIV**, 115–136, Kyoto.
- OBERHAUSER, R. (1960): Foraminiferen und Mikrofossilien „incertae sedis“ der ladinischen und karnischen Stufe der Trias aus den Ostalpen und aus Persien. – Jb. Geol. B.-A. **5**, 5–46, Wien.
- OTT, E. (1967): Dasycladaceen (Kalkalgen) aus der nordalpinen Obertrias. – Mitt. Bayer. Staatssaml. Paläont. hist. Geol. **7**, 207–226, München.
- PACHER, W. (1987): Geologische Untersuchungen zur Festlegung einer Zielbohrung zur Ableitung der Teufenbach Selbstwässer beim Salzbergbau Hallein der Österreichischen Salinen AG. – Unveröffentl. Meldearbeit Montanuniversität Leoben, 1–11, Anlagen, Leoben.

- PETRASCHECK, W.E. (1947): Der tektonische Bau des Hallein-Dürnberger Salzberges. – *Jb. Geol. B.-A.* **XC** (1945), 3–19, Wien.
- PETRASCHECK, W.E. (1949): Die geologische Stellung der Salzlagerstätte von Hallein. – *Berg- und Hüttenmännische Monatshefte* **94** (3), 60–63, Leoben.
- PIA, J.V. (1920): Die Siphoneae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. – *Abh. zool. bot. Ges. Wien* **11/2**, 1–263, Wien.
- PICHLER, H. (1963): Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Roßfeld und Markt Schellenberg im Berchtesgadener Land. – *Beih. Geol. Jb.* **48**, 129–204, Hannover.
- PLÖCHINGER, B. (1955): Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges; die Göllmasse und die Halleiner Hallstätter Zone. – *Jb. Geol. B.-A.* **98**, 93–144, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1976): Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden, mit Beiträgen von K. BADER und H. HOLZER. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **151**, 304–324, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1983): Salzburger Kalkalpen. – *Sammlung geol. Führer* **73**, 1–144, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1984): Zum Nachweis jurassisch-kretazischer Eingleitungen von Hallstätter Gesteinsmassen beiderseits des Salzach-Quertales (Salzburg). – *Geol. Rdsch.* **73**, 293–306, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000, 94 Hallein. – *Geol. B.-A.* 1987, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1990): Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein im Salzkammergut der österreichischen Karte der Republik Österreich 1:50000. – 1–76, *Geol. B.-A.* **1990**, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1996): Das Halleiner Salinargebiet (Salzburg) im Geotopenschutz-Projekt. – *Jb. Geol. B.-A.* **139**, 497–504, Wien.
- RAUCHEGGER, F. (1983): Die Geologie des Hallein-Dürnberger Salzstockes. – Unveröffentl. Meldearbeit Montanuniversität Leoben, 1–23, Anlagen, Leoben.
- RIECHE, J. (1971): Die Hallstätter Kalke der Berchtesgadener Alpen. – *Diss. TU Berlin*, 1–173, Berlin.
- SCHAFHÄUTL, K.E. v. (1851): Geognostische Untersuchungen des südbayrischen Alpengebirges. – 1–206, Taf. 1–45, München.
- SCHAUBERGER, O. (1949): Die stratigraphische Aufgliederung des alpinen Salzgebirges. – *Berg- und Hüttenmännische Monatshefte* **94** (3), 46–56, Leoben.
- SCHAUBERGER, O. (1953): Salzlagerstätte Dürnberg-Hallein. – *Exkursionsführer Mineralogentagung*, Leoben.
- SCHAUBERGER, O. (1979): Die alpinen Salzlagerstätten. – *Verh. Geol. B.-A.* **1979**, 455–459, Wien.
- SCHLAGER, W. (1969): Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. – *Geol. Rdsch.* **59**, 289–308, Stuttgart.
- SCHLOSSER, M. (1898): Das Triasgebiet von Hallein. – *Ztschr. dt. Geol. Ges.* **50**, 333–385, Berlin.
- SCHMIDT, A.R. (1872): Über die Salzlagerungsverhältnisse am Dürnberg bei Hallein. – *Österr. Ztschr. Berg. u. Hüttenw.* **1872**, 323–324, 1 Beilage, Wien.
- SCHWEIGL, J. (1997): Kinematik der zentralen Nördlichen Kalkalpen (Ostalpen). – *Dissertation Univ. Salzburg.*, 1–213, Salzburg.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997): Structural evolution of the central Northern Calcareous Alps: Significance for the Jurassic to Tertiary geodynamics in the Alps. – *Eclogae geol. Helv.* **90**, 303–323, Basel.
- SEIDL, E. (1927): Die Salzstöcke des deutschen (germanischen) und des Alpen-Permsalz-Gebietes. – *Kali* **21**, 346–360, Halle/Saale.
- SPÖTL, Ch. (1988): Schwefelisotopendatierungen und fazielle Entwicklung permoskythischer Anhydrite in den Salzbergbauen von Dürnberg/Hallein und Hallstatt (Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* **34/35**, 209–229, Wien.
- SPÖTL, Ch. (1989): The Alpine Haselgebirge Formation, Northern Calcareous Alps (Austria): Permo-Skythian evaporites in an alpine thrust system. – *Sedimentary Geology* **65**, 113–125, Amsterdam.
- SUDAR, M.N. & Budurov, K. (1979): New Conodonts from the Triassic in Yugoslavia and Bulgaria. – *Geol. Balcan.* **9**, 47–52, Sofia.
- TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. – 1–404, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2. – 1–710, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1987): Late Jurassic/Neocomian Gravitational Tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geo-*

- dynamics of the Eastern Alps, 112–125, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E. (1970): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. – *Geologica et Palaeontologica* **4**, 87–145, Marburg/Lahn.
- WURDINGER, H. (1961): Untersuchungen über den Streckenausbau in alpinen Salzlagerstätten. – Unveröffentl. Staatsprüfungsarbeit, Montanuniversität Leoben, 1–65, Leoben.
- ZANKL, H. (1971): Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. – In: MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G. (Eds.): *Sedimentology of parts of Central Europe*, 147–185, (Kramer) Frankfurt.

Anschrift der Verfasser:

Dr. Hans-Jürgen Gawlick, Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften; Prospektion und Angewandte Sedimentologie, Peter-Tunner-Straße 5, A-8700 Leoben; Univ.-Doz. Dr. Richard Lein, Institut für Geologie der Universität Wien, Geozentrum Althanstraße, A-1090 Wien.