

Die Feier zum 60. Geburtstag von Herrn o. Univ.-Prof. Dr. Helfried MOSTLER sah am 25. März 1994 eine große Zahl seiner Schüler, Freunde und Mitarbeiter in Innsbruck versammelt. Bei diesem Festkolloquium nahm auch die Idee zur Herausgabe einer Festschrift konkrete Formen an. Die Ausweitung der Beiträge zu diesem Festband über die gebotenen Vorträge hinaus brachte schlußendlich leider eine gewisse Verzögerung in der Herausgabe des Bandes mit sich. Der Geehrte und einige Mitarbeiter am Festband mögen dies der Redaktion entschuldigen. Die Vielfalt der Beiträge im vorliegenden Band dürfte aber die geübte Geduld der Verantwortlichen rechtfertigen.

Die weitgestreuten Themen der Beiträge spiegeln die Vielfalt der Interessen und Arbeitsrichtungen Helfried Mostlers wider. Paläontologie, Angewandte und Regionale Geologie sind ausgewogen vertreten, neben Abhandlungen, die sich weniger zwanglos in diese Sparten einreihen lassen.

Auf eine thematische Reihung der Beiträge wurde verzichtet; die Artikel wurden entsprechend dem jeweiligen Einlangen bzw. der Annahme durch die Redaktion in den Festband aufgenommen.

Insgesamt enthält der Band 25 wissenschaftliche Arbeiten, von denen ein Gutteil, dem derzeitigen Hauptinteresse Mostlers entsprechend, der **Paläontologie**, **Mikropaläontologie** und **Biostratigraphie** zuzuordnen sind. BLAU et al. beschreiben aus dem Röt und dem Unteren Muschelkalk Foraminiferen; H.W. FLÜGEL diskutiert die Biostratigraphie des Jungpaläozoikums im Ost-Iran in Zusammenhang mit der Neubeschreibung einer Korallenart; vier neue Conodontenarten aus dem Unteren Muschelkalk des Germanischen Beckens werden von GÖTZ vorgeschlagen; HAGDORN liefert einen Beitrag zur Systematik und Evolution der Seeigel des Germanischen Oberen Muschelkalkes; in einer zusammenfassenden Arbeit behandelt KOZUR die permische Conodonten-Zonierung und das Problem der Faziesabhängigkeit; von KRISTAN-TOLLMANN werden Nannofossilien der obersten Alpinen Trias in verschiedenen Erhaltungszuständen vorgestellt; REITNER & MEHL geben einen Überblick über Entwicklung und Environment von Schwammgemeinschaften des frühen Paläozoikums; RÜSTS Sammlung oberjurassischer Radiolarien wird von STEIGER einer Neubearbeitung unterzogen; TICHY beschreibt den Neufund des nahezu vollständigen Skeletts eines unterladinischen Ichthyosauriers aus den Hallstätter Kalken Salzburgs.

In den Bereich der **Regionalen Geologie** sind die folgenden Beiträge einzureihen: EISBACHER & BRANDNER analysieren die mehrphasige Tektonik der westlichen Nördlichen Kalkalpen; anhand des Modells der Karbonatrampe der Waidringer Steinplatte werden von FLÜGEL & KOCH kontrollierende Faktoren für die Frühdiagenese in der „Moundfazies“ herausgearbeitet; FRASL & SCHINDLMAYR beschreiben 2-Magmen-Gänge aus den Zentralgneisen des westlichen Tauernfensters; LEIN et al. bringen mit neuen Daten aus dem Karawanken-Straßentunnel einen Beitrag zur Klärung der komplexen Tektonik der Südkarawanken; Magmen-Evolution und postmagmatische Alteration beschreiben MAIR & PURTSCHELLER von den oligozänen Gängen des Ortlers; NACHTMANN sieht Zusammenhänge von Bruchstrukturen und Kohlenwasserstoff-Fallen in der oberösterreichischen Molasse; von WEIDINGER & SCHRAMM wird der Riesenbergsturz von Langthang bezüglich seiner Kinematik analysiert.

Das Fachgebiet der **Lagerstättenkunde** betreffen die Arbeiten von HADITSCH mit der metallogenetischen Karte von Tirol, von KRAJNER mit Barytkonkretionen in unterpermischen Karstsedimenten des Spielbergdolomits, und von VAVTAR mit dem erstmaligen Nachweis von Silberpentlanditen im Stubaikristallin.

Der Bereich der **Angewandten Geologie** ist vertreten durch die Beiträge von BAUMGARTNER et al. in einer eher allgemeinen gesellschaftsrelevanten und daneben auch persönlichen Art; DAS mit tonmineralogischen Analysen von Quartärsedimenten in Bangladesch, und WEI XIANG & CZURDA mit der Analyse der Zusammenhänge zwischen Kationenaustausch und Hydratation/Dehydratation von Tonmineralen.

In einer experimentellen Pilotstudie wird von MIRWALD & KNOP der Einfluß von H₂O, CO₂ und Na⁺ auf die Stabilitätsgrenze von Mg-Cordierit untersucht; MIRWALD & BRÜGGERHOFF stellen die Untersuchungsergebnisse des Verwitterungsverhaltens von Kalkstein durch Freiland-Exposition vor.

Eine ausgesprochen interdisziplinäre Forschungsrichtung wird von TOLLMANN mit seiner Sintflut-Analyse eingeschlagen.

Der Redaktion ist es ein besonderes Bedürfnis, Frau Monika Tessadri-Wackerle für ihr unermüdliches Engagement bei der Formgebung des Bandes zu danken. Für Beratung und Mithilfe als Reviewer sind wir den Herren Dr. D.A. Donofrio, Dr. V. Stingl und Dr. R. Tessadri verbunden.

Mit den Wünschen für noch über Jahre anhaltende kreative Arbeit möge der vorliegende Festband Helfried Mostler ein Zeichen der Dankbarkeit seitens der Mitarbeiter sein und alle noch lange an das gesellige Beisammensein der vielen Festteilnehmer erinnern.

Innsbruck, im August 1995

Rainer Brandner
Werner Resch



o. Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler zu seinem 60. Geburtstag

von Karl Krainer

Dr. phil. Helfried Mostler, ordentlicher Universitätsprofessor und Inhaber der Lehrkanzel für Geologie und Paläontologie an der Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, feierte seinen sechzigsten Geburtstag. Aus diesem Anlaß soll hier ein kurzer Rückblick auf seine sehr erfolgreiche berufliche Laufbahn und sein bisheriges Lebenswerk gegeben werden.

Herr Professor Mostler wurde am 16. Jänner 1934 in Graz geboren, besuchte dort auch die Volksschule und anschließend die Mittelschule. Dort schloß er bereits Freundschaft mit seinen späteren Studien- und Berufskollegen E. Flügel, W. Gräf und J.G. Haditsch, eine Freundschaft, die bis heute andauert und seinen beruflichen Werdegang mit beeinflußte.

Zwar beendete der stürmische Schüler Mostler die Mittelschule vorzeitig, schaffte sich aber über die Berufsreifeprüfung Zugang zur Universität. Als begeisterter Sportler und Draufgänger wollte er zunächst das Lehramt für Geographie und Leibesübungen absolvieren, aber bald überredete ihn Haditsch unter dem Hinweis, daß man als Geologe doch wesentlich mehr Geld verdienen könne als als Lehrer, das Studium der Geologie, Paläontologie und Mineralogie an der Universität in Graz aufzunehmen. Mit seinen Freunden Haditsch, Gräf und Flügel studierte er bei Metz, Heritsch und dem damals noch jungen, inzwischen emeritierten H.W. Flügel.

Unter Prof. Metz, von dem Mostler heute noch gerne amüsante Anekdoten zu erzählen weiß, lernte er die sprichwörtliche „Lernfreiheit“ kennen und schätzen, und unter Metz machte er auch rasch Bekanntschaft mit „angewandter Geologie“. Denn Metz pflegte seine Studenten, darunter auch Mostler, für Gutachtertätigkeiten einzusetzen und ihnen damit zu ermöglichen, ein zusätzliches Taschengeld zu verdienen.

Schließlich wechselte Mostler jedoch an die Technische Universität in Graz und landete bei Prof. Winkler-Hermaden, der ihn als „WHK“ (wissenschaftliche Hilfskraft) anstellte und bei dem er weitere Erfahrungen in angewandter Geologie sammelte.

Obwohl es Mostler nicht gönnt war, sein Studium in Graz zu beenden, haben die Grazer Studienjahre sein geologisches Denken sehr stark beeinflußt. Geprägt von der „Grazer Schule“ entschloß sich Mostler schließlich, sein Glück in Innsbruck zu versuchen.

Prof. Heißel, der damalige Vorstand am Institut für Geologie und Paläontologie an der Universität Innsbruck, nahm Mostler sofort auf und teilte ihm auch gleich eine Dissertation im Groß- und Kleinartal zu. Mostler gelang es innerhalb kürzester Zeit seine Dissertation fertigzustellen, und am 11.7.1963 promovierte er zum Dr. phil. Er blieb in Innsbruck, wurde Assistent bei Prof. Heißel und fand über ein größeres Kraftwerksprojekt auch gleich Zugang zur angewandten Geologie. Damit setzte er auch den Grundstein für eine äußerst erfolgreiche Karriere als Wissenschaftler, als Hochschullehrer und als angewandter Geologe.

Seine wissenschaftliche Tätigkeit beschränkte sich zunächst auf den Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone, wo es ihm gelang, den komplexen tektonischen Bau und die stratigraphischen Verhältnisse zu entwirren. Bereits 1968 wurde er in Geologie und Paläontologie habilitiert und begann auch, sein wissenschaftliches Betätigungsfeld auszudehnen. Er interessierte sich zunehmend für die Alpine Trias, und unter Anwendung mikropaläontologischer Arbeitsmethoden (v.a. Conodonten, Holothurien, Poriferen, Radiolarien) gelang es ihm, grundlegende Arbeiten zur Stratigraphie der Alpenen Trias der Nördlichen Kalkalpen, des Drauzuges und auch der Südalpen beizutragen. Neben rein taxonomischen und stratigraphischen Fragestellungen, insbesondere der stratigraphischen Verwertbarkeit von Mikrofossilien, interessierte sich Mostler auch zunehmend für palökologische Studien.

Aus der seit 1970 andauernden engen Zusammenarbeit mit Heinz Kozur auf dem Gebiet der Mikropaläontologie und Stratigraphie sind zahlreiche wissenschaftliche Publikationen entstanden. Die Organisation des Triassymposiums 1972 in Innsbruck brachte Mostler internationale Anerkennung, und seither gilt das Innsbrucker Institut als eine der Hochburgen auf dem Gebiet der Triasforschung. In diese Zeit fällt auch die Gründung einer eigenen wissenschaftlichen Zeitschrift („Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck“) durch Mostler. Unter großem persönlichen Einsatz gelang es ihm, die für den Druck dieser Zeitschrift notwendigen finanziellen Mittel aufzubringen. Und mit dieser Zeitschrift, die sich vor allem auf dem Gebiet der Mikropaläontologie und Stratigraphie im Laufe der Zeit einen guten Ruf erworben hat, gelang es Mostler, das Innsbrucker Institut weit über die Grenzen hinaus bekanntzumachen.

Mikropaläontologie und Stratigraphie sind aber bei weitem nicht die einzigen Betätigungsfelder von Mostler. So beschäftigte er sich auch intensiv mit Lagerstättenkunde, unter anderem mit der Genese von Spatmagnetit, Pb-Zn-Vererzungen, Cu-Ni-Co-Vererzungen, Barytmineralisationen, Molybdän-, Scheelit-, Fluoritmineralisationen, um nur einige zu nennen. Viele seiner lagerstättenkundlichen Arbeiten hat er zusammen mit seinem Freund Haditsch ausgeführt.

Seine Forschungsarbeiten führten Mostler in viele Gebiete der Erde, unter anderem nach Australien, Bangladesh, in den Iran, in die U.S.A, nach Mexico und in viele andere Länder; unter seiner Betreuung wurde auch eine Dissertation in der Antarktis durchgeführt.

Von Anfang an hat sich Mostler aber auch intensiv mit angewandter Geologie befaßt, und zwar sowohl als Gutachter als auch als Konsulent und Projektleiter. Die Palette reicht hier von der Baugeologie im allgemeinen über Hydrogeologie, Wildbach- und Lawinenverbauung, Seilbahnbau, Massenbewegungen, Steinbruchsanierungen, bis hin zur Erkundung von Massenrohstoffen und Umweltgeologie.

Diese enorme Bandbreite an wissenschaftlicher und angewandter Tätigkeit fand ihren Niederschlag in einer großen Anzahl von Publikationen und noch größeren Zahl von unveröffentlichten Gutachten, Berichten und Stellungnahmen.

Darüber hinaus ist Mostler auch ein ausgezeichnete Lehrer, der es versteht, mit seinen Vorlesungen, Übungen, Exkursionen und anderen Lehrveranstaltungen die Studenten nicht nur für Geologie zu interessieren, sondern sie dafür zu begeistern. Dies gelingt ihm nicht zuletzt auch deshalb, weil er selbst ein begeisterter Geologe ist. Und vor allem ist er trotz seiner vielen Erfolge stets bescheiden geblieben, ein freundlicher, hilfsbereiter Kollege für seine Mitarbeiter und auch für seine Studenten, ein Kollege, der stets das Gespräch sucht, sei es wissenschaftlich oder rein menschlich. Auch wenn Streß und Termindruck noch so groß sind, er findet immer Zeit, sich die Anliegen der Mitarbeiter und Studenten anzuhören, die Türe zu seinem Arbeitszimmer steht jederzeit offen, und Hilfe ist jedem gewiß.

Prof. Mostler hat bisher mehr als 60 Dissertanten und mehr als 20 Diplomanden betreut; in seiner Amtszeit wurden auch vier Kollegen habilitiert, was die Qualität der Ausbildung und die kollegiale Atmosphäre am Innsbrucker Institut deutlich zum Ausdruck bringt.

1973 wurde Mostler zum a.o. Professor und 1979 zum ordentlichen Professor ernannt. Mit seinem Ruf übernahm Mostler ein Institut, das aus allen Nähten zu platzen drohte und auch gerätemäßig schlecht ausgestattet war. Doch unter Einsatz all seiner Kräfte, unterstützt von seinen Mitarbeitern, ist es ihm gelungen, in der Planungsphase für den Neubau des Institutes die Wünsche durchzusetzen, sodaß heute den Studenten in Innsbruck eine bestens ausgestattete geologisch-paläontologische Forschungsstätte zur Verfügung steht. Darüber hinaus ist es Mostler unter großem persönlichen Einsatz gelungen, über zahlreiche Projekte zusätzliche finanzielle Mittel für die Forschung aufzutreiben. Insgesamt hat Prof. Mostler 15 wissenschaftliche Projekte und über 20 Projekte auf dem Gebiet der angewandten Forschung durchgeführt.

Für seine hervorragenden wissenschaftlichen Leistungen erhielt Prof. Mostler zweimal den Dr.-Theodor-Körner-Preis des Landes Salzburg überreicht.

Dieses immense Arbeitspensum konnte Prof. Mostler jedoch nur dadurch erfüllen, indem er nicht nur unter der Woche als erster das Institut betritt und häufig als letzter verläßt, sondern darüber hinaus auch noch fast jedes Wochenende und jeden Feiertag im Institut verbringt, und, gebeugt über das Mikroskop oder im Labor Mikrofossilien herausschlämmend, seiner Lieblingsbeschäftigung, der mikropaläontologischen Forschung, nachgeht. Verirrt man sich hin und wieder als Mitarbeiter an solchen Tagen in das Institut, dann erzählt er begeistert von seinen neuen Entdeckungen und Ideen, von neuen Arten, Entwicklungsreihen oder stratigraphisch wichtigen Mikrofossilien. Nur selten gelingt es seiner verständnisvollen Frau, ihn für einen sonntäglichen Spaziergang oder gar für einen mehrtägigen Urlaub vom Institut fernzuhalten. Und sogar im Urlaub versucht er, sich mit Geologie oder Paläontologie zu beschäftigen. Nicht einmal sein Bauernhof in der Nähe von Graz, mit dem er sich vor einigen Jahren einen Wunschtraum erfüllte und auf den er sich langsam zurückziehen wollte, kann seinen Arbeits-eifer einbremsen und ihn dem Institut entreißen.

Zur Geburtstagsfeier stellten sich viele Kollegen und ehemalige Schüler mit den besten Wünschen ein. Diesen Wünschen möchten sich seine Mitarbeiter an dieser Stelle herzlichst anschließen. Möge auch die Zukunft ein erfolgreiches, gesundes und erfülltes Leben bringen!

Ad multos annos !

Wissenschaftliche Publikationen von Helfried Mostler

1. Geologisch-tektonische Arbeiten

- MOSTLER, H. (1963): Geologie der Berge des vorderen Großarl- und Kleinarl-Tales (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., Wien.
- MOSTLER, H. (1964): Einige Bemerkungen zur Salzach-Längstalstörung und der sie begleitenden Gesteine. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **14**, Wien.
- MOSTLER, H. (1966): Geologische Aufnahmen 1965 auf Blatt St. Georgen (124/3). – Verh. Geol. B.-A., Wien.
- MOSTLER, H. (1966): Bericht 1965 über stratigraphische Untersuchungen auf Blatt Fieberbrunn (122/2). – Verh. Geol. B.-A., Wien.
- AL HASANI, N. & MOSTLER, H. (1969): Zur Geologie der Spießnägels südlich Kirchberg (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). – Alpenkundl. Studien, **V**, Veröff. d. Univ. Innsbruck, **9**.
- BAUER, F.K., LOACKER, H. & MOSTLER, H. (1969): Geologisch-tektonische Übersicht des Unterpinzgaues, Salzburg. – Alpenkundl. Studien, **VI**, Veröff. d. Univ. Innsbruck, **13**.
- MOSTLER, H. (1970): Der Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone. – Nachricht deutsch. Geol. Ges., **2**.
- BECHSTÄDT, Th., BRANDNER, R. & MOSTLER, H. (1976): Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. – Geol. Rundschau **65**, **2**.
- BECHSTÄDT, Th. & MOSTLER, H. (1976): Riff-Beckenentwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Z. dt. Geol. Ges. **127**, Hannover.
- MOSTLER, H. (1975): Bericht über geologisch-petrographische Untersuchungen in der Grauwackenzone des Zeller Raumes. – Geol. Tiefbau der Ostalpen.
- HOSCHEK, G. & MOSTLER, H. (1976): Jahresbericht über das Jahr 1975. – Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Publikation Nr. 212.
- BECHSTÄDT, Th., BRANDNER, R., MOSTLER, H. & SCHMIDT, K. (1976): Middle Triassic Paleotectonics of the Eastern and Southern Alps. – Geotransverse Band, Z. dt. Geol. Ges..
- BAUMGARTNER, P. & MOSTLER, H. (1978): Zur Entstehung von Erd- und Schuttströmen am Beispiel des Gschliefgrabens bei Gmunden (Oberösterreich). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **8** (Festschrift W. Heißel), 113–122, Innsbruck.
- DONOFRIO, D.A., HEISSEL, G. & MOSTLER, H. (1979): Zur tektonischen und stratigraphischen Position des Martinsbühels bei Innsbruck. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **7**, **7**, 1–43, Innsbruck.
- COLINS, E., HOSCHEK, G. & MOSTLER, H. (1980): Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 343–378, Wien.
- HOSCHEK, G., KIRCHNER, E.Ch., MOSTLER, H. & SCHRAMM, J.-M. (1980): Metamorphism in the Austroalpine Units between Innsbruck and Salzburg (Austria) – A Synopsis. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 335–341, Wien.
- BRANDNER, R. & MOSTLER, H. (1982): Der geologische Aufbau des Schlerngebietes und seiner weiteren Umgebung. – Exkursionsführer, Jahrestagung der Österr. Geol. Ges., Seis am Schlern, Südtirol, 1–42.
- MOSTLER, H. (mit Beiträgen von RESCH, W. und DONOFRIO, D.A.) (1982): Bozener Quarzporphyr und Werfener Schichten. – Exkursionsführer, Jahrestagung der Österr. Geol. Ges., Seis am Schlern, Südtirol, 43–79.
- MOSTLER, H. (1986): Der Nordabschnitt der Bozener Porphyryplatte (Exkursion F am 4. und 5. April 1986). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **68**, 105–117.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1986): Jungalpidische Kupfervererzungen im Montafon (Vorarlberg). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **13**, **12**, 277–296, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1989): Geodynamische Prozesse und deren Auswirkungen auf die Lagerstättenbildung in den Ostalpen. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., Festbd. f. O.M. Friedrich, **10**, 33–41, Wien.
- MOSTLER, H., KRÄINER, K. & STINGL, V. (1989): Überlegungen zur jurassischen Beckenentwicklung in den Nördlichen Kalkalpen. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **16**, 81–83.

2. Lagerstättenkundliche Arbeiten

- MOSTLER, H. (1965): Bemerkungen zur Genese der sedimentären Blei-Zinkvererzung im südalpinen Perm. – Arch. f. Lagerstättenforsch. i.d. Ostalpen, **3**, Leoben.

- MOSTLER, H. (1966): Sedimentäre Blei-Zink-Vererzung in den mittelpermischen „Schichten von Tregiovo“. – *Mineralium Deposita*, 2, Heidelberg .
- MOSTLER, H. (1966): Conodonten aus der Magnesitlagerstätte Entachen-Alm. – *Ber. Nat.-Med. Ver. Innsbruck*, 54, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1966): Zur Genese der schichtgebundenen Blei-Zink-Erze im südalpiner Perm. – *Symposium Internazionale sui Giacimenti Minerari delle Alpi*, Trento.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1967): Die Bleiglanz-Zinkblende-Lagerstätte Thumersbach bei Zell a. See (Nördliche Grauwackenzone, Salzburg). – *Archiv f. Lagerstättenforsch. i.d. Ostalpen*, 5, Leoben.
- MOSTLER, H. (1968): Bemerkungen zur Geologie der Ni-Co-Lagerstätte Nöckelberg bei Leogang (Salzburg). – *Archiv f. Lagerstättenforsch. i.d. Ostalpen*, 9, Leoben.
- MOSTLER, H. (1968): Anhydrite and Gypsum in Low-Grade Metamorphic Rocks along the Northern margin of the Grauwackenzone (Tyrol, Salzburg). – *Symposium on the Geology of Saline Deposits*, Hannover.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1969): Beiträge zur Kenntnis ostalpiner Kupferlagerstätten I. – Die Fahlerzlagerstätte auf der Gratspitze (Thierberg bei Brixlegg). – *Arch. f. Lagerstättenforsch. i.d. Ostalpen*, 9, Leoben.
- EMMANUILIDIS, G. & MOSTLER, H. (1970): Zur Geologie des Kitzbüheler Horns und seiner Umgebung mit einem Beitrag über die Barytvererzung des Spielberg-Dolomites (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). – *Festschr. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck*, Innsbruck.
- MAVRIDIS, A. & MOSTLER, H. (1970): Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung (Nördliche Grauwackenzone, Tirol-Salzburg). – *Festschr. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck*, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1970): Ein Beitrag zu den Spatmagnesitvorkommen im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). – *Archiv f. Lagerstättenforsch. i.d. Ostalpen*, 11.
- MOSTLER, H. (1970): Zur Barytvererzung des Kitzbüheler Horns und seiner Umgebung (Tirol). – *Arch. f. Lagerstättenforsch. i.d. Ostalpen*, 11.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1970): Die Kupfer-Nickel-Kobalt-Vererzung im Bereich Leogang (Inschlagalm, Schwarzleo, Nöckelberg). – *Arch. f. Lagerstättenforsch. i.d. Ostalpen*, 11.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1970): Bemerkungen zu einem syngenetischen Bleiglanz-Zinkblende-Vorkommen in Nordtirol (Silberberg bei Brixlegg). – *Anz. Akad.Wiss., Wien*.
- MOSTLER, H. (1973): Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). – *Festschrift W. Heißel, Veröff. Univ. Innsbruck*, 86, Innsbruck.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1973): Neue Molybdänglanz- und Scheelit-Fundpunkte in den Hohen Tauern. – *Arch. f. Lagerstättenforsch. i.d. Ostalpen*, 14.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1974): Mineralisationen im Perm der Ostalpen. – *Carinthia II*, 84. Jg., Klagenfurt.
- MOSTLER, H. (1976): Zur Genese schichtgebundener Fluoritvorkommen in den mittelpermischen Schichten von Tregiovo (Nonsberg, Norditalien). – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, 5, 8, 9–22.
- ANGERER, J., HADITSCH, J.G.; LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H. (1976): Disseminierte Kupfererze im Perm des Montafon. – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, 6, 7/8, 1–57.
- HADITSCH, J.G., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H. (1978): Intraskythische, exogen (mechanisch)-sedimentäre Cu-Vererzung im Montafon (Vorarlberg). – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, 8 (Festschr. W. Heissel), 183–207, Innsbruck.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1979): Genese und Altersstellung der Magnesitlagerstätten in den Ostalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, 357–367, Wien .
- HADITSCH, J.G., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H. (1979): Über ein stratiformes Schwespatvorkommen in unterpermischen Schichten des Montafons (Vorarlberg). – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, 7, 6, 1–14, Innsbruck.
- BRANDNER, R., HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1981): Beiträge zur vortertiären Pb-Zn-Cu-Metallogenese im Raum zwischen Rasht und Chalus (Alburs, Iran). – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, 10, 7, 257–285, Innsbruck.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1982): Zeitliche und stoffliche Gliederung der Erzvorkommen im Innsbrucker Quarzphyllit. – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, 12, 1, 1–40, Innsbruck.

- MOSTLER, H. (1982): Erkundung mineralischer Rohstoffe für die Mineralwolleerzeugung in Tirol. – Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A., **1**, 69–76, Wien.
- MOSTLER, H. (1982) (unter Mitarbeit von HEISSEL, G. & GASSER, G.): Untersuchung von Erzlagerstätten im Innsbrucker Quarzphyllit und auf der Alpeiner Scharste. – Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A., **1**, 77–83, Wien.
- MOSTLER, H. (1982) (unter Mitarbeit von APOLLONER, V. & DAVOGG, B.): Erfassung und Beurteilung von Natursteinen in Tirol. – Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A., **2**, 121–130, Wien.
- MOSTLER, H. (1982) (unter Mitarbeit von KRAINER, K. & STINGL, V.): Erzlagerstätten in der postvariszischen Transgressionsserie im Arlberggebiet. – Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A., **2**, 131–136, Wien.
- KLAU, W. & MOSTLER, H. (1983): Alpine Middle and Upper Triassic Pb-Zn Deposits. – International Conference on Mississippi Valley Type Lead-Zinc Deposits, Proceedings Volume, University of Missouri, Rolla.
- KLAU, W. & MOSTLER, H.: Zn-Pb-F-Mineralization in Middle Permian of Tregiovo (Province of Bozen/Triente, Italy). – In: SCHNEIDER, H.-J. (ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe, Springer-Verlag.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1983): The Succession of Ore Mineralization of the Lower Austroalpine Innsbruck Quartzphyllite. – In: SCHNEIDER, H.-J. (ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe, Springer-Verlag.
- MOSTLER, H. (1986): Zur Mitteltrias westlich von Innsbruck (Exkursion A am 1. April 1986). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **68**, 15–27.
- wackenzzone, Tirol). – Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Wien.
- MOSTLER, H. (1966): Zur Einstufung der „Kieselschiefer“ von der Lachtalgrundalm (Fieberbrunn, Tirol). – Verh. Geol. B.-A., Wien.
- MOSTLER, H., OBERHAUSER, R. & PLÖCHINGER, B. (1967): Die Hallstätter Kalkscholle des Burgfelsens Hernstein (N.Ö.) – Verh. Geol. B.-A., Wien.
- MOSTLER, H. (1967): Bericht 1966 über stratigraphische Untersuchungen im Raume Fieberbrunn-Kitzbühel-Westendorf. – Verh. Geol. B.-A., Wien.
- MOSTLER, H. (1968): Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzzone (Tirol und Salzburg). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18**, Wien.
- MOSTLER, H. (1968): Bericht 1967 über stratigraphische Untersuchungen im Raum Westendorf-Kirchberg-Kitzbühel. – Verh. Geol. B.-A., Wien.
- FUCHS, G. & MOSTLER, H. (1969): Mikrofauna aus der Tibetzone, Himalaya. – Verh. Geol. B.-A., Wien.
- MOSTLER, H. (1971): Zur Gliederung des Permoskyths im Raum zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **20**, Wien.
- MOSTLER, H. (1971): Die permoskythische Transgressionsserie der Gailtaler Alpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **20**, Wien.
- MOSTLER, H. (1971): Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **20**, Wien.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1971): Probleme der Conodontenforschung in der Trias. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **1**, 4, 1–19, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972): Die Gliederung der Trias mit Hilfe von Conodonten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972): Die Bedeutung der Mikrofossilien für stratigraphische, paläogeographische und regionalgeologische Untersuchungen in der Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972): Zur künftigen Verwertbarkeit von Radiolarien für stratigraphische und paläoökologische Untersuchungen in der Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972): Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie und Paläogeographie der Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972): Die stratigraphische Bedeutung von Crinoiden-, Echiniden- und Ophiurenskelettele-

3. Stratigraphische Arbeiten

- MOSTLER, H. (1965): Bericht über stratigraphische Untersuchungen in der westlichen Grauwackenzzone. – Anz. math.-naturw. Kl., Wien.
- MOSTLER, H. (1966): Das Silur (Gotlandium) der Lachtalgrundalm (Fieberbrunn, Tirol). – Anz. math.-naturw. Kl., Wien.
- EBERHARDT, N. & MOSTLER, H. (1966): Ein Beitrag zur Alterseinstufung der Wildschönauer Schiefer (Grau-

- menten aus triassischen Karbonatgesteinen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972): Ein Beitrag zur Genese mitteltriadischer Crinoidenkalk im Gebiet von Reutte, Tirol (Nördliche Kalkalpen). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, 2, 5, 1–21, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972): Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). – Verh. Geol. B.-A., Wien.
- FUCHS, G. & MOSTLER, H. (1972): Der erste Nachweis von Fossilien (kambrischen Alters) in der Hazira-Formation, Hazara, Pakistan. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, 2, 2, 1–12, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1973): Mikrofaunistische Untersuchungen der Triasschollen im Raume Csövar, Ungarn. – Verh. Geol. B.-A., 2, Wien.
- MOSTLER, H. & PARWIN, P. (1973): Ein Beitrag zur Feinstratigraphie der Hallstätter Kalke am Sirius-Kogel (Bad Ischl, Oberösterreich). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, 3, 7, 1–47, Innsbruck.
- BECHSTÄDT, Th. & MOSTLER, H. (1974): Fossilagerstätten im mitteltriadischen Plattenkalk der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). – Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm., 2, Wien.
- BECHSTÄDT, Th. & MOSTLER, H. (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, 4, 5/6, 1–74, Innsbruck.
- BECHSTÄDT, Th. & MOSTLER, H. (1975): Faziesheteropie mitteltriadischer Beckensedimente im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Int. Symposium „Geodynamik der Ostalpen“, München/Salzburg.
- BECHSTÄDT, Th., BRANDNER, R. & MOSTLER, H. (1975): Das Frühstadium der alpinen Geosynklinale im Drauzug. – Symp., Salzburg.
- MOSTLER, H. (1976): Die stratigraphische Stellung der Gipsvorkommen in der Trias von Recoaro (Vicentin, Italien). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, 5, 6, 1–20, Innsbruck.
- KOZUR, H., MOCK, R. & MOSTLER, H. (1976): Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der „unteren Schichtenfolge“ von Ochtiná (Slowakei) in das oberste Visé und Serpukhovian (Namur A). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, 6, 1, 1–29, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R. (1977): Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skyth-anischen Grenzschichten im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, 6, 2,.
- MOSTLER, H. (1978): Ein Beitrag zur Mikrofauna der Pötschenkalke an der Typlokalität unter besonderer Berücksichtigung der Poriferenspiculae. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, 7, 3, 1–28, Innsbruck.
- DONOFRIO, D.A. & MOSTLER, H. (1978): Zur Verbreitung der Saturnalidae (Radiolaria) im Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen und Südalpen. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, 7, 5, 1–55, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1980): Zur Mikrofauna des Unterkambriums in der Haziraformation Hazara, Pakistan. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, 83, 245–257, Wien.
- MOSTLER, H. & PAHR, A. (1981): Triasfossilien im „Cáker Konglomerat“ von Goberling. – Verh. Geol. B.-A., 83–91, Wien.
- AMEROM, H.W.J. van, ANGERER, H. & MOSTLER, H. (1982): Über eine Autuno-Stephanische Flora aus den Kristbergschichten im Montafon, Vorarlberg (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 124, 2, 283–323, Wien.
- BRANDNER, R., DONOFRIO, D.A., KRAINER, K., MOSTLER, H., RESCH, W. & STINGL, V. (1984): Correlation of Transgressional and Regressional Events in the Lower Triassic of the Northern and Southern Alps (Buntsandstein-, Servino-, Werfen Formation). – 5th European regional meeting of Sedimentology, Marseille.

4. Mikropaläontologische Arbeiten

- MOSTLER, H. (1958): *Taxodioxylon sequoianum* als Geröll in der „Eggenberger Breccie“. – Mitt. naturw. Ver. Stmk., 88, 210–212, Graz.
- MOSTLER, H. (1964): Conodonten aus der westlichen Grauwackenzone. – Verh. Geol. B.-A., Wien.
- MOSTLER, H. (1965): Conodonten aus dem Paläozoikum der Kitzbüheler Alpen (Tirol). – Verh. Geol. B.-A., Wien.
- MOSTLER, H. (1967): Conodonten und Holothurien-Skelerite aus den norischen Hallstätter Kalken von Hertenstein (N.Ö.). – Verh. Geol. B.-A., Wien.
- MOSTLER, H. (1967): Conodonten aus dem tieferen Silur der Kitzbüheler Alpen (Tirol). – KÜHN-Festschrift; Ann. naturhist. Mus., 71, Wien.

- MOSTLER, H. (1968): Holothurien-Sklerite und Conodonten aus dem Schreyeralmkalk (anisische Stufe). – Verh. Geol. B.-A., Wien.
- MOSTLER, H. (1968): Holothurien-Sklerite aus oberanischen Hallstätter Kalken. – Alpenkundl. Studien, Veröff. Univ. Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1968): Neue Holothurien-Sklerite aus norischen Hallstätter Kalken (Nördliche Kalkalpen). – Ber. Nat.-Med. Ver. Innsbruck, **56**, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1968): Conodonten aus den Werfener Schichten (Skythium) der Nördlichen Kalkalpen (Salzburg). – Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturw.Kl., Wien.
- MOSTLER, H. (1969): Entwicklungsreihen triassischer Holothurien-Sklerite. – Alpenkundl. Studien, **VII**, Veröff. Univ. Innsbruck, **18**.
- MOSTLER, H. (1970): Mikrofaunen aus anisichen, karnischen und norischen Hallstätter Kalken der Nördlichen Kalkalpen. – Festschr. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1970): Über einige Holothurien-Sklerite aus der Nord- und Südalpinen Trias. – Festschr. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1970): Die Conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert. Monographie in V Teilen. Teil I. Die Zahnreihenconodonten der Mittel- und Obertrias. Teil II. Kritische Bemerkungen zur Gattung *Neospathodus* MOSHER 1968 und zur zeitlichen Einstufung der ihr zugeordneten Arten. – Abh. Geol. B.-A., **28/1**, Wien.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1970): Neue Conodonten aus der Trias. – Ber. Nat. Med. Ver. Innsbruck, **58**, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1971): Holothuriensklerite aus anisichen, karnischen und norischen Hallstätter Kalken. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **1**, 1, 1–30, Innsbruck 1971.
- MOSTLER, H. (1971): Ophiurenenskelettelemente (äußere Skelettanhänge) aus der alpinen Trias. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **1**, 9, 1–35, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1971): Holothurien-Sklerite und Conodonten aus der Mittel- und Obertrias von Köveskal (Balatonhochland, Ungarn). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **1**, 10, 1–36, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1971): Häufigkeit und Bedeutung der Schwammspiculae in triassischen Mikrofaunen. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **1**, 11, 1–19, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1971): Mikrofaunen aus dem Unterkarbon vom Hindukusch. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **1**, 12, 1–19, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972): Mikroproblematica aus Lösungsrückständen triassischer Kalke und deren stratigraphische Bedeutung. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972): Die Spiculae triassischer Porifera. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, Innsbruck 1972.
- MOSTLER, H.: Holothuriensklerite der Trias und ihre stratigraphische Bedeutung. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972): Triasconodonten: Erwiderung auf eine Kritik. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **2**, 1, 1–12, Innsbruck 1972.
- MOSTLER, H. (1972): Holothuriensklerite aus dem Jura der Nördlichen Kalkalpen und Südtiroler Dolomiten. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **2**, 6, 1–29, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972): Neue Holothuriensklerite aus der Trias der Nördlichen Kalkalpen. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **2**, 7, 1–32, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien, Teil I: Revision der Oberfamilie *Coccodiscacea* HAECKEL 1862 emend. und Beschreibung ihrer triassischen Vertreter. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **2**, 8/9, 1–60, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1973): Beiträge zur Mikrofauna permotriadischer Schichtfolgen, Teil I: Conodonten aus der Tibetzone des Niederen Himalaya (Dolpogebiet, Westnepal). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **3**, 9, 1–23, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & SCHEURING, B.W. (1974): Mikroflora aus dem Langobard und Cordevol der Nördlichen Kalkalpen und das Problem des Beginns der Keuper-sedimentation im Germanischen Raum. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **4**, 4, 1–35, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & MOSLEH-YAZDI, A. (1975): Neue Porifera aus oberkambrischen Gesteinen der Milaformation im Elburzgebirge (Iran). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **5**, 1, 1–36, Innsbruck.
- DONOFRIO, D.A. & MOSTLER, H. (1975): Neue Schwebcrinoiden aus Hallstätter Kalken des Berchtesgader Raumes. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **5**, 2, 1–28, Innsbruck.
- KOZUR, H., MOSTLER, H. & RAHIMI-YAZD, A. (1975): Beiträge zur Mikrofauna permotriadischer Schichtfolgen, Teil II: Neue Conodonten aus dem Oberperm und der basalen Trias von Nord- und Zentraliran. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **5**, 3, 1–23, Innsbruck.

- MOSTLER, H. & RAHIMI-YAZD, A. (1976): Neue Holothuriensklerite aus dem Oberperm von Julfa im Nordiran. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **5**, 7, 1–35, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1976): Poriferenspiculae der alpinen Trias. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **6**, 5, 1–42, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1976): Neue Conodonten aus dem Jungpaläozoikum und der Trias. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **6**, 3, 1–33, Innsbruck.
- DONOFRIO, D.A. & MOSTLER, H. (1977): Wenig beachtete Echinodermaten-Skelettelemente aus der alpinen Trias. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **6**, 6, 1–27, Innsbruck.
- MOSTLER, H., SCHEURING, B.W. & URLICHS, M. (1978): Zur Mega-, Mikrofauna und Mikroflora der Kössener Schichten (alpine Obertrias) vom Weißloferbach in Tirol unter besonderer-Berücksichtigung der in der *suessi*- und *marshi*-Zone auftretenden Conodonten. – Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm., Wien.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1978): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil II: Oberfamilie Trematodiscacea HAECKEL 1862 emend. und Beschreibung ihrer triassischen Vertreter. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **8** (Festschr. W. Heißel), 123–182, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1979): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil III: Die Oberfamilien Actinomacea HAECKEL 1862 emend., Artiscacea HAECKEL 1882. Multiarcusellacea nov. der Spumellaria und triassische Nassellaria. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **9**, 1/2, 1–132, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1979): Eine neue Radiolariengattung aus dem höheren Cordevol (Unterkarn) von Göstling (Österreich). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **9**, 4, 179–181, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1980): Ein Beitrag zur mitteltriadischen Mikrofauna von Recoaro und Tretto (Vicentin, Italien). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **9**, 9, 321–351, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1981): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil IV: Thalassosphaeracea HAECKEL, 1862, Hexastylacea HAECKEL, 1882 emend. PETRUŠEVSKAJA, 1979, Sponguracea HAECKEL, 1862 emend. und weitere triassische Lithocycliacea, Trematodiscacea, Actinomacea und Nassellaria. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, Sonderbd. **1**, 1–208, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1982): Neue Conodontenarten aus dem Illyr und Fassin der Profile Fellbach und Karalm (Gailtaler Alpen, Kärnten, Österreich). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **11**, 8, 291–298, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1982): Entactinaria subordo nov., a new radiolarian suborder. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **11**, 12, 399–414, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1983): Holothurienskleritelemente der jungpaläozoischen Formgattung *Microantyx* (Echinodermata: Holothuroidea). – Ber. nat.-med. Ver. Innsbruck, **70**, 35–43, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1983): The Polyphyletic Origin and the Classification of the Mesozoic Saturnalids (Radiolaria). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **13**, 1, 1–47, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1986): Ein Beitrag zur Entwicklung phylotriadischer Megaskleren (Demospongiae) aus oberjurasischen Beckensedimenten (Oberalmer Schichten, Nördliche Kalkalpen). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **13**, 13, 297–329, Innsbruck.
- MOSTLER, H.: Neue Kieselschwämme aus den Zlambachschichten (Obertrias, Nördliche Kalkalpen). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **13**, 14, 331–361, Innsbruck 1986.
- MOSTLER, H. (1986): Beitrag zur stratigraphischen Verbreitung und phylogenetischen Stellung der Amphidiscophora und Hexasterophora (Hexactinellida, Porifera). – Mitt. österr. geol. Ges., **78** (1985), 319–359, Wien.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1989): Echinoderm Remains from the Middle Permian (Wordian) from Sosio Valley (Western Sicily). – Jb. Geol. B.-A., **132**, 4, 677–685, Wien.
- MOSTLER, H. (1989): Mikroskleren hexactinellidaer Schwämme aus dem Lias der Nördlichen Kalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 4, 687–700, Wien.
- MOSTLER, H. (1989): Mit „Zygoten“ ausgestattete Dermalia von Kieselschwämmen (Demospongiae) aus pelagischen Sedimenten der Obertrias und des unteren Jura (Nördliche Kalkalpen). – Jb. Geol. B.-A., **132**, 4, 701–726, Wien.
- MOSTLER, H. (1990): Mikroskleren von Demospongien (Porifera) aus dem basalen Jura der Nördlichen Kalkalpen. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **17**, 119–142, Innsbruck.

- MOSTLER, H. (1990): Hexactinellide Poriferen aus pelagischen Kieselkalken (unterer Lias, Nördliche Kalkalpen). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **17**, 143–178, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1990): Saturnaliacea DEF-LANDRE and some other stratigraphically important Radiolaria from the Hettangian of Lenggries/Isar (Bavaria, Northern Calcareous Alps). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **17**, 179–248, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & MEHL, D. (1991): On the origin of Hexasterophora and Amphidiscophora (Hexactinellida). A further discussion of their phylogenetic significance. – Fossil Cnidaria, **19**, 2, 13–15, Münster.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1991/92): Erster paläontologischer Nachweis von Meliaticum und Süd-Rudabányaicum in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **18**, 87–129, Innsbruck.
- KRAINER, K. & MOSTLER, H. (1991/92): Neue hexactinellide Poriferen aus der südalpinen Mitteltrias der Karawanken (Kärnten, Österreich). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **18**, 131–150, Innsbruck.
- MEHL, D. & MOSTLER, H. (1993): Neue Spicula aus dem Karbon und Perm: Konsequenzen für die Evolutionsökologie der Hexactinellida (Porifera), Strategien ihrer Gerüstbildung im Spätpaläozoikum und frühen Mesozoikum. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **19**, 11–28, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & KRAINER, K. (1993): Neue Ophiuren aus liassischen Slope-Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen in der Umgebung von Lofer (Salzburg). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **19**, 29–47, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1993): Das Germanische Muschelkalkbecken und seine Beziehungen zum tethyalen Muschelkalkmeer. – In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991. (Sonderbände der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg 2), Stuttgart.
- MOSTLER, H. & KRAINER, K. (1993/94): Saturnalide Radiolarien aus dem Langobard der südalpinen Karawanken (Kärnten, Österreich). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **19**, 93–131, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & BALOGH, Z. (1993/94): Zur Skelettarchitektur, Entwicklung und stratigraphischen Bedeutung ausgewählter lithistider Schwämme aus dem Oberjura. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **19**, 133–153, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & BALOGH, Z. (1993/94): Spätsedimentäre bis frühdiagenetische Veränderungen an Mikroskleren cricomorpher Demospongien aus dem Oberjura. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **19**, 155–163, Innsbruck.
- KOZUR, H., KRAINER, K. & MOSTLER, H. (1993/94): Middle Triassic conodonts from the southern Karawanken Mountains (Southern Alps) and their stratigraphic importance. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **19**, 165–200, Innsbruck.
- KOZUR, H.W., MCKENZIE, K. & MOSTLER, H.: *Microcheilinella* GEIS (Ostracoda) with preserved “soft parts” from Upper Triassic Hallstatt Limestones of the Alps. – in Druck.

WEITERE BEOBACHTUNGEN AN RHÄTISCHEN NANNOFOSSILIEN DER TETHYS

Edith Kristan-Tollmann

Mit 3 Fototafeln

Zusammenfassung:

Eoconusphaera zlabachensis und *Prinsiosphaera triassica*, die wohl häufigsten Nannofossilien der obersten Trias, werden in verschiedenen Erhaltungsstadien aus weiteren, neuen Fundpunkten rhätischer Zlabachmergel der Nördlichen Kalkalpen vorgestellt. Erstmals wird *Eoconusphaera jansae*, die bisher erst ab dem Unter-Sinemur bekannt gewesen war, unerwarteterweise aus rhätischen Zlabachmergeln der Ostalpen nachgewiesen. Auch in Rhätmergeln des Wombat-Plateaus NW vor Australien ist ihr Auftreten evident, womit ihre tethysweite Verbreitung schon in der obersten Trias erwiesen ist.

Abstract:

Eoconusphaera zlabachensis and *Prinsiosphaera triassica*, surely the most common nannofossils of the Uppermost Triassic, are presented in variable stages of preservation from new sites of Rhaetian Zlabach marls of the Northern Calcareous Alps. *Eoconusphaera jansae*, hitherto known only since the Lower Sinemurian, has now been found in the Rhaetian Zlabach marls of the Eastern Alps. They also occur in the Rhaetian marls of the Wombat plateau NW of Australia. Thus their occurrence throughout the whole of the Tethys, beginning in the Upper Triassic, is demonstrated.

1. Einleitung

Zweck der vorliegenden kleinen Studie ist es, weitere Beobachtungen und Bemerkungen zum Vorkommen, zur Erhaltung und zur Artabgrenzung von Vertretern der häufigsten im Raum der Tethys vorkommenden obersttriadischen kalkigen Nannofossilien darzulegen. Wie anhand neuerer Untersuchungen von rhätischen Zlabachmergeln im Bereich der Nördlichen Kalkalpen festgestellt werden konnte, sind es in erster Linie die kugeligen und konischen Vertreter, die zufolge ihrer Robustheit und vielleicht auch verhältnismäßigen Größe diagenetische Veränderungen eher überstanden haben als die wesentlich zarteren Coccolithen. So ist es doch immer wieder möglich, Angehörige der Gattungen *Eoconusphaera* und *Prinsiosphaera* identifizieren zu können, wenn sie auch schon in einem diagenetisch weit umgewandelten Stadium vorhanden sind oder auch schon knapp vor dem Zerfall stehen. Da inzwischen auch für die obersttriadi-

schen Nannofossilien ihre tethysweite Verbreitung aufgezeigt werden konnte (BRALOWER et al., 1991, 1992), erscheint es wertvoll, ihre Erhaltungsstadien weiter zu dokumentieren, um sie für eine stratigraphische Nutzung auch bei schlechtester Erhaltung noch sicher verfügbar zu halten. Für *Prinsiosphaera triassica* JAFAR, 1983, haben an reichlichst vorhandenem Material vom Wombat-Plateau NW vor Australien BRALOWER, BOWN & SIESSER, 1991, z.B. vier Erhaltungsstadien innerhalb der diagenetischen Umwandlung herausgearbeitet. Aufgrund ihrer eingehenden Untersuchung kommen sie zu dem Schluß, daß etliche der von JAFAR, 1983, aufgestellten Unterarten eben nichts weiter als diverse Stadien der diagenetischen Veränderung ein und derselben Art darstellen. Bei genügend zur Verfügung stehendem Material läßt sich so schrittweise die Veränderung nachvollziehen und nicht nur für die einzelnen Stadien, sondern auch noch für das oft sehr von der Ausgangsart abweichend erscheinende „Endprodukt“ die eindeutige Art-

zugehörigkeit feststellen (vgl. KRISTAN-TOLLMANN, 1988b, Abb. 2).

2. Die obertriadischen Arten der Gattung *Eoconusphaera* JAFAR, 1983, KRISTAN-TOLLMANN, 1988

Im Jahre 1982 beschrieb S. MOSHKOVITZ die erste obertriadische „*Conusphaera*“ (*zlambachensis*) aus den Zlambachmergeln des Salzkammergutes in den Nördlichen Kalkalpen. Unabhängig, aber ein halbes Jahr später, erschien die Arbeit von S.A. JAFAR, der neben zahlreichen anderen Nannofossilien ebenfalls eine längliche, Konus-artige Form unter dem neuen Gattungsnamen *Eoconusphaera (tollmanniae)* aus der gleichen Region und aus den nämlichen Zlambachmergeln bekanntmachte. Seit diesen beiden Publikationen wird die Suche nach weiteren obertriadischen Nannofossilien mit Intensität fortgeführt und wechseln andererseits die Meinungen hin und her, ob die beiden von MOSHKOVITZ und JAFAR aufgestellten Arten nun zwei verschiedene oder ein und dieselbe seien.

Zunächst sei ein Überblick gegeben über jene Fundorte, von denen die längliche, Konus-artige Form nicht nur gemeldet, sondern auch abgebildet wurde:

- 1982 MOSHKOVITZ – *C. zlambachensis*: Fischerwiese, Roßmoosgraben, Kendelbachgraben
- 1983 JAFAR – *E. tollmanniae*: Kleiner Zlambachgraben, Lahnewiesgraben, Geissau
- 1987 POSCH & STRADNER – *C. zlambachensis*: Fischerwiese, Ampelsbach
- 1987 JANOFKSKE – *C. zlambachensis*: Lahnewiesgraben, Kl. Zlambachgraben
C. tollmanniae: Lahnewiesgraben, Kl. Zlambachgraben, Weißloferbach
- 1987 BOWN – *C. zlambachensis*: Weißloferbach
- 1989 BOWN & COOPER – *E. zlambachensis*: Weißloferbach
- 1991 BRALOWER, BOWN & SIESSER – *E. zlambachensis*: Wombat-Plateau NW vor Australien

1994 KRISTAN-TOLLMANN (vorliegende Arbeit) – *E. zlambachensis*: Grünbachgraben, nördlicher Seitenast.

Alle vorliegenden Angaben mit begleitenden (überprüfbaren) Abbildungen beziehen sich einerseits auf die Nördlichen Kalkalpen, und hier auf Zlambachmergel und Kössener Mergel. Andererseits konnten vom Ostende der Tethys 1991 durch BRALOWER et al. die ersten Exemplare von *E. zlambachensis* vorgestellt werden. Wie viele davon allerdings tatsächlich zu *E. zlambachensis* gehören und welche Exemplare zu *E. jansae*, wird weiter unten diskutiert.

Während die meisten Autoren *E. tollmanniae* für ein Synonym von *E. zlambachensis* halten, ist D. JANOFKSKE, 1987, anderer Meinung. Nach der Autorin verlaufen die Latten des Kerns bei *E. tollmanniae* in der Längsachse des Konus gerade, bei *E. zlambachensis* hingegen schräg. Doch sind die gegebenen Beispiele der gerade liegenden Latten m.E. noch nicht genug überzeugend. Wenn die Latten tatsächlich parallel zur Längsachse verlaufen, dann ist dies – zusammen mit der schlanken, gegen distal nur wenig verbreiterten Form – ein gewichtiger Grund für die Aufrechterhaltung als selbständige Art der *Eoconusphaera tollmanniae* (fälschlich *tollmanniae*).

Mit fortschreitendem Zerfall der Latten lösen sie sich bei *E. zlambachensis* in eine Anhäufung aus langen, stäbchenförmigen, schräg stehenden Kristallen auf (vgl. Taf. 1, Fig. 3, 5, 6). Charakteristisch für beide Formen ist außer der länglichen, mehr oder minder schlanken Gestalt ja der aus meist acht Sektoren bestehende Kern mit seinen dicht stehenden, eng gepackten Latten, wie in E. KRISTAN-TOLLMANN, 1988a, b, ausführlich dargelegt worden ist.

Neben der länglichen Art *E. zlambachensis* waren in einigen Proben auch Exemplare anzutreffen, die ihr gegenüber verhältnismäßig kürzer und breiter sind. Als wichtigster Unterschied stellte sich aber heraus, daß die Latten dieser kurzen Exemplare nur locker und nur in sechs Sektoren stehen, und daß der Querschnitt sich im distalen Bereich als rundlich-oval, nicht rund erweist. Selbst wenn man annehmen wollte, der

ovale Querschnitt sei durch die Erhaltung entstanden, die Exemplare also nachträglich zusammengedrückt worden, so bleibt als ein gravierendes Merkmal die „schlampige“, nicht dicht gepackte Anordnung der Latten (siehe Taf. 2, Fig. 4a). Kurzum, es verdichtet sich der Verdacht, daß diese kurzen Konus-Formen (Mantellängen in unserem Material zwischen 4 µm und 4.5 µm gegenüber Mantellängen von 5 µm bis 7.5 µm von *E. zlambachensis* im rhätischen Zlambachmergel vom Grünbachgraben) mit dem ovalen Querschnitt und den locker stehenden Latten in sechs Sektoren zu der Art *Eoconusphaera jansae* gehören. Die Art kann hier gleich in mehreren Exemplaren von zwei Fundorten dokumentiert werden (Taf. 2, Fig. 2–4): 1. rhätische Zlambachmergel vom Grünbachgraben-Südast (Probe R64) bei St. Leonhard, Salzburg. 2. rhätische Zlambachmergel vom Plackles, Hohe Wand bei Wiener Neustadt, Niederösterreich.

Eoconusphaera jansae war von G.E. WIEGAND, 1984a, b, aus dem Lias (Ober-Sinemur bis unteres Pliensbach) des Deep Sea Drilling Project Leg 79 am Nordwestrand Afrikas erstbeschrieben worden. Nach BOWN, 1987, war die Art vom Unter-Sinemur bis zum Unter-Toarc bekannt und auf die Tethys beschränkt. Mit dem nunmehrigen Nachweis aus rhätischen Zlambachmergeln der Nördlichen Kalkalpen muß ihr Erstauftreten zumindest ab dem Rhät angesetzt werden. Während *Eoconusphaera zlambachensis* ab dem Sevat nachgewiesen ist, ihren Schwerpunkt im Rhät hat und vielleicht noch in das untere Hettang hineinreicht (muß nochmals nun auf *E. jansae* überprüft werden), beginnt *E. jansae* zumindest im Rhät (wenn nicht ebenfalls im Sevat) und setzt sich aber im Gegensatz zu *E. zlambachensis* bis zum unteren Toarc fort. Der nun festgestellte Beginn von *E. jansae* im Rhät befriedigt im Hinblick auf die noch primitive Ausbildung der Gattung *Eoconusphaera* weit mehr, als wenn diese Art erst im Sinemur begonnen hätte, zusammen mit den schon viel weiter entwickelten Arten der verwandten Gattungen *Mitrolithus* und *Parhabdolithus* (vgl. KRISTAN-TOLLMANN, 1988b, Abb. 3). Eine ge-

meinsame Entstehung in der obersten Trias der beiden sehr nahe verwandten Arten *E. zlambachensis* und *E. jansae* erscheint im Gegenteil äußerst plausibel.

Rekapitulierend sei zur Gattung *Eoconusphaera* zusammengefaßt: Mit derzeitiger Kenntnis scheint *Eoconusphaera* nur zwei Arten aufzuweisen: *E. zlambachensis* und *E. jansae*. Beide Arten beginnen, wie hier gezeigt werden konnte, bereits in der obersten Trias und reichen verschieden weit in den Lias. Beide sind typische Nannofossilien der Tethys, die außerhalb dieses Raumes nicht (*zlambachensis*) oder kaum (*jansae*) vorkommen.

Die Charakteristika der Gattung *Eoconusphaera* wurden in KRISTAN-TOLLMANN, 1988a, b, behandelt. Auch die Unterschiede zwischen den beiden Arten *E. zlambachensis* und *E. jansae* wurden bereits in KRISTAN-TOLLMANN, 1988a, b, ausführlich dargelegt. Gemeinsam ist beiden Arten folgende Variabilität: Der kegelförmige, proximal abgestutzte und offene Körper kann in der Länge und in der Dicke bis zu einem gewissen Grad variieren und kann von proximal zu distal verschieden rasch an Durchmesser zunehmen. Aus dieser Variabilität in der Durchmesserzunahme resultiert offenbar einerseits die abermalige Annahme JANOSKES, 1987, die beiden Arten *zlambachensis* und *tollmannae* seien getrennt aufrecht zu erhalten. Vergleicht man aber den Holotypus von *E. zlambachensis* bei MOSHKOVITZ, 1982, Taf. 1, Fig. 1, mit jenem von *E. tollmannae* bei JAFAR, 1983, Fig. 6/1, so fällt zunächst auf, daß beide Exemplare lang sind, sich jedoch der Holotypus von *E. zlambachensis* gegen distal wohl etwas mehr verbreitert als das bei JAFAR abgebildete Exemplar. Dieser Unterschied reicht nicht für eine Artabtrennung. Wohl aber wäre dafür ausschlaggebend eine eventuell differierende Anordnung der Latten des Kerns, wie weiter oben bereits ausgeführt. Als wichtiges gemeinsames Merkmal hingegen ist die dichte Packung der zahlreichen inneren Latten aufzuführen.

Gegenüber diesem länglichen Konus von *E. zlambachensis* ist jener von *E. jansae* kürzer und im Verhältnis zur Länge somit breiter. Es ist

eine Frage der Erhaltung, ob die Latten des Kerns weiter oder kürzer über den Mantel hinausragen, wie auch am Originalmaterial bei WIEGAND, 1984a, unschwer beobachtet werden kann – vgl. Fig. 1/C, mit Latten kürzer als der Mantel, mit Fig. 1/D, bei welcher der Kern mit seinen locker stehenden Latten weit über den Mantel hinausragt. Gegenüber dem relativ breiten Mantel von Fig. 1/B (Holotypus) entsprechen die Höhen/Breiten-Verhältnisse von Fig. 1/F gut jenen unserer Fig. 3 von Taf. 2. Da diese Art distal ja einen ovalen Querschnitt aufweist, kommt es ganz darauf an, ob sie von der Breitseite oder Schmalseite (in Seitenansicht) getroffen wird, um sie wie der Holotypus sehr breit erscheinen zu lassen oder eben schmaler wie unser Exemplar Fig. 3. Eine sichere Zuordnung von *E. jansae* in Rhät-Proben wird möglicherweise auf Schwierigkeiten stoßen, wenn die Exemplare nur in Seitenansicht und von der Schmalseite zu sehen sind – hier könnte eintreten, daß sich die längsten Exemplare nicht von den kürzesten von *E. zlambachensis* unterscheiden lassen. Eine einwandfreie Charakteristik der beiden Arten böte in diesem Fall nur die Distalansicht, die über Zahl und Anordnung der Latten des Kerns und über den Querschnitt des Konus und damit über die Unterschiede beider Arten Aufschluß geben würde.

Trotz der eben angesprochenen Schwierigkeiten scheint es eindeutig, daß zumindest Fig. 8 von Taf. 9, BRALOWER, BOWN & SIESSER, 1991 – nach dem Verhältnis Höhe/Breite in Seitenansicht – nicht zu *E. zlambachensis* gehört, wie angegeben, sondern ein Exemplar von *E. jansae* darstellt. Es stammt aus dem Rhät vom Wombat-Plateau NW vor Australien. Somit ist die tethysweite Verbreitung von *E. jansae* – wie von *E. zlambachensis* – schon ab der obersten Trias aufgezeigt. Möglicherweise sind aber die meisten (oder alle) der verhältnismäßig seltenen Exemplare bei BRALOWER et al., 1991, vom Wombat-Plateau der Art *E. jansae* zuzurechnen. Die Autoren schreiben, daß die meisten Exemplare untersetzter (stubbier) als jene bisher aus der Literatur abgebildeten von *E. zlambachensis* seien, daß sie weniger äußere Platten besäßen und eine

einfachere Struktur hätten. Außerdem sind ihre Exemplare nur 3–5 µm lang. In all diesen aufgezählten Merkmalen entsprechen ihre Formen *E. jansae*. *E. jansae* scheint nämlich auch die inneren Latten gerade, also parallel zur Längsachse, angeordnet zu haben – im Gegensatz zu *E. zlambachensis*, wo sie ja bekanntlich spindelförmig schräg verlaufen. Parallel zur Längsachse angeordnete innere Latten gibt JANOFKSKE, 1987, auch für *E. tollmannae* an, wie weiter oben schon ausgeführt. Es zeigt sich also, daß trotz der nun schon etlichen Arbeiten zum Thema *Eoconusphaera* noch immer einige entscheidende Fragen offen bleiben und nur sehr mühsam – wohl vor allem zufolge des meist ungenügenden Erhaltungszustandes – geklärt werden können.

3. *Prinsiosphaera triassica* JAFAR, 1983

Aus den Nördlichen Kalkalpen, aus Zlambachmergeln sowie Kössener Mergeln, wurde die Art bisher von folgenden Fundpunkten abgebildet:

- 1982 MOSHKOVITZ: Roßmoosgraben, Fischerwiese
- 1983 JAFAR: Lahnewiesgraben, Kl. Zlambachgraben, Geissau, (Paß Lueg ?)
- 1985 POSCH & STRADNER: Plackles/Hohe Wand, Pötschenpaß, Fischerwiese, Ampelsbach, Geissau
- 1987 JANOFKSKE: Lahnewiesgraben, Weißloferbach
- 1987 BOWN: Fischerwiese, Weißloferbach
- 1994 KRISTAN-TOLLMANN (vorliegende Arbeit): Röschitzbach, Grünbachgraben-Nordast, Grünbachgraben-Südast, Roßmoosgraben, Plackles/Hohe Wand.

Mit einer umfassenden Dokumentation reichlichen Materials aus norischen und rhätischen Mergeln vom Wombat-Plateau NW vor Australien durch BRALOWER, BOWN & SIESSER, 1991 und 1992, ist die tethysweite Verbreitung von *P. triassica* erwiesen.

Unser Material zeigt meist das typische Kristallmuster des fortgeschrittenen Veränderungsstadiums (Taf. 3, Fig. 3–6) des inneren Kerns. Selten ist die äußere Wand zumindest noch teilweise erhalten (Fig. 5a) oder in einem guten (Fig. 2) bis nur wenig diagenetisch veränderten Zustand (Fig. 1). Bei Fig. 7–9 hingegen ist auch die innere Masse bereits völlig in Auflösung begriffen, die ursprünglich parallel angeordneten Kristallplättchen sind regellos weitergewachsen und verdickt.

Dank

Die Scan-Aufnahmen konnten teils über Vermittlung von Herrn Prof. Dr. W. Tufar und mit Unterstützung durch Herrn Dipl.-Phys. K. Fecher am Geowiss. Fachbereich der Univ. Marburg/Lahn, teils mit Unterstützung durch Herrn Dr. K. Goth am Forschungs-Inst. Senckenberg, Frankfurt/Main, und mit finanzieller Reisehilfe seitens des IGCP-Projektes Nr. 272 durchgeführt werden. Die Ausarbeitung erfolgte nun im Rahmen des IGCP-Projektes Nr. 359.

Literatur

- BOWN, P.R. (1987): Taxonomy, Evolution, and Biostratigraphy of Late Triassic – Early Jurassic Calcareous Nannofossils. – Spec. Papers in Palaeontol., **38**, 1–118, 19 Abb., 15 Taf., London.
- BOWN, P.R. & COOPER, M.K.E. (1989): Conical calcareous nannofossils in the Mesozoic. – In: J.A. CRUX & S.E. HECK (Hrsg.): Nannofossils and their applications, 98–106, 1 Abb., 2 Taf., Chichester (E. Horwood).
- BRALOWER, T.J., BOWN, P.R. & SIESSER, W.G. (1991): Significance of Upper Triassic nannofossils from the southern hemisphere (ODP Leg 122, Wombat Plateau, N.W. Australia). – Mar. Micropaleontol., **17**, 119–154, 8 Figs., 1 Tab., 9 Taf., Amsterdam.
- BRALOWER, T.J., BOWN, P.R. & SIESSER, W.G. (1992): Upper Triassic calcareous nannoplankton biostratigraphy, Wombat Plateau, Northwest Australia. – In: v. RAD, U., HAQ, B.U. et al. (Hrsg.): Proc. ODP, Sci. Results, **122**, 437–451, 8 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Texas.
- JAFAR, S.A. (1983): Significance of Late Triassic calcareous Nannoplankton from Austria and Southern Germany. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **166**, 218–259, 12 Abb., Stuttgart.
- JANOFKSKE, D. (1987): Kalkige Nannofossilien aus der Ober-Trias (Rhät) der Nördlichen Kalkalpen. – Berliner geowiss. Abh., (A) **86**, 45–67, 1 Abb., 8 Taf., Berlin.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1988a): I. Coccolithen aus den Älteren Allgäuschichten (Alpiner Lias, Sinemur) von Timor, Indonesien. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **15**, 71–83, 2 Abb., 3 Taf., Innsbruck.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1988b): II. Coccolithen aus dem Pliensbach (Ältere Allgäuschichten, Alpiner Lias) von Timor, Indonesien. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **15**, 109–133, 3 Abb., 8 Taf., Innsbruck.
- MOSHKOVITZ, S. (1982): On the findings of a new calcareous nannofossil (*Conusphaera zlabachensis*) and other calcareous organisms in the Upper Triassic sediments of Austria. – Eclogae geol. Helv., **75**, 611–619, 2 Taf., Basel.
- POSCH, F. & STRADNER, H. (1987): Report on Triassic Nannoliths from Austria. – Abh. Geol. B.-A., **39**, 231–237, 6 Abb., 2 Taf., Wien.
- WIEGAND, G.E. (1984 a): Two new genera of calcareous nannofossils from the Lower Jurassic. – J. Paleont., **58/4**, 1151–1155, 2 Abb.
- WIEGAND, G.E. (1984 b): Jurassic nannofossils from the northwest African margin etc. – Init. Rep. Deep Sea Drilling Proj., **79**, 657–670, 2 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Washington.

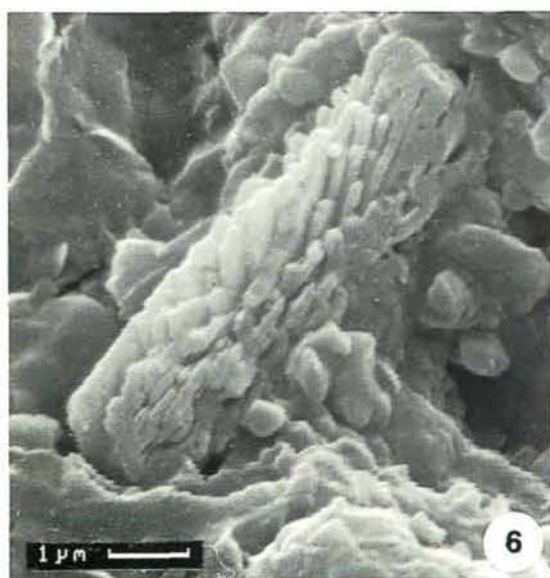
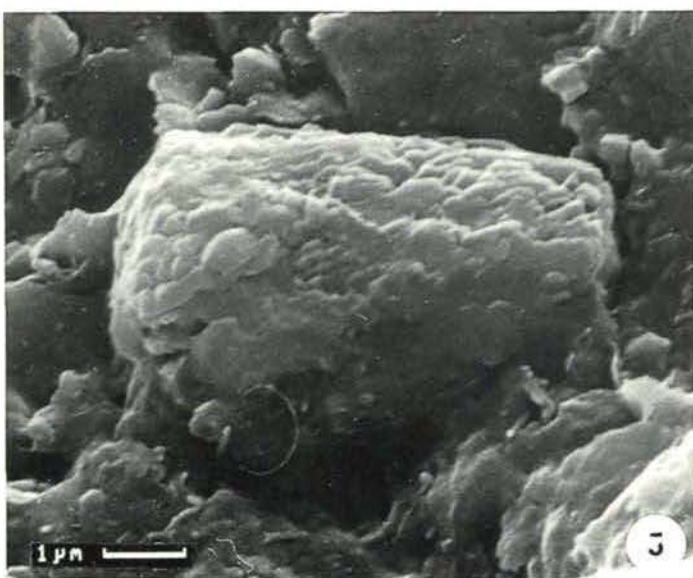
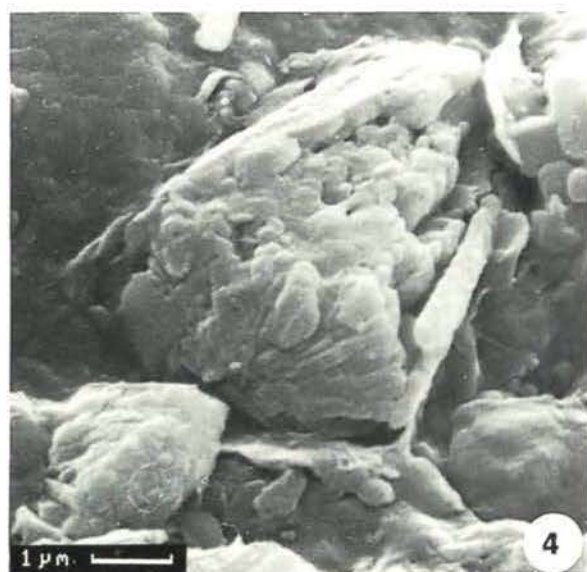
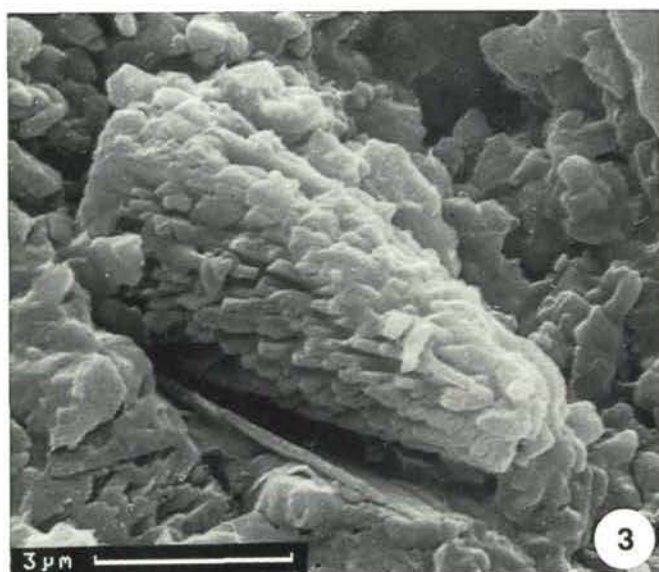
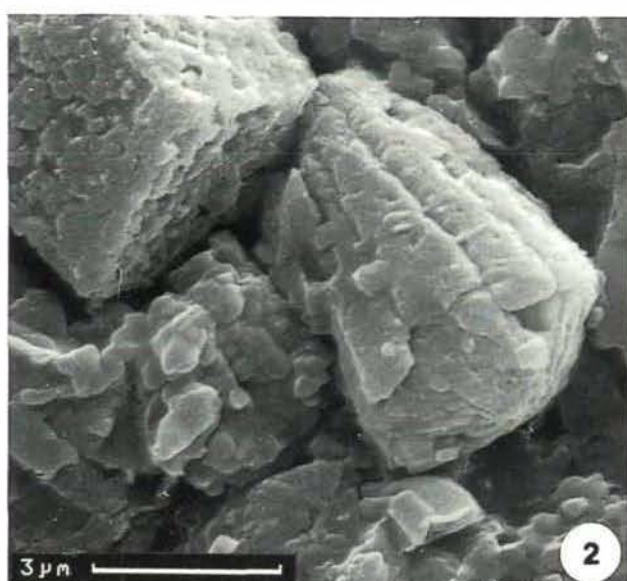
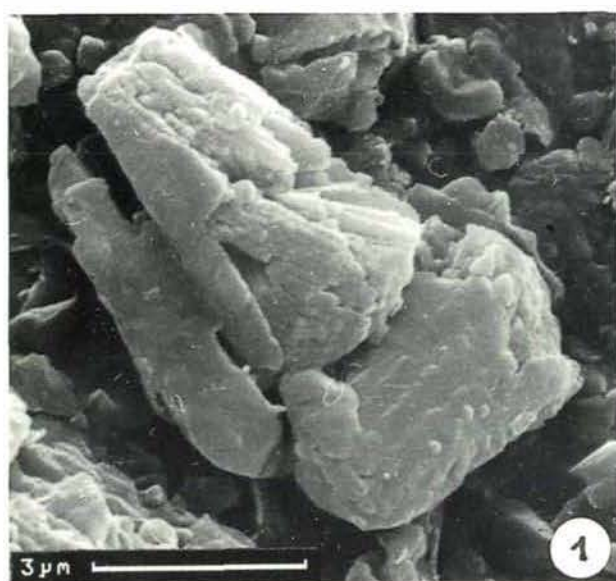
Anschrift der Verfasserin:
Univ.-Doz. Dr. Edith Kristan-Tollmann, Scheibenbergstr. 53/6,
A-1180 Wien, Austria.

Manuskript eingegangen: 25. März 1994

Tafel 1

Eoconusphaera zlabachensis (МОШКОВИЦ) aus rhätischen Zlabachmergeln des Grünbachgrabens, nördlicher Seitenast (Probe R70), bei St. Leonhard, Salzburg.

Die Exemplare zeigen verschieden weit fortgeschrittene Veränderung bis Zerstörung. Während Fig. 2 einen noch relativ intakten Mantel aufweist (links oben großer Dolomitkristall), ist er bei Fig. 1, 3 und 4 schon zum Großteil abgelöst, der Kern ist beschädigt. Die Latten des Mantels zerbrechen (Fig. 1, rechts) oder fallen auseinander, während die Latten des inneren Körpers bei weiterschreitender Diagenese in einzelne, länglich stäbchenförmige Kristalle zerfallen. Bei Fig. 5 sind die Latten des Kerns noch im Zusammenhang erhalten, wenn auch jede Latte bereits in Einzelkristalle zerlegt ist; Fig. 3 und schließlich Fig. 6 zeigen nur mehr die stäbchenförmigen Kristalle.



Tafel 2

Nannofossilien aus rhätischen Zlambachmergeln der Nördlichen Kalkalpen.

Fig. 1: *Prinsiosphaera triassica* JAFAR. Grünbachgraben, nördlicher Seitenast (Probe R70, 1 m unter Korallen), bei St. Leonhard, Salzburg.

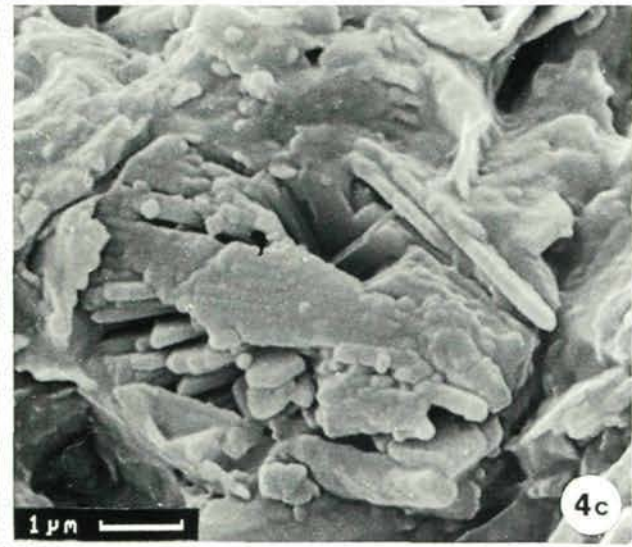
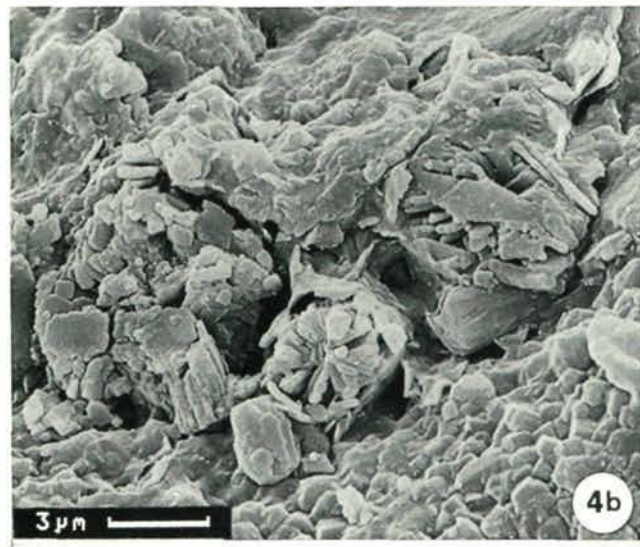
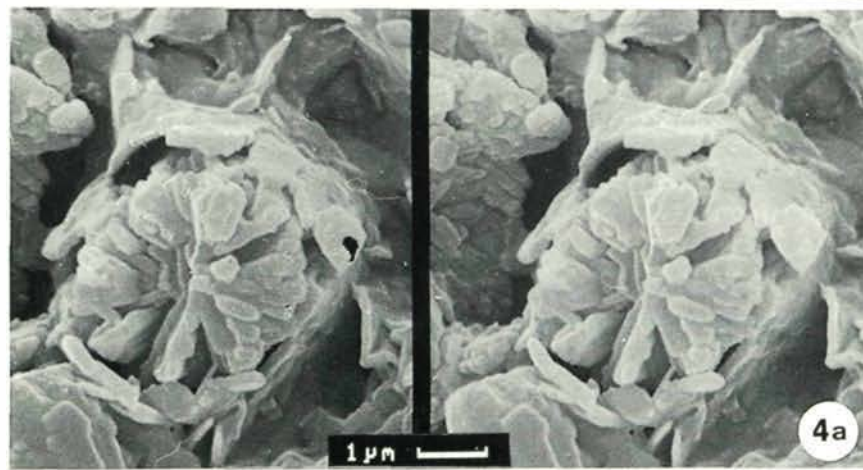
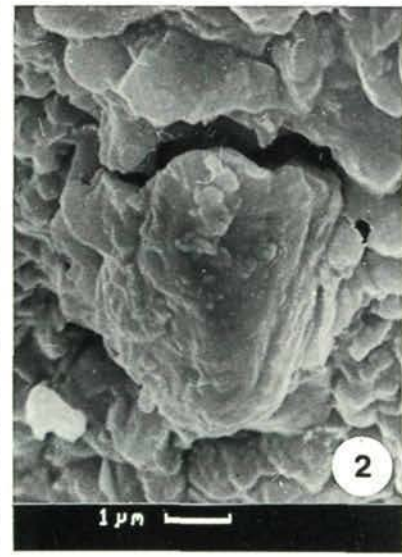
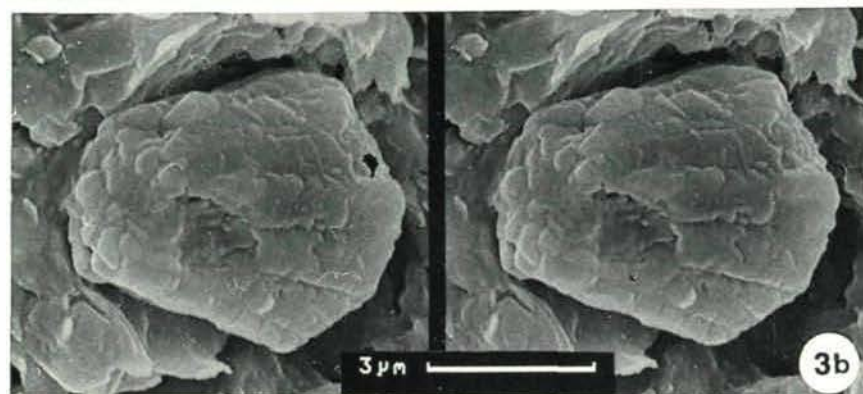
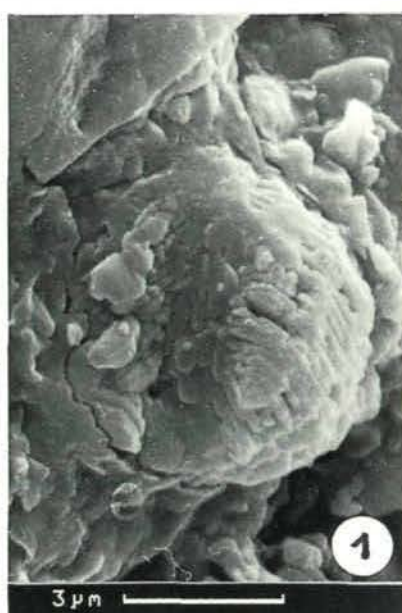
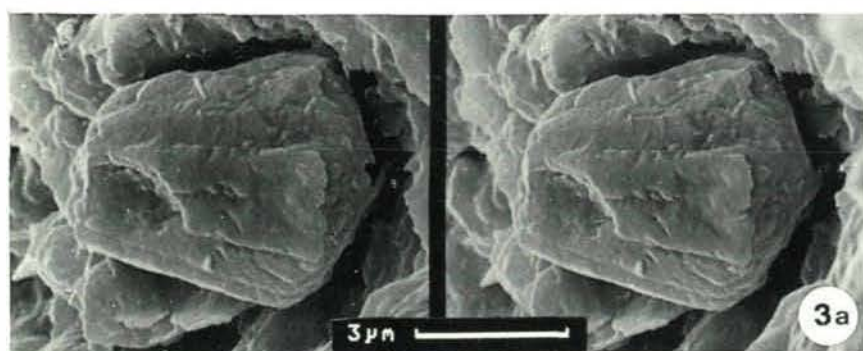
Fig. 2: *Eoconusphaera jansae* (WIEGAND), überkrustetes Exemplar in Seitenansicht. Plackles, Hohe Wand bei Wiener Neustadt, Niederösterreich.

Fig. 3: *Eoconusphaera jansae* (WIEGAND) in Seitenansicht. Grünbachgraben-Südast (Probe R64).

Fig. 4: *Eoconusphaera jansae* (WIEGAND). Grünbachgraben-Südast (Probe R64).

4b zeigt eine Anhäufung mehrerer Exemplare, die jedoch schon weitgehend zerlegt sind, doch ist 4c an den zerfallenen Latten in mehr oder minder Seitenansicht gerade noch zu erkennen;

4a ist ein in Auflösung befindliches Exemplar in Distalansicht; der Mantel hat sich rundum bereits vom Kern abgelöst; der Kern zeigt einen ovalen Querschnitt, seine locker stehenden Latten sind zwar durch Sekundärwachstum diagenetisch verdickt, ihre ursprüngliche Anordnung in etwa sechs Sektoren läßt sich jedoch noch rekonstruieren.



Tafel 3

Prinsiosphaera triassica JAFAR aus rhätischen Zlambachmergeln der Nördlichen Kalkalpen.

Fig. 1, 2, 4: Röschitzbach NW Mitterndorf, Salzkammergut.

Fig. 3, 6: Grünbachgraben-Nordast bei St. Leonhard, Salzburg.

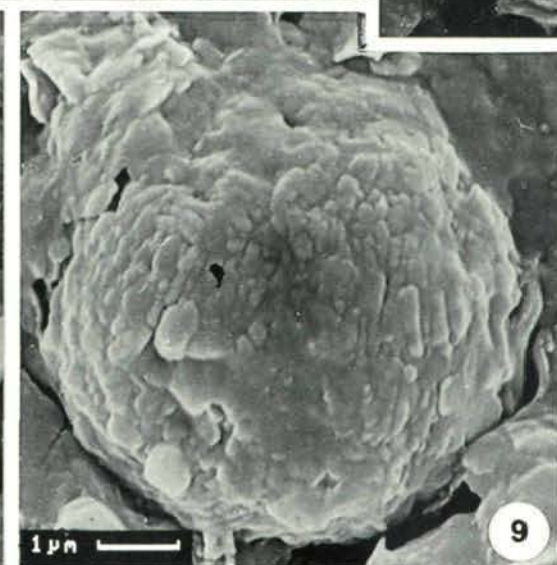
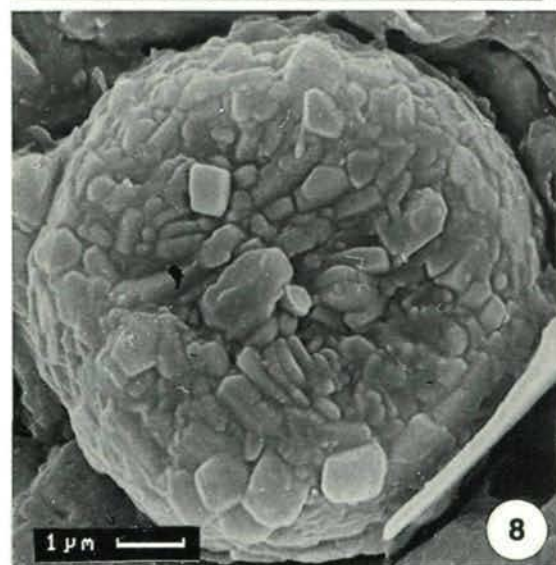
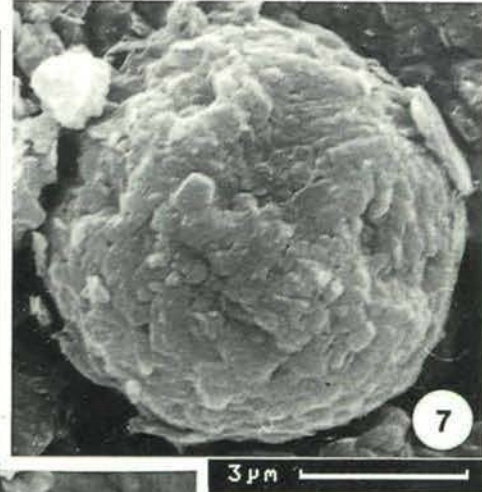
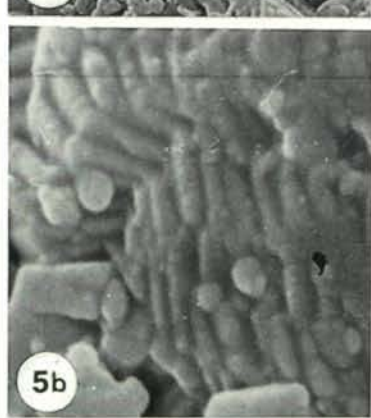
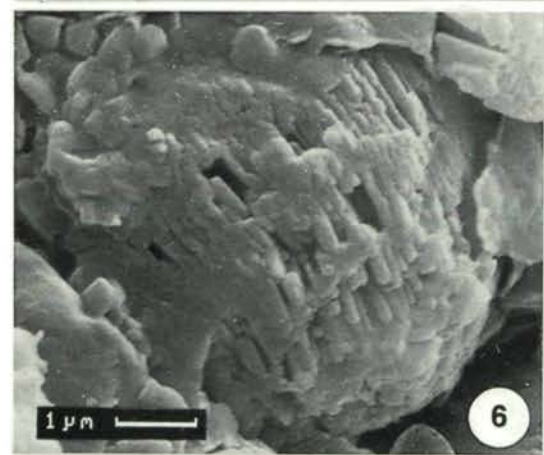
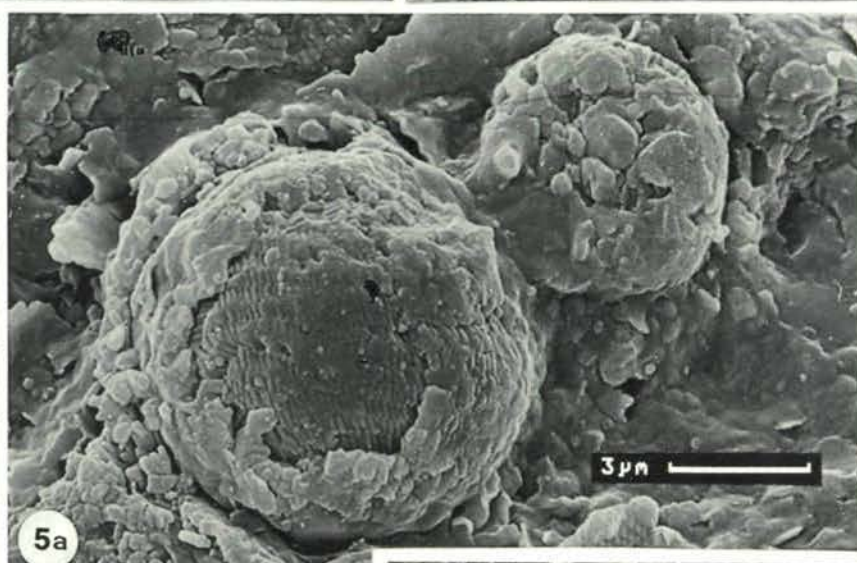
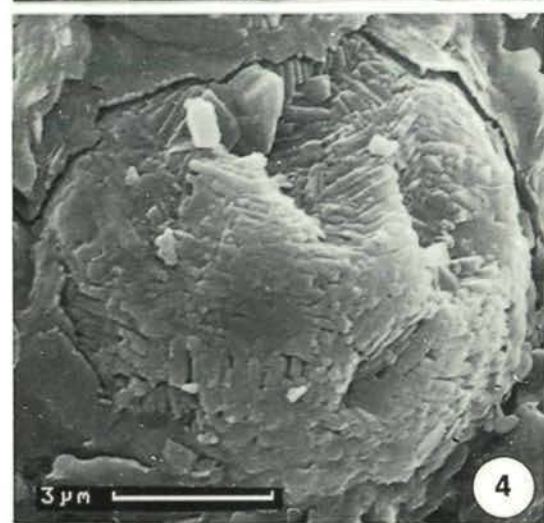
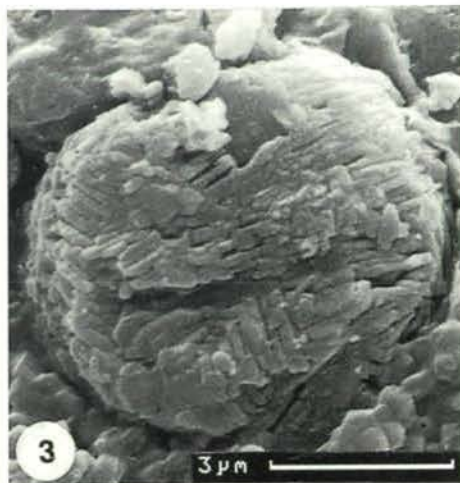
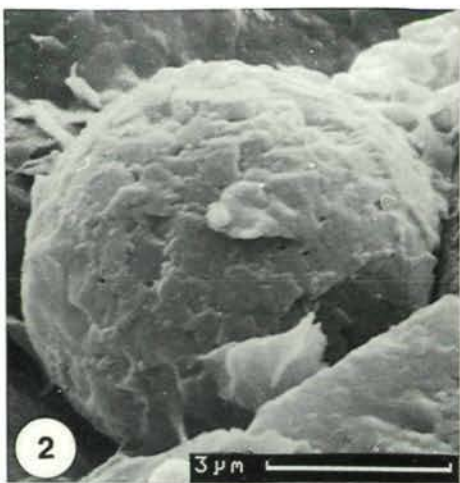
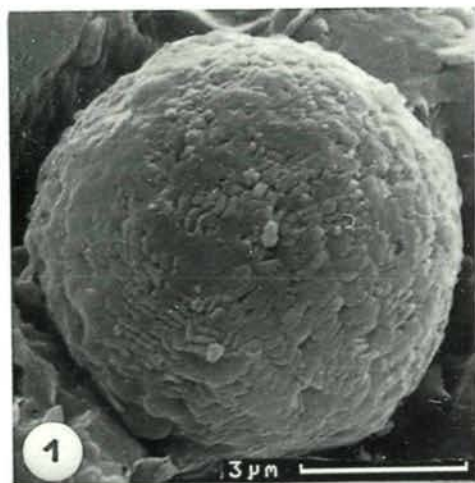
Fig. 5: Roßmoosgraben östlich Bad Goisern, Oberösterreich.

Fig. 7: Plackles/Hohe Wand bei Wr. Neustadt, Niederösterreich.

Fig. 8, 9: Grünbachgraben-Südast, bei St. Leonhard, Salzburg.

Die Figuren 1, 2 haben noch die äußere Wand erhalten, allerdings mit ersten diagenetischen Umwandlungserscheinungen. Fig. 3–6 haben die äußere Wand bereits ganz oder teilweise (5a) verloren, die innere Masse mit den charakteristisch angeordneten Kristallplättchen, teilweise schon stark beschädigt, wird sichtbar. Fig. 7–9 sind bereits diagenetisch sehr stark verändert, die Kristalle sind weitergewachsen und verdickt.

Fig. 5b: vergrößerter Ausschnitt von 5a (linkes Exemplar, linke Hälfte).



DIE FORAMINIFEREN DES OBEREN BUNTSANDSTEINS (RÖT) UND DES UNTEREN MUSCHELKALKS (GERMANISCHE TRIAS: SKYTH, ANIS) IN NORDHESSEN

Joachim Blau, Bernward Wenzel, Michael Senff & Volker Lukas

Mit 2 Abbildungen und 4 Fototafeln

Zusammenfassung:

Aus dem Röt und dem Unteren Muschelkalk Nordhessens werden erstmals Foraminiferen beschrieben. Im Röt erwiesen sich die „Unteren Bunten Schichten“, die „Oberen Bunten Schichten“ und die „Myophorien-Schichten“ als foraminiferenführend. Im Unteren Muschelkalk treten Foraminiferen in nahezu allen arenitischen Kalksteinbänken auf, wie der „Gelben Grenzbank“, den Oolith-Bänken, den Terebratel-Bänken und den Schaumkalk-Bänken. Sowohl im Röt als auch im Unteren Muschelkalk dominieren Sandschaler und einfach aufgebaute Vertreter der Miliolaceae. Kalkschaler sind selten. Sessile Formen sind auf trochitenreiche Kalksteine der Terebratel-Bänke beschränkt.

Abstract:

We describe the first foraminifera from the Röt and the Lower Muschelkalk of Northern Hessen. In the Röt three lithologic horizons yielded foraminifers: (1) “Untere Bunte Schichten”, (2) “Obere Bunte Schichten”, and (3) “Myophorien-Schichten”. In the Lower Muschelkalk the “Gelbe Grenzbank”, the “Oolith-Bänke”, the “Untere Terebratel-Bänke” and the “Schaumkalk-Bänke” yielded foraminifers. The Röt as well as the Muschelkalk faunas are dominated by agglutinated forms and primitive representatives of the Miliolaceae. Calcareous-walled forms are rare. Sessile forms are restricted to the crinoid-rich limestones of the “Terebratel-Bänke”.

1. Einleitung

Obwohl mittlerweile eine Reihe von Arbeiten zur Sedimentologie und Fazies des Röt und besonders des Unteren Muschelkalks in Germanischer Fazies vorliegen, wurde der Foraminifereninhalt dieser Einheiten bis jetzt nicht detailliert untersucht. Den Pionierarbeiten von BORNE-MANN (1885) und HOHENSTEIN (1913) aus dem Muschelkalk Germanischer Fazies stehen eine ganze Reihe von Arbeiten über gleich alte Foraminiferen des Tethys-Raumes (zusammenfassend z.B. ZANINETTI, 1976) oder des im nahen Einflußbereich der Tethys liegenden polnischen Röt und Muschelkalks (z.B. GAZDZICKI et al., 1975) gegenüber.

Im Rahmen zweier Dissertationen über den Röt und den Unteren Muschelkalk an den Gießener geologischen Instituten (LUKAS, 1989; WENZEL, in prep.) wurde umfangreiches Proben-

material gesammelt, wobei sich eine Reihe von Dünnschliffen als foraminiferenführend erwiesen. Diese Proben, sowie Material, welches durch einen der Autoren (M. S.) im Sommer 1993 aufgesammelt wurde, sind Grundlage der vorliegenden Arbeit.

2. Die Skyth/Anis-Grenze

Die Skyth/Anis-Grenze im Germanischen Faziesraum ist bis jetzt noch nicht fixiert und soll hier auch nicht weiter diskutiert werden. Unstrittig ist, daß diese Grenze im Röt liegt. Nach KOZUR (1974) liegt sie in den sog. Oberen Bunten Schichten (vgl. Abb. 2). REITZ (1985) dagegen legt die Grenze in die Grauen Schichten, nach dieser Auffassung würde praktisch das gesamte Röt in das Anis gehören.

3. Paläogeographie des Röt und des Unteren Muschelkalks

Durch die Ingression des Rötmeeres über die Ostkarpatenpforte wurde das Germanische Becken mit einem flachen Meer überflutet. Während in Polen marine Karbonate und teilweise salinar beeinflusste Pelite abgelagert wurden (SENKOWICZOWA, 1965; GAJEWSKA & SZYPERKO-SLIWCZYNSKA, 1976), dominierte im Zentrum des Germanischen Beckens eine vornehmlich kontinental-lakustrine und salinare Sedimentation das Ablagerungsgeschehen (ZIEGLER, 1982). Im süddeutschen Raum bestimmten während des Röt vornehmlich fluviatile Sedimentationsprozesse mit z. T. bodenbildenden Omissionsphasen die Ablagerung (DACHROTH, 1988; WURM et al., 1989). Diese wurden nach Norden sukzessiv von feinklastischen Sedimenten ab-

gelöst, die in einem salinaren Flachmeer bzw. einer playaartigen Umgebung abgelagert wurden. Die vornehmlich tonig-mergelige Playa-Sedimentation wurde kurzzeitig von marin beeinflussten Ingressionen unterbrochen.

Während der Transgression des Muschelkalkmeeres wurde das Germanische Becken von einem Flachmeer bis in den süddeutschen Raum überflutet. Während im tieferen Unteren Muschelkalk eine Anbindung zur Tethys über die Ostkarpatenpforte bestand (Abb. 1), öffnete sich im höheren Unteren Muschelkalk mit der Oberschlesisch-Mährischen Pforte eine zusätzliche Verbindung. Dies führte zu verbesserten Ablagerungsbedingungen auf einer im hessischen Raum entwickelten Karbonatrampe (LUKAS, 1989). Mit Beginn des Mittleren Muschelkalks wurde die Frischwasserzufuhr unterbrochen und salinare Gesteine sedimentiert.

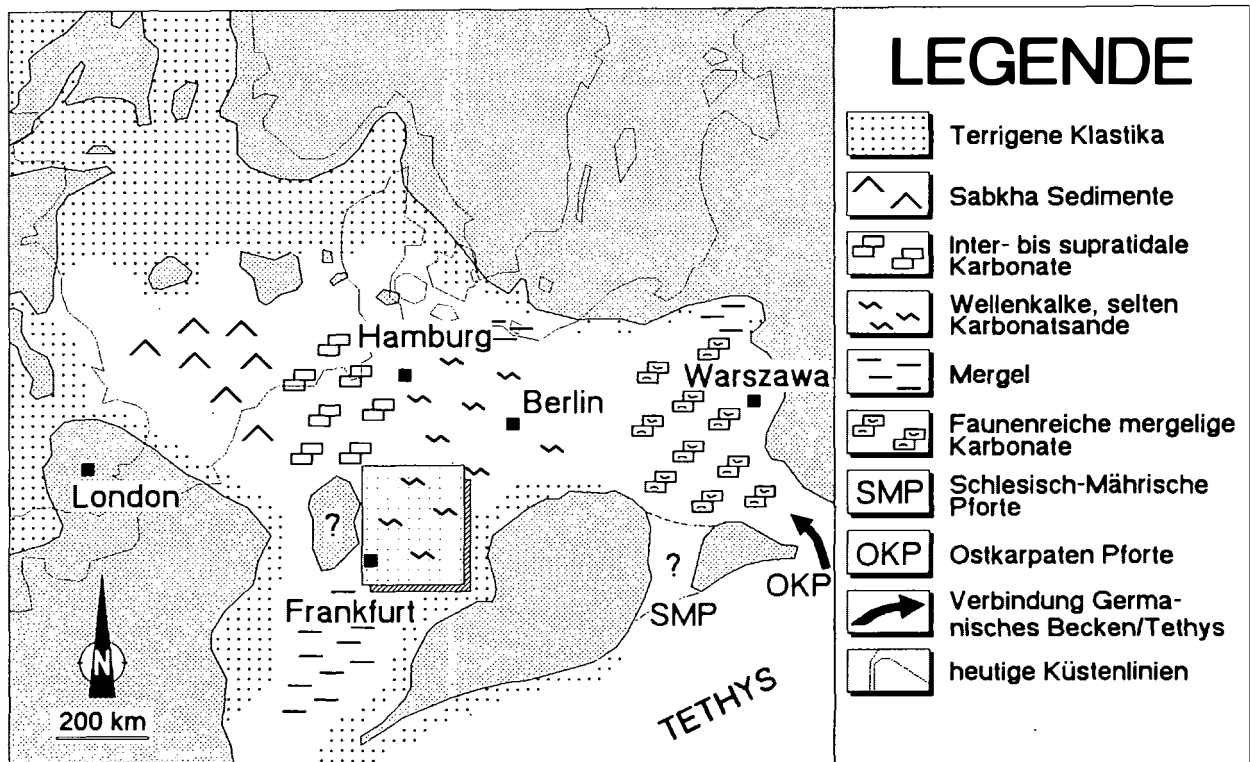


Abb. 1: Paläogeographie und Ablagerungsmilieu zur Zeit des tieferen Unteren Muschelkalks (nach LUKAS, 1991). Der Rahmen zeigt das Arbeitsgebiet.

4. Lithologie des Röt und Vorkommen der Foraminiferen

Das nordosthessische Gebiet um Eschwege nimmt zwischen dem Beckenzentrum und der süddeutschen Randfazies eine vermittelnde Stellung ein. Der etwa 100 m bis 105 m mächtige Röt kann in 5 lithologisch-fazielle Einheiten gegliedert werden (Abb. 2).

Die Röt-Schichtenfolge in Nordosthessen wird durch tonig-mergelige und evaporitische Gesteine aufgebaut, denen geringmächtige, teilweise foraminiferenführende, siliziklastische und karbonatische Gesteine eingeschaltet sind. Aufgrund der relativen Horizontbeständigkeit ist eine überregionale lithostratigraphische Korrelation einzelner Schichten mit denen aus Südniedersachsen und Thüringen teilweise möglich (PASSARGE, 1891; HINZE, 1967; LANGBEIN & SEIDEL, 1976).

Die ersten Foraminiferen treten mit *Ammodiscus parapriscus*, *Glomospirella* sp., *Cyclogyra* aff. *mahajeri*, ? *Ophthalmidium* sp. und ? *Lenticulina* sp. in den „Unteren Bunten Schichten“, und zwar in einem siltigen Dolomitstein bzw. einem peloidführenden Feinsandstein auf. Häufiger finden sich Foraminiferen in der 1. Sandsteinbank (vgl. Abb. 2), einem wechselnd stark ooid- und peloidführenden Gestein, das weiterhin durch das gehäufte Vorkommen von *Costatoria costata* ZENKER charakterisiert ist. Im oberen Teil der „Unteren Bunten Schichten“ wurden nur ganz vereinzelt Foraminiferen in einem siltigen Dolomitstein festgestellt.

In den „Oberen Bunten Schichten“ finden sich Foraminiferen (*Meandrospira* sp. 1 n. sp.) ausschließlich im oberen Teil der Schichtenfolge, und zwar in gelben, teilweise bioturbaten Dolomitsteinen, die u.a. *Myophoria vulgaris* SCHLOTHEIM, *Costatoria costata* ZENKER, Gastropoden und Fischschuppen führen.

Die „Myophorien-Schichten“ bestehen im unteren Teil aus grauen Ton-Mergelsteinen und im oberen Teil aus gelben Dolomitsteinen. Vereinzelt sind den Dolomitsteinen bis 2 cm mächtige Detrituskalksteine zwischengeschaltet, die gelegentlich Foraminiferen führen. Daneben

treten in den Dolomitsteinen *Myophoria vulgaris* SCHLOTHEIM, *Lingula* sp., Fischschuppen und andere Vertebratenreste auf.

Das Vorkommen der Röt-Foraminiferen korreliert mit dem Vordringen mariner Ingressionen in den nordosthessischen Raum. Die marine Entwicklung erreichte im basalen Teil der „Unteren Bunten Schichten“ ein relatives Maximum. In der Folgezeit bestimmte eine mehr kontinental-terrestrische Entwicklung das Sedimentationsgeschehen. Erst im oberen Abschnitt der „Oberen Bunten Schichten“ dokumentiert sich in den foraminiferenführenden Dolomitsteinen ein erneuter mariner Einfluß, der das allmähliche Vorrücken der Muschelkalkmeeres anzeigt.

5. Lithologie des Unteren Muschelkalks und Vorkommen der Foraminiferen

Der etwa 100 m bis 110 m mächtige Untere Muschelkalk wird aus wechselnd stark bioturbaten Mudstones (Wellenkalksteine) aufgebaut. Die Wellenkalksteine des Unteren Muschelkalks dokumentieren insgesamt Ablagerungen eines „subtidalen“ Milieus im Bereich der Wellenbasis (LUKAS, 1991). Unterbrochen wird diese monotone Kalkschlammsedimentation durch bodenaufwühlende Sturmereignisse, die zur Bildung von Tempestiten führten. Omissionsphasen sind häufig durch Fest- und Hartgrund-Bildungen gekennzeichnet. Die Schill-Detrituskalksteine und intraklastführenden Kalksteine bauen vornehmlich die sog. Leitbänke, die Oolith-Bänke, die Terebratel-Bänke und die Schaumkalk-Bänke auf (HAGDORN et al., 1987).

Die Verbreitung von Foraminiferen im Unteren Muschelkalk Hessens konzentriert sich auf die Leitbänke bzw. geringmächtige arenitische Kalksteine, die allenthalben den Wellenkalksteinen zwischengeschaltet sind (Abb. 2).

Über den Dolomitsteinen der „Myophorien-Schichten“ setzt der Untere Muschelkalk nach BUSSE (1980) mit der sog. „Gelben Grenzbank“, einem gradierten, intraklastführenden Kalkstein

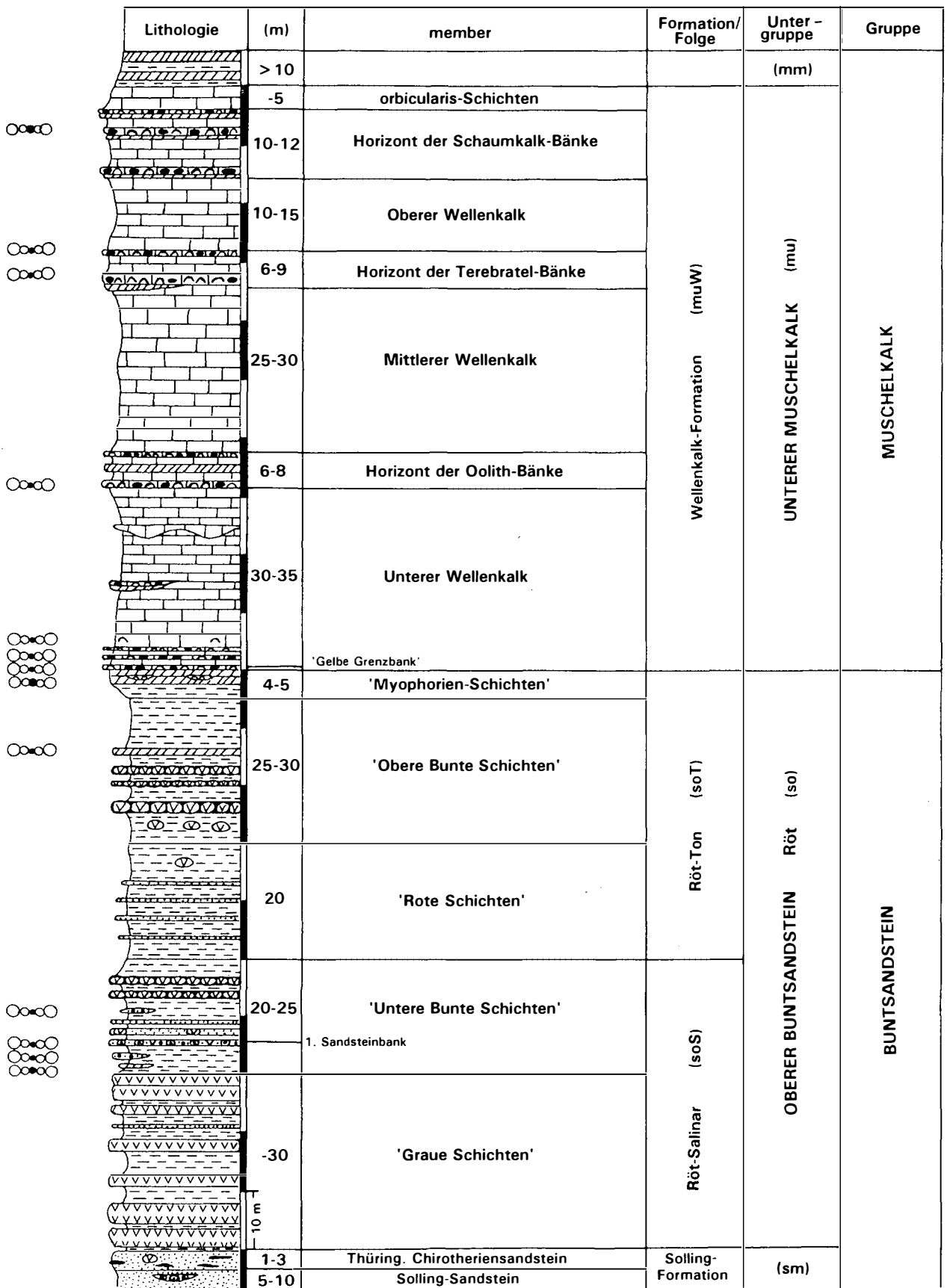


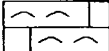

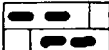

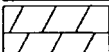

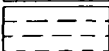


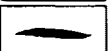

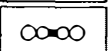


Abb. 2: Kompiliertes Säulenprofil des Oberen Buntsandsteins und Unteren Muschelkalks im Arbeitsgebiet.

LEGENDE ZU ABBILDUNG 2

	Wellenkalkstein		Gipssteinknollen
	Schill-Detrituskalkstein		Sandstein/Siltstein/Quarzit
	Intraklaste		Ooide
	Dolomitstein		Peloide
	Ton-Mergelstein		Pisoide
	Gipsstein		Karneole
	Knollengipsstein		Foraminiferenfunde

ein, der ebenfalls Foraminiferen führt. Überlagert wird dieser von Wellenkalksteinen, die unterschiedlich intensiv von rhizocorallinen Spreitenbauten durchwühlt sind und denen wiederholt intraklastreiche und foraminiferenführende Kalksteinbänke zwischengeschaltet sind. Aus diesen basalen Schichten konnten *Lingulina* sp., *Glomospirella* sp.? und *Glomospira* aff. *kuthani* bestimmt werden.

Eine selektive Anreicherung von Foraminiferen in den geringmächtigen Schill-Detrituskalksteinen im basalen Teil des Unteren Muschelkalks kann auf synsedimentäre Umlagerungsprozesse z.B. im Zuge von Sturmweatherlagen zurückgeführt werden. Das konzentrierte Auftreten von Foraminiferen innerhalb der Karbonatsande der Leitbänke resultiert vermutlich aus den vergleichsweise günstigen ökologischen Bedingungen während der Sedimentation dieser Bänke.

6. Systematik

Unterklasse Foraminifera EICHWALD, 1830
 Ordnung Textulariida LANKESTER, 1885
 Gattung *Ammodiscus* REUSS, 1862

***Ammodiscus parapriscus* Ho, 1959**
 (Taf. 1, Fig. 13–16; ? Taf. 2, Fig. 16–18)

- *1959 *Ammodiscus parapriscus* HO sp. nov. – HO, S. 408; Taf. 2, Fig. 3–6.
- 1972 *Ammodiscus* ? aff. *A. parapriscus* HO – BRÖNNIMANN, ZANINETTI, BOZORGNIA & HUBER, S. 8; Taf. 4, Fig. 1–4, 6, 7, 9, 10, 12–15.
- 1976 *Ammodiscus parapriscus* HO – ZANINETTI, S. 89; Taf. 2, Fig. 1, 2.
- 1978 *Ammodiscus parapriscus* HO – DAGER, Taf. 1, Fig. 1.
- 1983 *Ammodiscus parapriscus* HO – SALAJ, BORZA & SAMUEL, S. 61; Taf. 1, Fig. 2; Taf. 6, Fig. 3–8.
- 1987 *Ammodiscus* cf. *parapriscus* HO – ORAVECZ-SCHEFFER, Taf. 12, Fig. 3, 13.
- ?1988 *Ammodiscus parapriscus* HO – KUSS, Taf. 17, Fig. 3, 4.

Bemerkungen: Unsere Formen unterscheiden sich von den von HO abgebildeten Formen durch den geringeren Zuwachs des Durchmes-

sers der zweiten Kammer pro Umgang. Aus diesem Grund werden die Exemplare zu Taf. 2, Fig. 16–18 mit Fragezeichen zu *A. parapriscus* gestellt. Am besten läßt sich das von uns auf Taf. 1, Fig. 16 abgebildete Exemplar mit den Formen vergleichen. Mit unseren Formen vergleichbare Morphotypen werden z. B. von DAGER (1978: Taf. 1, Fig. 1) und ORAVECZ-SCHEFFER (1987: Taf. 12, Fig. 3) zu *A. parapriscus* gestellt.

Prinzipiell erscheint es schwierig, in den vorliegenden diagenetisch stark beeinträchtigten Karbonaten zwischen den Genera *Ammodiscus* und *Cyclogyra* zu differenzieren. Soweit unsere Schliffe Aussagen zu dieser Problematik zulassen, ist die Wandsubstanz bei den von uns zu *Cyclogyra* gestellten Formen feinkörniger als bei *Ammodiscus*.

Vorkommen: *Ammodiscus parapriscus* ist bisher vor allem aus verschiedenen Teilen Asiens beschrieben worden, so aus Süd-Szechuan (China), dem Elburs-Gebirge (Iran), der nordwestlichen Türkei und der Sinai-Halbinsel (Ägypten). Europäische Fundstätten sind die Westkarpaten und das Transdanubische Gebirge Ungarns (Tethys).

Gattung *Glomospira* RZEHAJ, 1885

Glomospira aff. *kuthani*

(SALAJ, in SALAJ, BIELY & BYSTRYCKY, 1967)

(Taf. 2, Fig. 1–5)

Bemerkungen: *Glomospira* aff. *kuthani* zeichnet sich durch einen relativ großen Durchmesser des Deuteroloculus aus. Das von uns auf Taf. 2, Fig. 1, abgebildete Exemplar läßt sich mit dem von SALAJ, BIELY & BYSTRYCKY (1967) auf Taf. 3, Fig. 5, abgebildeten Exemplar vergleichen, zeigt aber im Gegensatz zu diesem weniger Deuteroloculuswindungen. Bei *Glomospira densa* PANTIC ist das Deuteroloculuslumen weniger weit und die Form hat wesentlich mehr Windungen als die von uns abgebildeten Exemplare und als *Glomospira kuthani*. Nach SALAJ, BIELY &

BYSTRYCKY (1967) kommt *G. kuthani* nur im Karn vor.

Glomospira roesingi n. sp.

(Taf. 2, Fig. 6–15, ? Taf. 4, Fig. 11)

1975 *Glomospira* sp. A – GAZDZICKI, TRAMMER & ZAWIDZKA, S. 288; Taf. 1, Fig. 6–8.

Holotyp: Das Exemplar zu Taf. 2, Fig. 6; Schliffnummer KI 15, Slg. V. LUKAS, aufbewahrt am Institut für Geowissenschaften und Lithosphärenforschung Gießen.

Derivatio nominis: Dr. Franz RÖSING gewidmet, der die Autoren in Problemstellungen der Germanischen Trias eingeführt hat.

Stratum typicum: Horizont der Oolith-Bänke.

Locus typicus: Alter Steinbruch Kirchberg, Blatt 4925 Sontra, R: 356609 H: 566268.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Glomospira* mit folgenden Besonderheiten: maximal 4,5 bis 5 Windungen, wobei die zweite Kammer höchstens für einen halben Umgang in einer Ebene bleibt. Der Umriß im Querschnitt ist bei guten Schnittlagen mehr oder weniger rund.

Vergleiche: Von den bereits bekannten *Glomospiren* unterscheidet sich unsere Form vor allem durch den in guten Schnittlagen mehr oder minder runden Umriß. Dagegen hat *G. sinensis* HO einen ovalen Umriß. *G. tenuifistula* HO mit einem runden Umriß hat mehr Umgänge der zweiten Kammer als unsere Form.

Vorkommen: Unsere Form ist bis jetzt nur aus dem deutschen und polnischen Muschelkalk bekannt.

Gattung *Glomospirella* PLUMMER, 1945

Glomospirella triphonensis

BAUD, ZANINETTI & BRÖNNIMANN, 1971

(Taf. 4, Fig. 2–5)

?1957 *Hemigordius* (?) sp. A – AUROUZE & YAPAUDJIAN, S. 322; Fig. 1–3.

- 1971 *Hemigordius* sp. – PREMOLI-SILVA, Taf. 30, Fig. 2–4, ? 6.
- *1971 *Glomospirella triphonensis* n. sp. – BAUD, ZANINETTI & BRÖNNIMANN, S. 82; Taf. 3, Fig. 1–12.
- 1972 *Glomospirella triphonensis* BAUD, ZANINETTI & BRÖNNIMANN – BRÖNNIMANN, ZANINETTI, BOZORGNIA & HUBER, S. 13; Taf. 1, Fig. 1, 2, 4–7, 15–19; Taf. 2, Fig. 1–12; Taf. 3, Fig. 11, 12, 14–22; Text-Fig. 4 A–K. (Mit ausführlicher Synonymieliste bis 1971).
- 1975 „Foraminifere im Schaumkalk“ – KOLB, S. 1434; Abb. 10.
- 1976 *Glomospirella triphonensis* BAUD, ZANINETTI & BRÖNNIMANN – ZANINETTI, S. 104; Taf. 3, Fig. 4, 5, 11. (Mit ausführlicher Synonymieliste bis 1974).
- 1977 *Glomospirella triphonensis* BAUD, ZANINETTI & BRÖNNIMANN – PANTIC – PRODANOVIC & RADOSEVIC, Taf. 2, Fig. 10–11.

Bemerkungen: Die Gehäuse von *Glomospirella triphonensis* besitzen einen streptospiralen Anfangsteil mit zwei bis drei Windungen und ein planispirales Adultteil mit drei bis vier Windungen. Unsere Exemplare lassen sich gut mit den aus der Literatur bekannten Formen vergleichen. KOLB (1975: Abb. 10) bildet eine „Foraminifere im Schaumkalk“ ab, die wir aufgrund ihrer Morphologie ebenfalls zu *Glomospirella triphonensis* stellen. Wahrscheinlich auch zu dieser Art gehört die 1957 von AUROUZE & YAPAUDJIAN als *Hemigordius* (?) sp. A abgebildete Form. Insbesondere die von diesen Autoren auf Abb. 3 dargestellte Form entspricht sehr gut unseren Exemplaren.

Vorkommen: Die Art ist bisher vornehmlich aus Bereichen der ehemaligen Tethys (Préalpes Médiannes Rigides, Südalpen, Arlberg, Dinariiden) beschrieben worden, konnte aber auch aus dem Zentral- und Ost-Elburs sowie dem Kaukasus nachgewiesen werden (vgl. ZANINETTI, 1976). Unsere Formen stammen aus der Unteren Terebratelbank sowie dem Horizont der Schaumkalk-Bänke des Unteren Muschelkalks.

Glomospirella grandis
(SALAJ, in SALAJ, BIELY & BYSTRYCKY, 1967)
(Taf. 3, Fig. 1–9)

- *1967 *Pilamina grandis* SALAJ, nov. sp. – SALAJ, in SALAJ, BIELY & BYSTRYCKY, S. 123; Taf. 3, Fig. 4.
- 1967 *Pilamina semiplana* PANTIC – SALAJ, BIELY & BYSTRYCKY, Taf. 3, Fig. 3.
- 1970 *Glomospirella* sp. (*G. grandis* SALAJ) – PAPP & TURNOVSKY, Taf. 22, Fig. 1, 2.
- 1971 *Glomospirella* aff. *grandis* (SALAJ) – BAUD, ZANINETTI & BRÖNNIMANN, S. 81; Taf. 1, Fig. 6–9.
- 1971 *Glomospirella grandis* (SALAJ, 1967) – PREMOLI-SILVA; S. 326; Taf. 22, Fig. 1, 2, 5, 7.
- 1971 *Glomospirella semiplana* (KOCHANSKY-DEVIDÉ & PANTIC, 1965) – PREMOLI-SILVA, S. 327; Taf. 22, Fig. 6.
- ?1973b *Glomospirella grandis* (SALAJ, BIELY & BYSTRYCKY, 1967) – BRÖNNIMANN, CADET & ZANINETTI, S. 466; Taf. 47, Fig. 1–2).
- 1973 *Glomospirella grandis* (SALAJ) – GLAZEK, TRAMMER & ZAWIDZKA, Taf. 1, Fig. 2a, 3b; Taf. 2, Fig. 2.
- 1973 *Glomospirella* cf. *grandis* (SALAJ) – GLAZEK, TRAMMER & ZAWIDZKA, Taf. 2, Fig. 3.
- 1975 *Glomospirella grandis* (SALAJ) – GAZDZICKI, TRAMMER & ZAWIDZKA, Taf. 2, Fig. 1–2.
- 1975 *Glomospirella* cf. *grandis* (SALAJ) – GAZDZICKI, TRAMMER & ZAWIDZKA, Taf. 2, Fig. 3–4.
- 1975 *Glomospirella* sp. GAZDZICKI, TRAMMER & ZAWIDZKA, Taf. 3, Fig. 13–14.
- 1976 *Glomospirella grandis* (SALAJ) – ZANINETTI, S. 101; Taf. 2, Fig. 26. (Mit ausführlicher Synonymieliste bis 1975).
- 1977 *Glomospirella grandis* (SALAJ) – GAZDZICKI & SMIT, Taf. 4, Fig. 2.
- 1977 *Glomospirella grandis* (SALAJ) – PANTIC-PRODANOVIC & RADOSEVIC, Taf. 4, Fig. 3, 4.
- 1978b *Glomospirella grandis* (SALAJ), 1967 – DAGER, S. 50; Taf. 1, Fig. 3.

- 1983 *Pilamminella grandis* (SALAJ, in SALAJ, BIELY & BYSTRYCKY, 1967) – SALAJ, BORZA & SAMUEL, S. 68; Taf. 12, Fig. 1–2.
- 1983 *Pilamminella semiplana* (KOCHANSKY-DEVIDÉ & PANTIC, 1966) – SALAJ, BORZA & SAMUEL, S. 69; Taf. 12, Fig. 3–4.
- 1984 *Glomospirella grandis* (SALAJ) – HE YAN, Taf. 1, Fig. 8, 12.

Bemerkungen: Die Art wird in vorliegender Arbeit, ähnlich ZANINETTI (1976), relativ weit gefaßt. *G. grandis* zeigt auf den Abbildungen in der Originalbeschreibung einen etwas geringeren Durchmesser des Deuteroloculuslumens als unsere Exemplare. Gut mit diesen englumigen Vertretern korrespondiert unser Exemplar zu Taf. 3, Fig. 4. Weitgehende Übereinstimmung in den Gehäuseparametern zeigen unsere Exemplare mit den von BAUD et al. (1971) und den von GAZDZICKI et al. (1975) abgebildeten Exemplaren. Auch diese besitzen ein etwas weiteres Deuteroloculuslumen. In diesem Zusammenhang muß auch festgehalten werden, daß durch Schnittlagen, die nicht genau parallel zur Gehäuseachse verlaufen, ein weiteres Lumen vorgetäuscht werden kann. Die Gehäuse unserer Formen sind primär kalkig agglutiniert. Allerdings ist die ursprüngliche Struktur sicherlich diagenetisch überprägt.

Vorkommen: *Glomospirella grandis* ist in der europäischen Trias weit verbreitet. Es liegen Fundangaben aus der Tethys (Nördliche Kalkalpen, Südalpen, Westkarpaten, jugoslawische Trias, Préalpes Médiannes) sowie der Germanischen Trias (polnischer Muschelkalk) vor. Weiters kommt die Art in der Trias der nordwestlichen Türkei und der malayischen Halbinsel vor.

***Glomospirella* sp.**
(Taf. 1, Fig. 12)

Bemerkungen: Das Exemplar zeigt einen schlecht erhaltenen streptospiralen Anfangsteil

und einen planspiralen Adultteil und ist aufgrund seiner Erhaltung keiner bekannten Art zuzuordnen.

Gattung *Reophax* MONTFORT, 1808
***Reophax* sp.**
(Taf. 4, Fig. 12–13)

Bemerkungen: Mit unseren Schnittlagen vergleichbare Formen bilden BRÖNNIMANN et al. (1973a: Taf. 22, Fig. 5–7) unter dem Namen *Reophax* sp. ab. Eine genauere Zuordnung ist nicht möglich.

Ordnung Tournayellida
HOHENEGGER & PILLER, 1976
Unterordnung Miliolina
DELAGE & HEROUARD, 1896

Gattung *Cyclogyra* WOOD, 1842
Cyclogyra* aff. *mahajeri
BRÖNNIMANN, ZANINETTI & BOZORGNIA, 1972
(Taf. 1, Fig. 5–10)

- *1972 *Cyclogyra* ? *mahajeri* BRÖNNIMANN, ZANINETTI & BOZORGNIA, n. sp. – BRÖNNIMANN, ZANINETTI & BOZORGNIA, S. 869; Taf. 3, Fig. 8, 9, 11–15; Taf. 4, Fig. 2, 4 ?, 8, 10, 11 ?, 18, 19; Text-Fig. 2 A-I.
- 1976 *Cyclogyra* ? *mahajeri* BRÖNNIMANN, ZANINETTI & BOZORGNIA – ZANINETTI, S. 133; Taf. 1, Fig. 3, 4.
- 1978 *Cyclogyra mahajeri* BRÖNNIMANN, ZANINETTI & BOZORGNIA – DAGER, Taf. 2, Fig. 3, 4.
- 1986 *Cyclogyra* ? *mahajeri* BRÖNNIMANN et al. – GOCZAN, ORAVECZ-SCHEFFER & SZABO, Taf. 8, Fig. 8.
- 1987 *Cyclogyra* ? *mahajeri* BRÖNNIMANN et al. – ORAVECZ-SCHEFFER, Taf. 1, Fig. 2, 3, 10, 11, 14–18, 20; Taf. 3, Fig. 1–13; Taf. 4, Fig. 1–4; Taf. 5, Fig. 1, 2.

Bemerkungen: Auf die Problematik der Differenzierung zwischen *Cyclogyra* und *Ammodiscus* wurde bereits hingewiesen. Wir haben solche Formen zu *Cyclogyra* gestellt, bei denen die Wandsubstanz im Schliff sehr feinkörnig erscheint. Der Durchmesser der zweiten Kammer der von uns als *Cyclogyra* aff. *mahajeri* bestimmten Formen ist größer als der der zu *Ammodiscus parapriscus* gestellten Formen. Das auf Taf. 1, Fig. 6 abgebildete Exemplar korrespondiert sehr gut mit den von BRÖNNIMANN, ZANINETTI & BOZORGNIA (1972) auf Taf. 4, Fig. 10-11 abgebildeten Exemplaren. Das Exemplar zu Taf. 1, Fig. 7 läßt sich gut mit dem von BRÖNNIMANN, ZANINETTI & BOZORGNIA (1972) auf Taf. 4, Fig. 18 abgebildeten Exemplar vergleichen.

Vorkommen: Die Art wurde in den italienischen Dolomiten, im Elburs-Gebirge (Iran), Taurus-Gebirge (Türkei) und Transdanubischen Gebirge (Ungarn) gefunden.

Gattung *Meandrospira*
 LOEBLICH & TAPPAN, 1946
Meandrospira sp. 1 n. sp.
 (Taf. 1, Fig. 1-4)

Bemerkungen: Die auf Taf. 1, Fig. 1-4 abgebildeten Formen stellen wir zur Gattung *Meandrospira*. Für diese Gattung sprechen insbesondere die Schnittlagen von Taf. 1, Fig. 1 (vgl. KOCHANSKY-DEVIDÉ & PANTIC (1966: Fig. 1b), sowie von Taf. 1, Fig. 2 (vgl. KOCHANSKY-DEVIDÉ & PANTIC (1966: Fig. 1c, e). Es handelt sich um eine in der Literatur noch nicht beschriebene Form. Für eine exakte Diagnose liegen uns allerdings nicht genügend Schnittlagen vor.

Gattung *Arenovidalina* Ho, 1959
Arenovidalina (?) *chialingchiangensis*
 Ho, 1959
 (Taf. 4, Fig. 7-9)

- * 1959 *Arenovidalina chialingchiangensis* Ho gen. et sp. nov. – HO, S. 414; Taf. 7, Fig. 13-28.
- 1959 *Arenovidalina chialingchiangensis* var. *major* HO var. nov. – HO, S. 415; Taf. 7, Fig. 1-3.
- 1959 *Arenovidalina chialingchiangensis* var. *rhombea* HO var. nov. – HO, S. 415; Taf. 7, Fig. 4-9.
- ? 1962 *Involutina* – COUREL, S. 199, Abb. e.
- 1966 *Arenovidalina indosinica* forma *minima* – LIEM, S. 39; Taf. 1, Fig. 6-7.
- 1973 *Hemigordius chialingchiangensis* (HO) – GAZDZICKI & ZAWIDZKA, Taf. 1, Fig. 1, 2.
- 1976 *Ophthalmidium* ? *chialingchiangensis* (HO) – ZANINETTI, S. 142; Taf. 3, Fig. 6-10. (Mit ausführlicher Synonymieliste bis 1975).
- 1983 „*Arenovidalina chialingchiangensis*“ HO, 1959 – KRISTAN-TOLLMANN, S. 296; Abb. 1, Fig. 10-12.
- 1983 *Arenovidalina chialingchiangensis* HO, 1959 – SALAJ, BORZA & SAMUEL, S. 68; Taf. 107, Fig. 1-20, Taf. 72; Fig. 6c.

Bemerkungen: Uns liegen mehrere Exemplare vor, welche sich gut mit den von HO (1959) gegebenen Abbildungen vergleichen lassen. KRISTAN-TOLLMANN (1983) beschreibt erstmals körperlich erhaltene Vertreter und äußert die Vermutung, daß es sich bei *Arenovidalina* auch um diagenetisch veränderte *Angulodiscus* handeln könne. Unsere Exemplare lassen zu dieser Fragestellung keine Aussage zu, wir verweisen hier auf die Diskussion der Involutiniden in PILLER (1978).

Vorkommen: *Arenovidalina chialingchiangensis* ist in der europäischen Trias äußerst weit verbreitet und von einer Vielzahl von Lokalitäten bekannt. Im asiatischen Raum liegen Fund-

berichte aus dem Kaukasus und Süd-Szechuan (China) vor.

Gattung *Planiinvoluta* LEISCHNER, 1961
Planiinvoluta deflexa LEISCHNER, 1961
(Taf. 4, Fig. 1)

- * 1961 *Planiinvoluta deflexa* n.g. n.sp. – LEISCHNER, S. 12; Taf. 10, Fig. 15–22; Taf. 12, Fig. 7b, 8b.
- 1969 *Planiinvoluta deflexa* LEISCHNER, 1961 – KOEHN-ZANINETTI, S. 60; Text-Fig. 12A-C.
- ? 1973 *Planiinvoluta deflexa* LEISCHNER – GAZDZICKI & ZAWIDZKA, Taf. 6, Fig. 5–6.
- 1974 *Planiinvoluta deflexa* LEISCHNER, 1961 – GAZDZICKI, S. 57; Taf. 43, Fig. 4–7.
- pars 1983 *Planiinvoluta deflexa* LEISCHNER, 1961 – SALAJ, BORZA & SAMUEL, S. 105; Taf. 62, Fig. 3–4, 7–10.
- ? 1983 *Planiinvoluta irregularis* n. sp. – SALAJ, BORZA & SAMUEL, S. 106; Taf. 62, Fig. 11–13; Taf. 63, Fig. 1–7.

Bemerkungen: Das abgebildete Exemplar stimmt in den Maßen sehr gut mit den von LEISCHNER (1961: 12) angegebenen Werten überein. Die unterschiedliche Größe ist nach unseren Beobachtungen das einzige Merkmal, anhand dessen sich bei ungünstigen Schnittlagen *P. deflexa* LEISCHNER von *P. carinata* LEISCHNER unterscheiden läßt.

Genus *Ophthalmidium*
KÜBLER & ZWINGLI, 1870
? *Ophthalmidium* sp.
(Taf. 1, Fig. 11)

Bemerkungen: Das abgebildete Exemplar liegt in einer ungünstigen Schnittlage vor. Darüber

hinaus ist es die einzige Form in unserem Material, die sich der Gattung *Ophthalmidium* zuordnen ließ. Die Bestimmung wird deshalb mit einem Fragezeichen versehen.

Unterordnung Lagenina
DELAGE & HEROUARD, 1896

Gattung *Nodosaria* LAMARCK, 1812
Nodosaria sp.
(Taf. 4, Fig. 15, 16)

Bemerkungen: Diese Formen lassen sich unseres Erachtens nur auf generischer Basis bestimmen, da im Dünnschliff zu viele Informationen über die Gehäuseskulptur verlorengehen. Trotzdem ist es wichtig, auch solche Formen abzubilden, da ihr Auftreten möglicherweise palökologische Aussagen zuläßt.

Gattung *Lingulina* D'ORBIGNY, 1826
Lingulina sp.
(Taf. 4, Fig. 6)

Bemerkungen: Es liegt uns ein Exemplar vor, welches sich aufgrund der Morphologie der Gattung *Lingulina* zuordnen läßt. Es gilt aber auch hier, daß in Schliffen zu viele Gehäuseparameter verlorengehen, als daß eine Bestimmung auf Artniveau möglich wäre.

7. Resümee

Die bis jetzt gefundene Foraminiferenfauna des hessischen Muschelkalks besteht zum überwiegenden Teil aus Formen, die bereits aus dem polnischen Muschelkalk sowie aus der Tethys bekannt sind. Solche Formen legte TRAMMER (1973: 574) zugrunde, als er feststellte daß „it may be stated, that from the paleobiogeographical point of view, the area of Poland was

connected more closely with the Alpine province than with the German province during the Lower Muschelkalk times“.

Im Unteren Muschelkalk stand der hessisch-thüringische Raum über die schlesisch-mährische und die Ostkarpatenpforte mit der Tethys in Verbindung. Allein aufgrund seiner paläogeographischen Lage sollten deshalb im polnischen Muschelkalk eher Faunenelemente der Tethys zu erwarten sein, als im hessisch-thüringischen Gebiet. Die von uns beschriebenen Foraminiferen zeigen aber, daß es durchaus zu Migrationen tethyalen Formen in den westlichen Germanischen Faziesbereich kam. Bei solchen Fragestellungen ist aber immer die nach wie vor ungenügende mikropaläontologische Bearbeitung des deutschen Muschelkalks zu berücksichtigen.

Literatur

- AUROUZE, G. & YAPAUDJIAN, L. (1957): Présence du genre *Hemigordius* dans le Trias de Lorraine. – C.R.S. Soc. géol. France, **1/2**, 322–325, Paris.
- BAUD, A., ZANINETTI, L. & BRÖNNIMANN, P. (1971): Les foraminifères de l'Anisien (Trias moyen) des Préalpes Médiannes Rigides (Préalpes romandes, Suisse, et Préalpes du Chablais, France). – Arch. Sci., **24/1**, 73–95, Genève.
- BORNEMANN, J.G. (1885): Beiträge zur Kenntnis des Muschelkalkes insbes. der Schichtenfolge und der Gesteine des Unteren Muschelkalkes in Thüringen.- Jb. Preuss. geol. L. A., **1885**, 267–321, Berlin.
- BRÖNNIMANN, P., CADET, J.-P. & ZANINETTI, L. (1973a): Sur la présence d'*Involutina sinuosa pragsoides* (OBERHAUSER) (Foraminifère) dans l'Anisien supérieur probable de Bosnie-Herzégovine méridionale (Yougoslavie). – Riv. Ital. Paleont. Strat., **79/3**, 301–336, Milano.
- BRÖNNIMANN, P., CADET, J.-P. & ZANINETTI, L. (1973b): Sur quelques Foraminifères de l'Anisien (Trias moyen) de Bosnie-Herzégovine méridionale, Yougoslavie. – Riv. Ital. Paleont. Strat., **79/4**, 461–478, Milano.
- BRÖNNIMANN, P., ZANINETTI, L. & BOZORGNIA, F. (1972): Triassic (Skythian) smaller foraminifera from the Elika formation of the central Alborz, northern Iran, and from the Siusi formation of the Dolomites, northern Italy.-Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **21**, 861–884, Wien.
- BRÖNNIMANN, P., ZANINETTI, L., BOZORGNIA, F. & HUBER, H. (1972): Ammodiscids and Ptychocliadiids (Foraminiferida) from the Triassic Elika formation, Nessa-Hassanakdar section, central Alborz, Iran. – Riv. Ital. Paleont. Strat., **78/1**, 1–28, Milano.
- BUSSE, E. (1980): Ein Aufschluß im tiefsten Wellenkalk bei Reichenbach. – Geol. Jb. Hessen, **108**, 111–119, Wiesbaden.
- COUREL, L. (1962): Découverte de Foraminifères dans le Trias de la bordure nord-est du Massif Central (Note préliminaire). – C.R.S. Soc. géol. France, **7**, 198–199, Paris.
- DACHROTH, W. (1988): Genese des linksrheinischen Buntsandsteins und Beziehungen zwischen Ablagerungsbedingungen und Stratigraphie. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **70**, 267–333, Stuttgart.

- DAGER, Z. (1978): Sur quelques Foraminifères nouveaux du Trias de Kocaeli, Turquie. – Notes Lab. Paléont. Univ. Genève, **2/4**, 21–25, Genève.
- DAGER, Z. (1978): Les Foraminifères du Trias de la Péninsule de Kocaeli, Turquie. – Notes Lab. Paléont. Univ. Genève, **3/4**, 23–69, Genève.
- GAJEWSKA, I. & SZYPERKO-SLIWCZYNSKA, A. (1976): Die Stratigraphie des Röts im Westen der Volksrepublik Polen. – Jb. Geol., **7/8**, 109–113, Berlin.
- GAZDZICKI, A. (1974): Rhaetian microfacies, stratigraphy and facial development in the Tatra mts. – Acta Geol. Polonica, **24/1**, 17–96, Warschau.
- GAZDZICKI, A. & SMIT, O.E. (1977): Triassic foraminifers from the Malay Peninsula. – Acta Geol. Polonica, **27/3**, 319–332, Warschau.
- GAZDZICKI, A. & ZAWIDZKA, K. (1973): Triassic foraminifer assemblages in the Choc nappe of the Tatra mts. – Acta Geol. Polonica, **23/3**, 483–490, Warschau.
- GAZDZICKI, A., TRAMMER, J. & ZAWIDZKA, K. (1975): Foraminifers from the Muschelkalk of southern Poland. – Acta Geol. Polonica, **25/2**, 285–298, Warschau.
- GLAZEK, J., TRAMMER, J. & ZAWIDZKA, K. (1973): The Alpine microfacies with *Glomospira densa* (PANTIC) in the Muschelkalk of Poland and some related paleogeographical and geotectonic problems. – Acta Geol. Polonica, **23/3**, 463–482, Warschau.
- GOZAN, F., ORAVECZ-SCHEFFER, A. & SZABO, I. (1986): Biostratigraphic zonation of the Lower Triassic in the Transdanubian Central Range. – Acta Geol. Hungarica, **29/3–4**, 233–259, Budapest (Akadémiai Kiadó).
- HAGDORN, H., HICKETHIER, H., HORN, M. & SIMON, T. (1987): Profile durch den hessischen, unterfränkischen und baden-württembergischen Muschelkalk. – Geol. Jb. Hessen, **115**, 131–160, Wiesbaden.
- HE YAN (1984): Middle Triassic Foraminifera from central and southern Guizhou, China. – Acta Palaeont. Sinica, **23/4**, 420–431, Peking.
- HINZE, C. (1967): Der Obere Buntsandstein (Röt) im südniedersächsischen Bergland. – Geol. Jb., **84**, 637–716, Hannover.
- HO YEN (1959): Triassic Foraminifera from the Chialingkiang Limestone of south Szechuan. – Acta Palaeont. Sinica, **7/5**, 387–433, Peking.
- HOHENSTEIN, V. (1913): Beiträge zur Kenntnis des mittleren Muschelkalkes und des unteren Trochitenkalkes am östlichen Schwarzwald. – Geol. Paläont. Abh., N.F., **12**, 216–221, Jena.
- KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. & PANTIC, S. (1966): *Meandrospira* in der unteren und mittleren Trias sowie einige begleitende Fossilien in den Dinariden. – Geol. Vjesnik, **19/1965**, 15–28, Zagreb.
- KOEHN-ZANINETTI, L. (1969): Les Foraminifères du Trias de la Région de l'Almtal (Haute-Autriche). – Jb. Geol. B.-A., **Sdbd. 14**, 1–155, Wien.
- KOLB, U. (1975): Zur Mikrofazies im Muschelkalk des Subherzyns. – Z. geol. Wiss., **3/11**, 1427–1438, Berlin.
- KOZUR, H. (1974): Biostratigraphie der Germanischen Mitteltrias. – Freib. Forsch. Hefte, **C 280**, Freiberg.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1983): Foraminiferen aus dem Oberanis von Leidapo bei Guiyang in Südchina. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **76/1984**, 416–428, Wien.
- KUSS, J. (1988): Microfacies and Foraminifera of Middle Triassic Limestones (Anisian-Carnian?) from Gebel Araif el Naqa (Sinai, Egypt). – Facies, **19**, 61–76, Erlangen.
- LANGBEIN, R. & SEIDEL, G. (1976): Zur Ausbildung des oberen Teils des Buntsandsteins im Thüringer Becken. – Z. geol. Wiss., **4/5**, 751–769, Berlin.
- LEISCHNER, W. (1961): Zur Kenntnis der Mikrofauna und -flora der Salzburger Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **112/1**, 1–47, Stuttgart.
- LIEM, N.V. (1966): Some Triassic Foraminifera from Hoang Mai limestone, Nghe An province, North Vietnam. – Acta Sci. Vietnam, Sec. Sci. Biol. Geogr. Geol., **1**, 37–44, Hanoi.
- LUKAS, V. (1989): Sedimentologie, Paläogeographie und Diagenese der Terebratel-Bänke (Unterer Muschelkalk, Trias) Hessens. – Diss. Univ. Gießen, 202 S., Gießen.
- LUKAS, V. (1991): Die Terebratel-Bänke (Unterer Muschelkalk) in Hessen. Ein Abbild kurzzeitiger Faziesänderungen im westlichen Germanischen Becken. – Geol. Jb. Hessen, **119**, 119–175, Wiesbaden.
- ORAVECZ-SCHEFFER, A. (1987): Triassic foraminifers of the Transdanubian Central Range. – Geol. Hungarica, Ser. Palaeont., **50**, 331 S., Budapest.
- PANTIC-PRODANOVIC, S. & RADOSEVIC, B. (1977): Geological section of Scythian and Anisian Stages in the Jelovica River Valley (Southeastern Serbia). – Bull. Mus. Hist. Nat. Belgrade, **A 32**, 75–95, Beograd.
- PAPP, A. & TURNOVSKY, K. (1970): Anleitung zur biostratigraphischen Auswertung von Gesteinsdünnschliffen

- (Microfacies austriaca). – Jb. Geol. B.-A., **Sdbd. 16**, Wien.
- PASSARGE, S. (1891): Das Röth im östlichen Thüringen. – Inaug. Diss. Univ. Jena, 88 S., Jena:
- PILLER, W. (1978): Involutinacea (Foraminifera) der Trias und des Lias. – Beitr. Paläont. Österr., **5**, 1–164, Wien.
- PREMOLI-SILVA, I. (1971): Foraminiferi anisici della regione giudicariense (Trento). – Riv. Ital. Paleont. Strat., **77**, 303–374, Milano.
- REITZ, E. (1985): Palynologie der Trias in Hessen und Südniedersachsen. – Geol. Abh. Hessen, **86**, 1–36, Wiesbaden.
- SALAJ, J., BIELY, A. & BYSTRICKY, J. (1967): Trias-Foraminiferen in den Westkarpaten. – Geol. Prace, **42**, 119–136, Bratislava.
- SALAJ, J., BORZA, K. & SAMUEL, O. (1983): Triassic foraminifers of the West Carpathians. – Geol. Prace, 213 S., Bratislava.
- SENKOWICZOWA, H. (1965): Stratygrafia osadow retu na obszarze monokliny przedsudeckiej – Kwart. Geol., **9/4**, 745–758, Warszawa.
- TRAMMER, J. (1973): The particular paleogeographical setting of Polish Muschelkalk in the German Basin. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1973/9**, 573–575, Stuttgart.
- WURM, F., FRANZ, M., PAUL, W. & SIMON, T. (1989): Der geologische Bau des Wutachtales zwischen Lotenbach-Mündung und Achdorf. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **71**, Stuttgart.
- ZANINETTI, L. (1976): Les foraminifères du Trias. – Riv. Ital. Paleont. Strat., **82/1**, 1–258, Milano.
- ZIEGLER, P. A. (1982): Permo-Triassic development of Pangaea. – In: Geol. Atlas of Western and Central Europe. Shell Intern. Petr. Mij., B.V., Amsterdam.

Anschriften der Verfasser:

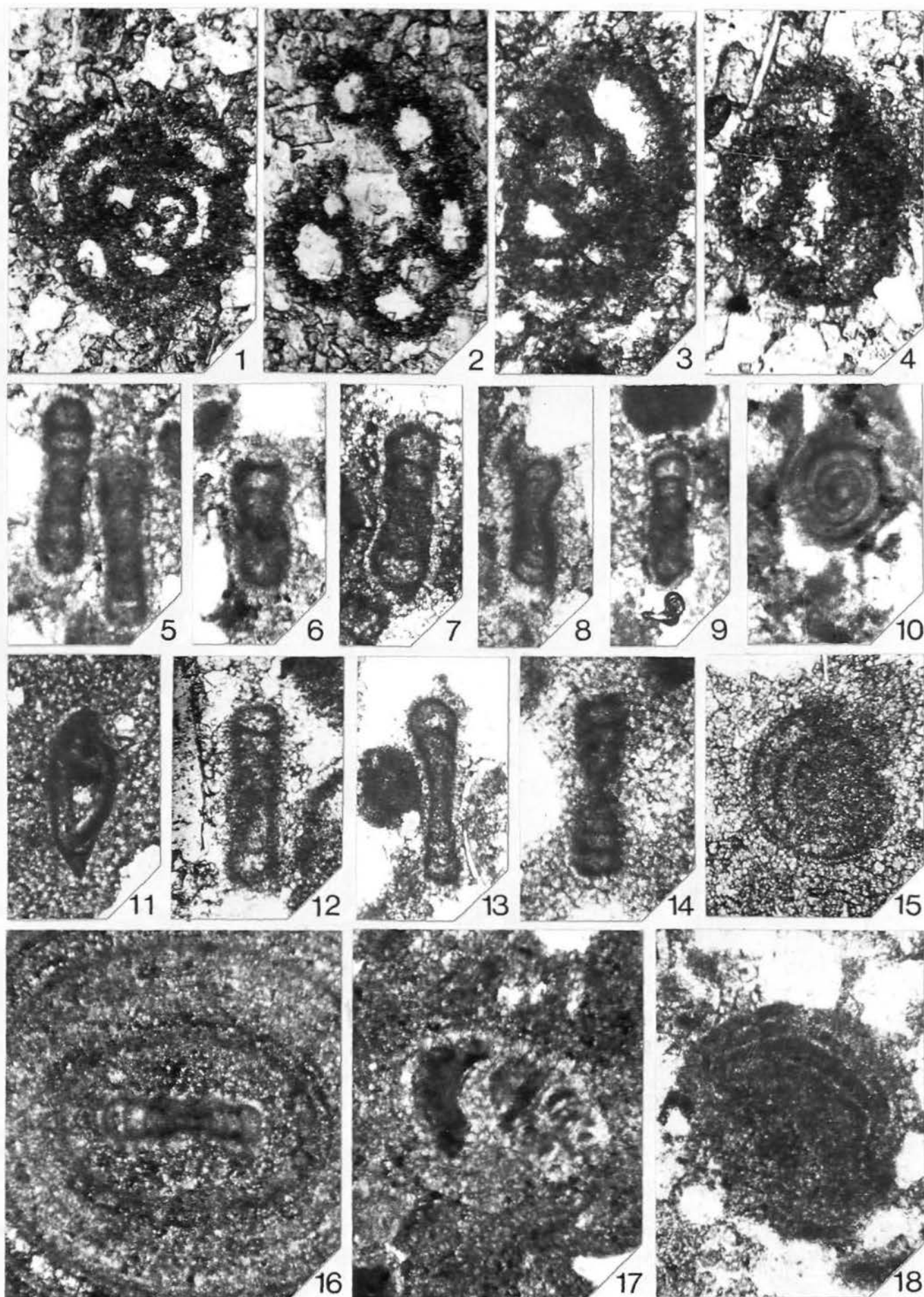
Dr. Joachim Blau, Dipl.-Geol. Bernward Wenzel, Dipl.-Geol. Michael Senff, Institut für Angewandte Geowissenschaften, Fachgebiet Paläontologie, Justus-Liebig-Universität Gießen, Diezstraße 15, D-35390 Gießen; Dr. Volker Lukas, Kali und Salz AG, Friedrich-Ebert-Straße 160, D-34119 Kassel

Manuskript eingegangen: 11. Mai 1994

Tafel 1

- Fig. 1–4: *Meandrospira* sp. 1 n. sp.
Herkunft: Lesesteine Kurze Kohre. Dolomitstein. Obere Bunte Schichten (OBS), Blatt 4827 Trefffurt, R: 358550 H: 567230.
- Fig. 5–10: *Cyclogyra* aff. *mahajeri*
Herkunft: 5, 6, 9: Weganschnitt Plesse (479,6 m), l. Sandsteinbank, Untere Bunte Schichten (UBS), Blatt 4827 Trefffurt, R: 358317 H: 567438. 7: Lesesteinprofil 800 m W' Heiligenweg (430,9 m), l. Sandsteinbank, UBS, Blatt 4725 Grebendorf, von R: 357100 H: 568252 bis R: 357125 H: 568251. 10: Weganschnitt S' Dorfstelle Ammicherode, l. Sandsteinbank, UBS, Blatt 4725 Grebendorf, R: 358331 H: 567382.
- Fig. 11: ? *Ophthalmidium* sp.
Herkunft: Lesesteinprofil 800 m W' Heiligenberg (430,9 m), l. Sandsteinbank, UBS, Blatt 4725 Grebendorf, von R: 357100 H: 568252 bis R: 357125 H: 568251.
- Fig. 12: *Glomospirella* sp.
Herkunft: Lesesteinprofil 800 m W' Heiligenberg (430,9 m), l. Sandsteinbank, UBS, Blatt 4725 Grebendorf, von R: 357100 H: 568252 bis R: 357125 H: 568251.
- Fig. 13–16: *Ammodiscus parapriscus*
Herkunft: 13: Lesesteinprofil E' Hainich (371,5 m), l. Sandsteinbank, UBS, Blatt 4806 Eschwege, von R: 357965 H: 566477 bis R: 357991 H: 566477. 14, 15: Lesesteinprofil 800 m W' Heiligenberg (430,9 m), l. Sandsteinbank, UBS, Blatt 4725 Grebendorf, von R: 357100 H: 568252 bis R: 357125 H: 568251. 16: Bahneinschnitt Witzenhausen, l. Sandsteinbank, UBS, Blatt 4675 Witzenhausen, R: 355943 H: 569130.
- Fig. 17: ? *Lenticulina* sp.
Herkunft: Weganschnitt S' Dorfstelle Ammicherode, l. Sandsteinbank, UBS, Blatt 4725 Grebendorf, R: 358331 H: 567382.
- Fig. 18: ? Crustaceen-Koprolith
Herkunft: Weganschnitt S' 42 Plesse, l. Sandsteinbank, UBS, Blatt 4827 Trefffurt, R: 358320 H: 567434.

Maßstab für alle Figuren: 2 cm = 100 Mikron



Tafel 2

Fig.1–5: *Glomospira* aff. *kuthani*.

Herkunft: 1: Wegböschung ca. 400 m N' Mühlberg, Gelbe Grenzbank, Unterer Wellenkalk, Blatt 4925 Sontra, R: 356570 H: 566156. 2-5: Muschelkalkklippe N' 38 Plesse, Gelbe Grenzbank, Unterer Wellenkalk, Blatt 4827 Treffurt, R: 358400 H: 567326.

Fig. 6–15: *Glomospira roesingi* n. sp.

Herkunft: Alter Steinbruch Kirchberg, Horizont der Oolith-Bänke, Blatt 4925 Sontra, R: 356609 H: 566268.

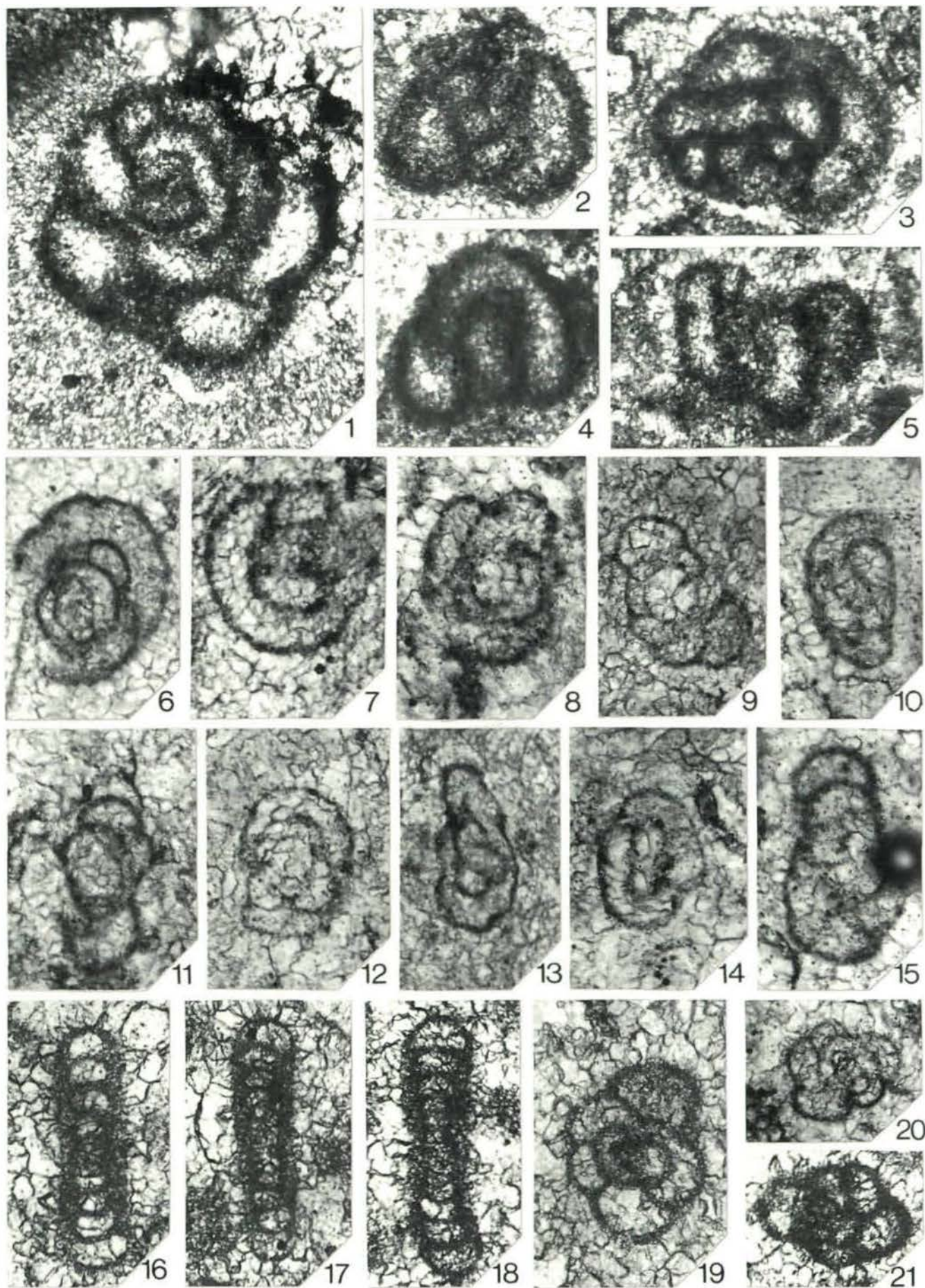
Fig. 16–18: ? *Ammodiscus parapriscus*.

Herkunft: Steinbruch Kollenberg, Untere Terebratelbank, Horizont der Terebratel-Bänke, Blatt 4520 Warburg, R: 350998 H: 569990.

Fig. 19–21: Gen. et sp. ind. 1

Herkunft: 20: Alter Steinbruch Kirchberg, Horizont der Oolith-Bänke, Blatt 4925 Sontra, R: 356609 H: 566268. 19, 21: Steinbruch Kollenberg, Untere Terebratelbank, Horizont der Terebratel-Bänke, Blatt 4520 Warburg, R: 350998 H: 569990.

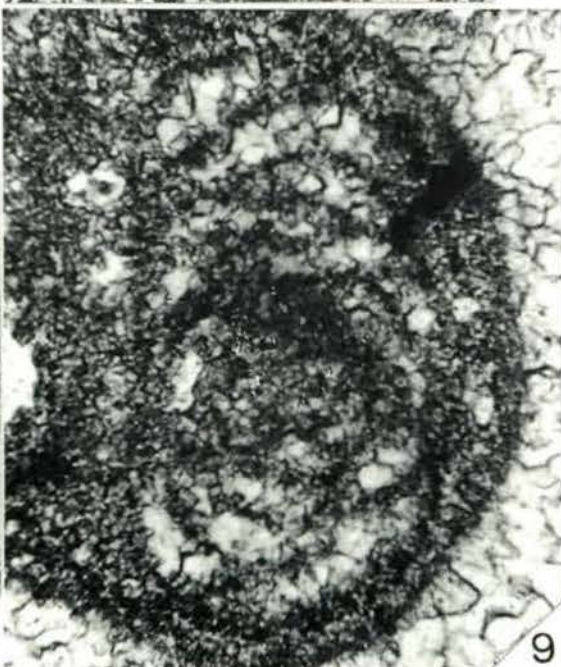
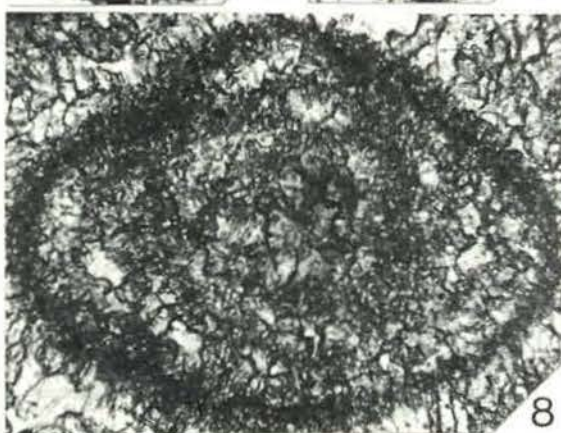
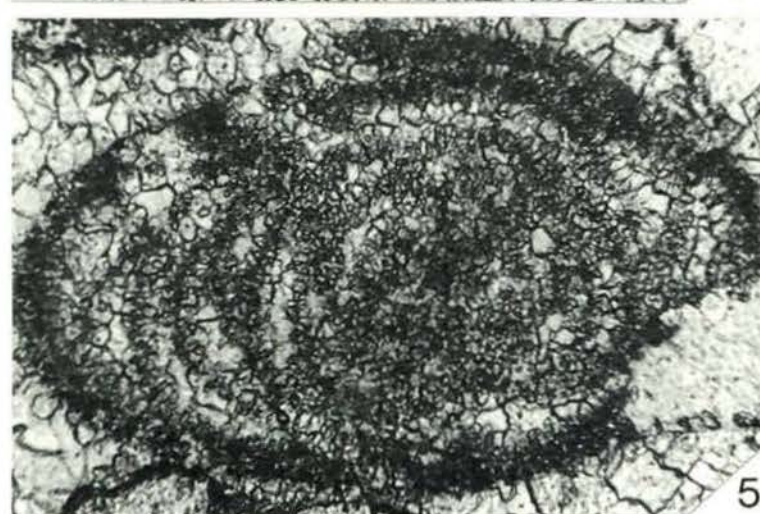
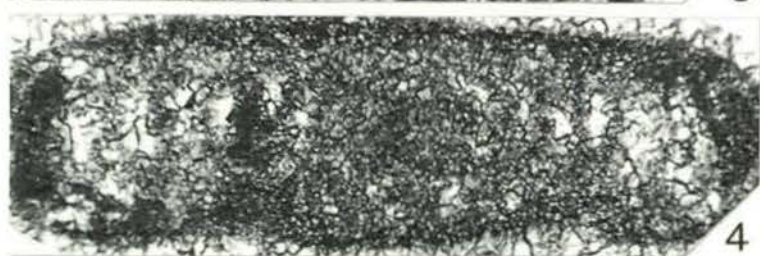
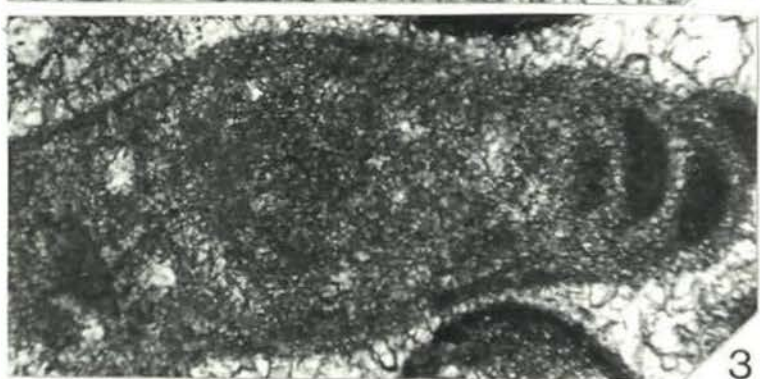
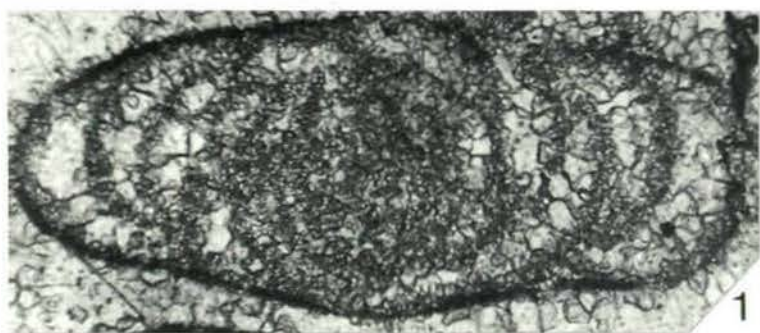
Maßstab für alle Figuren: 2 cm = 100 Mikron



Tafel 3

Fig. 1–9: *Glomospirella grandis*

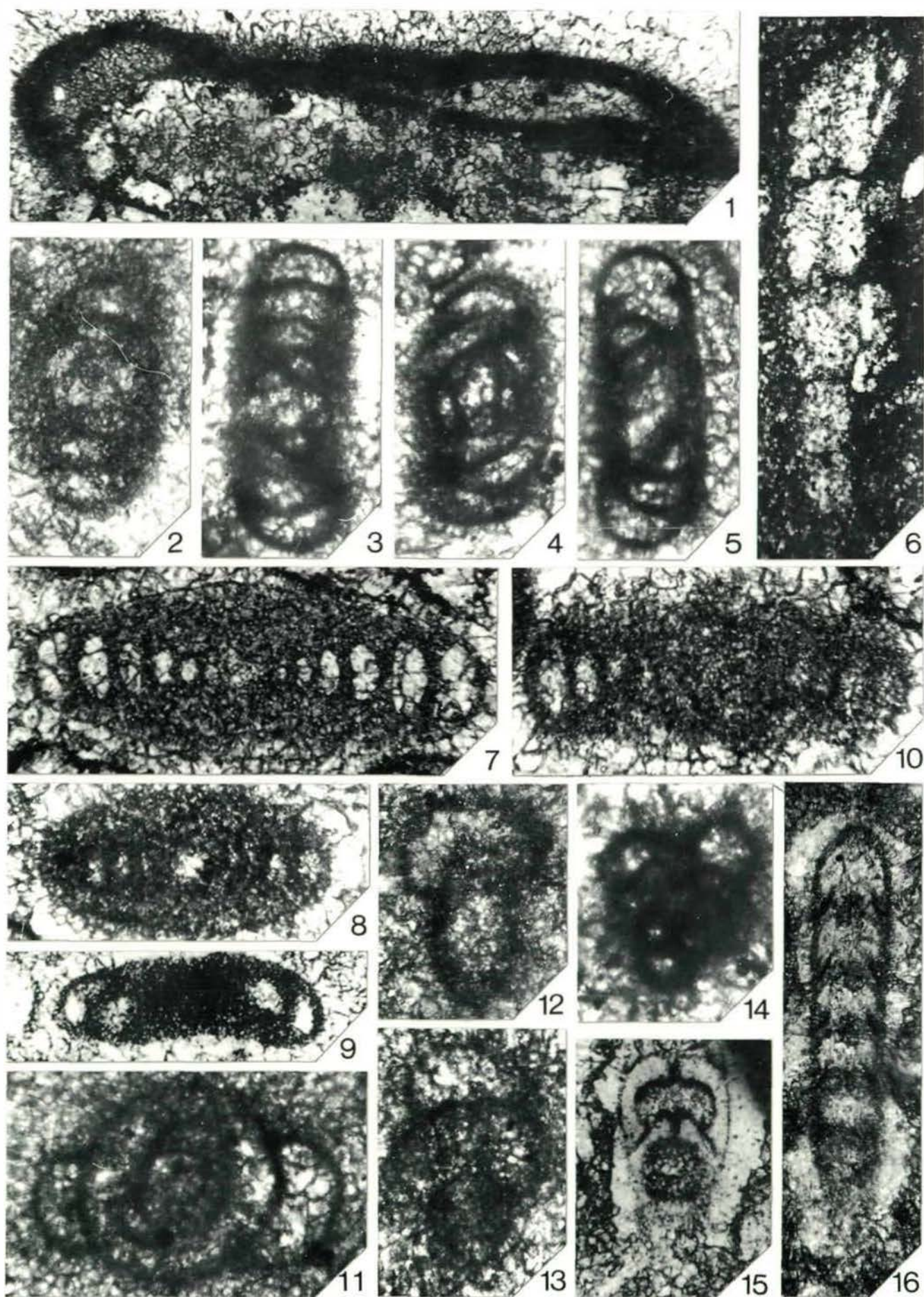
Herkunft: 1–3, 5: Steinbruch Lauterbach-Maar, Untere Terebratelbank, Horizont der Terebratel-Bänke, Blatt 5322 Lauterbach, R: 352810 H: 561470. 4, 6: Steinbruch Ulfen, Untere Terebratelbank, Horizont der Terebratel-Bänke, Blatt 4926 Herleshausen, R: 357032 H: 565776. 7: Steinbruch Kollenberg, Untere Terebratelbank, Horizont der Terebratel-Bänke, Blatt 4520 Warburg, R: 350998 H: 569990. 8, 9: Steinbruch Weißenborn, Untere Terebratelbank, Horizont der Terebratel-Bänke, Blatt 4925 Sontra, R: 356728 H: 566060.



Tafel 4

- Fig. 1: *Planiinvoluta deflexa*
Herkunft: Steinbruch Poppenhausen, Untere Terebratelbank, Horizont der Terebratel-Bänke, Blatt 5525 Gersfeld, R: 356057 H: 559650.
- Fig. 2–5: *Glomospirella triphonensis*
Herkunft: Fig. 2: Steinbruch Fa. Spitzenberg NW' Rustberg, Horizont der Schaumkalk-Bänke, Blatt 4726 Grebendorf, R: 358056 H: 568058. 3-5: Plateau Vierangelsberg, Untere Terebratelbank, Horizont der Terebratelbänke, Blatt 4727 Küllstedt, R: 358226 H: 568091.
- Fig. 6: *Lingulina* sp.
Herkunft: Weganschnitt ca. 850 m W' Spitzenberg (422,6 m), Wackestone, Unterer Wellenkalk, Blatt 4825 Waldkappel, R: 356902 H: 566730.
- Fig. 7–9: *Arenovidalina chialingchiangensis*
Herkunft: Fig. 7, 8: Steinbruch Fa. Spitzenberg NW' Rustberg, Horizont der Schaumkalk-Bänke, Blatt 4726 Grebendorf, R: 358056 H: 568058. Fig. 9: Steinbruch Kollenberg, Untere Terebratelbank, Horizont der Terebratel-Bänke, Blatt 4520 Warburg, R: 350998 H: 569990.
- Fig. 10: ? *Glomospirella* oder *Arenovidalina* sp.
Das Exemplar ist zu schlecht erhalten, um es eindeutig zuordnen zu können.
Herkunft: Steinbruch Fa. Spitzenberg NW' Rustberg, Horizont der Schaumkalk-Bänke, Blatt 4726 Grebendorf, R: 358056 H: 568058.
- Fig. 11: ? *Glomospira roesingi* n. sp.
Herkunft: Martinfelder Schimberg, Horizont der Oolith-Bänke, Blatt 4727 Küllstedt, R: 358325 H: 568360.
- Fig. 12–13: ? *Reophax* sp.
Herkunft: Martinfelder Schimberg, Horizont der Oolith-Bänke, Blatt 4727 Küllstedt, R: 358325 H: 568360.
- Fig. 14: Gen. et sp. ind. 2
Herkunft: W-Hang des Vierangelsberges, Horizont der Oolith-Bänke, Blatt 4727 Küllstedt, R: 358254 H: 568083.
- Fig. 15–16: *Nodosaria* sp.
Herkunft: 15: Steinbruch Walburg, Obere Terebratelbank, Horizont der Terebratel- Bänke, Blatt 4724 Großalmerode, R: 355810 H: 567430. 16: Steinbruch Fa. Spitzenberg NW' Rustberg, Horizont der Schaumkalk-Bänke, Blatt 4726 Grebendorf, R: 358056 H: 568058.

Maßstab für alle Figuren: 2 cm = 100 Mikron



BIOSTRATIGRAPHIE UND KORALLENFAUNEN DES JUNGPALÄOZOIKUMS OST-IRANS

Helmut W. Flügel

Mit 4 Tabellen, 3 Abbildungen und 2 Fotoafeln

Zusammenfassung:

Diskussion der Biostratigraphie der jungpaläozoischen Formationen Ost-Irans und Beschreibung von *Pseudozaphrentoides winsnesi* n. sp. aus der Saludu-Formation der Ozbak-Kuh-Berge. Die Begleitfauna ergibt ein unteres Artinskium-Alter. Daraus leiten sich eine Schichtlücke zwischen dem unteren Bashkirium des unterlagernden Sadar-II-Member und der Saludu-Formation, sowie eine mögliche Zeitgleichheit letzterer mit Teilen der unteren Jamal-Formation der südlich gelegenen Shotori-Ketten ab.

Abstract:

Discussion of the biostratigraphy of the Upper Paleozoic Formations of East Iran and description of *Pseudozaphrentoides winsnesi* n.sp. from the Saludu Formation of the Ozbak-Kuh Mts. Brachiopods and fusulinids from the same Formation are of Lower Artinskian age. This age demonstrates the existence of a sedimentation gap between the underlying Sadar II Member of Lower Bashkirian age and the Saludu Formation. The lower part of the Lower Jamal Formation of the Shotori Range has probably the same age as the Saludu Formation.

1. Vorbemerkungen

Die paläontologische Bearbeitung älterer Aufsammlungen aus dem Paläozoikum Ost-Irans führte u.a. zu einer erneuten Befassung mit einem in den 60er Jahren bestimmten Material aus dem Raum des Kuh-e-Saludu. Infolge damals offener Fragen der Alterseinstufung unterblieb eine Publikation. Seither konnten von anderen Seiten biostratigraphische Daten beige-steuert werden, die eine Darstellung gerechtfertigt erscheinen lassen. Dies brachte eine erneute Auseinandersetzung mit der Biostratigraphie des Jungpaläozoikums dieses Raumes.

2. Die jungpaläozoischen Formationen Ost-Irans

1965 gliederten STÖCKLIN, EFTEKHAR-NEZHAD & HUSHMAND-ZADEH das Jungpaläozoikum der Gebirgsketten östlich von Tabas in Ost-Iran

(Abb. 1) lithostratigraphisch in die vorwiegend schiefrig-sandige Sadar-Formation im Liegenden und die überwiegend karbonatische Jamal-Formation im Hangenden. 1966 teilten RUTTNER & STÖCKLIN erstgenannte Formation in Sadar I und II, und wiesen darauf hin, daß zwischen der Entwicklung der Shotori Range im Süden und den Ozbak-Kuh Mountains im Norden ein faziel-ler Unterschied besteht, der sich in einer verstärkten Entwicklung von Karbonatgesteinen in letzteren dokumentiert. Das Hangende von Sadar II bilden hier die Saludu-Kalke. Ihre Stellung war bisher unklar. Dementsprechend wurden sie teils mit Sadar II, teils mit der Jamal-Formation vereinigt.

Aus sämtlichen Einheiten wurden Korallenfaunen bekannt (FLÜGEL, 1972, 1974, 1975, 1991, 1993, 1995). Dazu kommen – für ihre biostratigraphische Einstufung wichtig – Fusulinina (KAHLER, 1974a, b, 1977, in FLÜGEL, 1995, KAHLER & KAHLER, 1979), Brachiopoda (STEPANOV, 1967, 1971), Goniatitina (WALLISER,

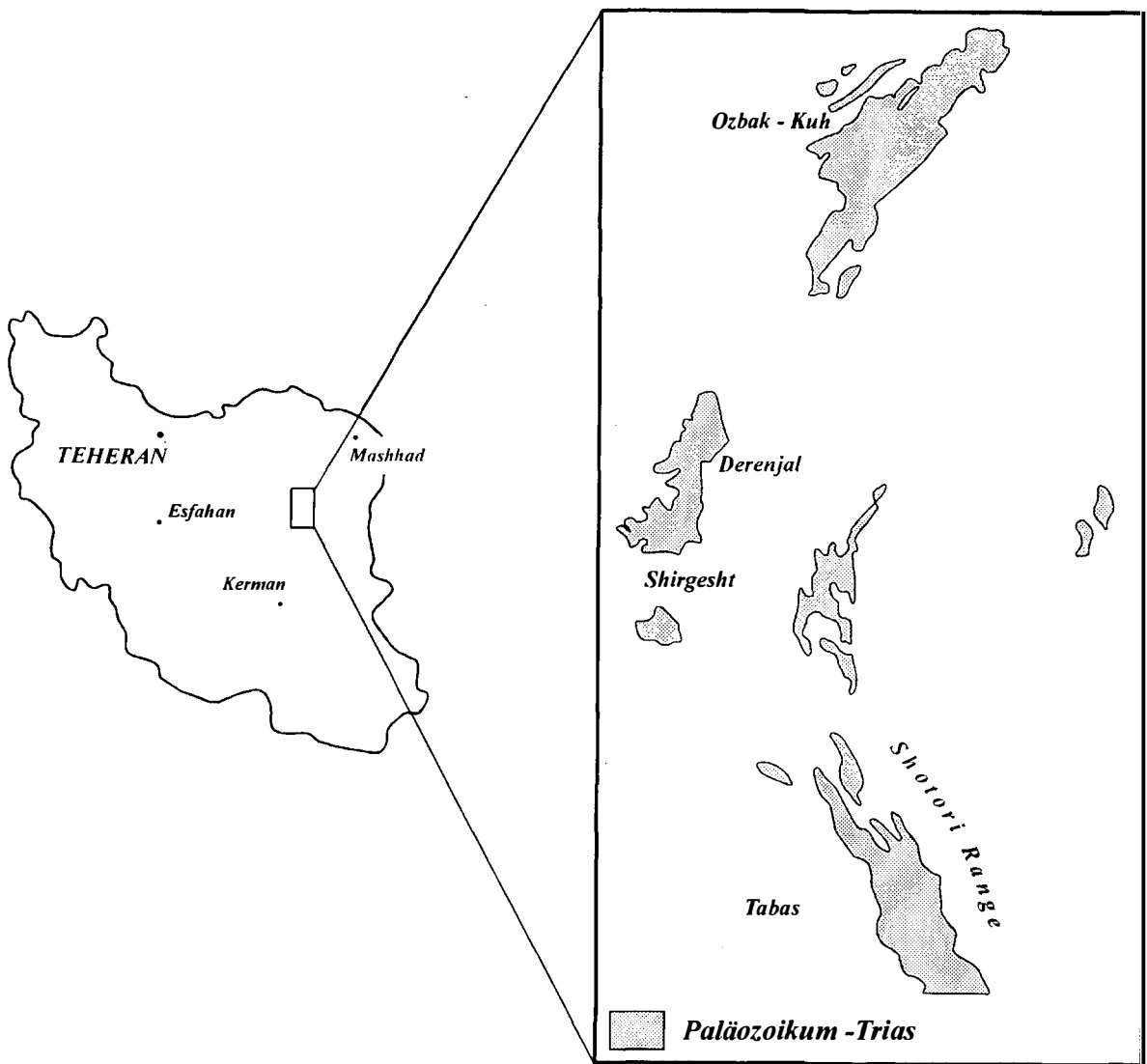


Abb. 1: Das Paläozoikum Ost-Irans.

1966) und Conodonta (det. SCHÖNLAUB, 1972, WEDDIGE, 1984). Nachdem die Faunen teilweise aus den gleichen Profilen stammen und horizontal aufgesammelt wurde, erlauben sie in ihrer Kombination die biostratigraphische Einordnung der genannten Formationen. Es ergibt sich folgendes Bild:

1. In den Ozbak-Kuh-Mountains überlagert das Sadar-I-Member die gleichfalls zweigeteilte Shishtu-Formation, von denen Shishtu II die in Tabelle 2 wiedergegebene Fauna lieferte. Shishtu I genört dem Oberdevon an. Conodonta (WEDDIGE, 1984), Cephalopoda (WAL-

LISER, 1966) und Brachiopoda (STEPANOV, 1967, STÖCKLIN, 1971) stufen Shishtu II in das höhere Tournai bis tiefere Visé ein. Ob zwischen Devon und Karbon eine Schichtlücke existiert, ist ungeklärt. Nach WEDDIGE, 1984, gehören die jüngsten Conodonten des Devons der oberen *styriacus*- bis *costatus*-Zone an.

2. Die Korallenfauna des Shishtu-II-Members unterscheidet sich nicht wesentlich von der des Sadar-I-Members. Aufgrund der Brachiopoda wurde letztere von STEPANOV, 1971, in das obere Visé bis untere Namurium einge-

stuft, was durch Korallen und Conodonten bestätigt wird.

3. Im Raum von Ozbak-Kuh enthält das im Hangenden folgende Sadar-II-Member bankweise zahlreiche fasciculate Korallen, die bereits in FLÜGEL & RUTTNER, 1962, in das höhere Unterkarbon der russischen Gliederung eingestuft wurden. Goniatitina, Fusulinina, Brachiopoda und Conodonta zeigen, daß es sich um höheres Namurium (= Serpukovium + unteres Bashkirium) handelt. Die Korallenfauna weicht in ihrer gattungsmäßigen Zusammensetzung sehr deutlich von der des Sadar I-Members ab (Tab. 2). Sie erinnert an jene oberkarboner und unterpermischer Vorkommen von Nordamerika. Dies hat lange Zeit dazu geführt, in ihr höheres Oberkarbon bis unteres Perm zu sehen, was demnach zu revidieren ist (FLÜGEL, 1995).
4. Im Bereich der Shotori-Kette südlich Ozbak-Kuh wurden die hier stark sandigen Folgen über dem Sadar-I-Member entsprechend ihrer Position mit dem Sadar-II-Member von Ozbak-Kuh parallelisiert. Nachdem STEPANOV, 1971, in einer Brachiopodenbreccie innerhalb dieser Sandfolge (Schicht 3 in RUTTNER et al., 1968) eine Brachiopodenfauna unterpermischen Alters finden konnte, wurde diese, im Kreisschluß, als Beweis für ein unterpermisches Alter des Sadar-II-Members, auch des Ozbak-Kuh-Gebirges, betrachtet. Leider fehlen in dieser Brachiopodenbreccie Fusulinina und die einzige conodontenführende Probe lieferte nur ein Bruchstück von *Gondolella*, das von SCHÖNLAUB als cf.-Form mit *G. clarki* KOIKE verglichen wurde. Dieser Fund weicht deutlich von den Conodontenfaunen der Sadar-Formationen von Ozbak-Kuh ab. An Korallen fanden sich nur zwei Tabulata, von denen eine mit der aus der Jamal-Formation beschriebenen Art *Trachypora directus* FLÜGEL, 1972, identisch ist (SMF 56626).

Diese Funde zeigen, daß Sadar II des Kartenblattes Shirgesht biostratigraphisch nicht mit dem Sadar-II-Member von Ozbak-Kuh paral-

lelisiert werden kann, sondern in das Unterperm zu stellen ist.

5. Im Gebiet von Ozbak-Kuh wird das Sadar-I-Member von der stark kalkigen Saludu-Formation überlagert. Aus ihr beschrieb KAHLER, 1974, eine kleine Fusulinenfauna. Sie gestattet eine Einstufung in die obere *Pseudofusulina vulgaris*-Zone (*Praeparafusulina lutulini*-Zone). Dies würde nach KAHLER, 1980, eine Zuordnung in das untere Artinskium bedeuten. Das gleiche Alter hat eine kleine, von STEPANOV, 1971, angeführten Brachiopodenfauna. Die aus mehreren Fundpunkten stammende Korallenfauna besteht aus einer einzigen, in folgendem beschriebenen Art von *Pseudozaphrentoides*. Sie tritt örtlich in großer Zahl auf. Die Fauna unterscheidet sich damit grundlegend von der des Sadar-II-Member von Ozbak - Kuh, aber auch von der Jamal-Formation des Unterperm der Shotori-Range (Tab. 2).
Damit taucht die Frage einer Schichtlücke im Hangenden des unteren Bashkiriums des Sadar-I-, respektive Sadar-II-Members auf. Sie würde vom oberen Bashkirium bis in das hohe Sakmarium reichen. Dies bestätigt die Annahme von RUTTNER, 1980, der auf Grund der Lithologie und einer geringen Winkeldiskordanz im Hangenden der Sadar-Formation eine größere Schichtlücke vermutete.
6. Die Einstufung der Saludu-Formation in das Artinskium macht sie möglicherweise zeitgleich mit Schicht 3 des Profiles Shirgesht von RUTTNER, NABAVI & HAJIAN, 1968: 59. Andererseits zeigen die aus tieferen Anteilen letztgenannten Profiles stammenden Korallen-, Brachiopoda-, Blastoidea-, Conodonta- und Goniatitina-Faunen (FLÜGEL, 1972, 1991, STEPANOV, 1971, WALLISER, 1966) ein Alter nicht jünger als Namurium. Dementsprechend ist trotz der lithologisch sehr ähnlichen Abfolge im liegenden und im hangenden Abschnitt des Profiles auch hier eine Schichtlücke im Liegenden von Schicht 3 möglich.
7. Ungeklärt bleibt die Beziehung zu den Fusulinenkalken des Kasimovium/Gshelium (KAH-

LER, 1977), die K. METZ ca. 50 km westlich von Tabas und den Shotori-Ketten aufsammeln konnte. Sie sind vermutlich durch eine Störung größeren Ausmaßes von den Gesteinen der Ozbak-Kuh- und der Shotori-Ketten getrennt.

8. Die biostratigraphische Einstufung der Jamal-Formation auf Blatt Shirgesht erfolgte vor allem mit Korallen (FLÜGEL, 1972), Brachiopoda, Conodonta und Fusulinida. Mit letzteren wurden Gesteine der *Pseudofusulina*-, *Cancellina*- und *Neoschwagerina*-Zone (KAHLER, 1979) nachgewiesen. Die Korallenfaunen zeigen deutliche Unterschiede zwischen der des Jamal-I- und des Jamal-II-Members.

Eine Zusammenfassung der Punkte 1–7 bringt Tabelle 1.

	Ozbak-Kuh-Mts.	Shotori Range
<i>Kungurium</i>		<i>Jamal I</i>
<i>Artinskium</i>	<i>Saludu-Fm.</i>	<i>Sadar II</i>
<i>Sakmarium</i>		
<i>Asselium</i>		
<i>Orenburgium</i>		
<i>Gshelium</i>		
<i>Moskovium</i>		
<i>Bashkirium</i>	<i>Sadar II</i>	
<i>Namurium</i>	<i>Sadar I</i>	<i>Sadar I</i>
<i>Vise</i>		
<i>Tournaisium</i>	<i>Shishtu II</i>	<i>Shishtu II</i>
<i>Ober-Devon</i>		

Tabelle 1: Stratigraphische Gliederung der karbonen und unterpermischen Einheiten Ost-Irans.

	1	2	3	4	5	6
<i>Rotiphyllum omaliusi omaliusi</i> (E. & H., 1851)						
<i>Rotiphyllum rushianum rushianum</i> (V., 1908)						
<i>Rotiphyllum rushianum major</i> FLÜGEL, 1972						
<i>Claviphyllum falcatum</i> FLÜGEL, 1972						
<i>Claviphyllum weyeri</i> FLÜGEL, 1972						
<i>Ufimia infracarbonica</i> SCHIND., 1942						

<i>Ufimia biforma</i> FLÜGEL, 1991						+
<i>Ufimia tricyclica</i> SCHIND., 1942 ?						+?
<i>Ufimia cf. elongata</i> (GRAB. 1922)						+
<i>Ufimia cf. longiseptata</i> (FRECH, 1889)						+
<i>Ufimia</i> Gruppe <i>U. inaequale</i> SCHIND., 1940						+
<i>Plerophyllum</i> sp.						++
<i>Pentaphyllum cf. hithis</i> WEYER, 1975						?
<i>Sochkineophyllum clavum</i> FLÜGEL, 1991						+
<i>Cyathaxonia schindewolfi schindewolfi</i> FLÜGEL, 1991						+
<i>Cyathaxonia schindewolfi minor</i> FLÜGEL, 1991						+
<i>Cyathaxonia rushiana</i> VAUGHAN, 1906						++
<i>Caninia densiseptata</i> FLÜGEL, 1992						+
<i>Siphonophyllia cylindrica cylindrica</i> MCCOY, 1844						+
<i>Siphonophyllia buxtonensis</i> (Lewis, 1924)						+
<i>Amplexus coralloides</i> Sow. 1814						+
<i>Amplexocarinia</i> sp.						++
<i>Pseudowannerophyllum differens</i> FL., 1975						++
<i>Minatoa bulla</i> FLÜGEL, 1974						+
<i>Minatoa alternata</i> FLÜGEL, 1974						+
<i>Minatoa infirma</i> FLÜGEL, 1974						+
<i>Amandophyllum</i> sp. ?						+
<i>Palaeosmia</i> sp.						+
<i>Heritschioides vepres</i> n.n.						+
<i>Heritschioides pseudosolidarius</i> n.n.						+
<i>Paraheritschioides antoni antoni</i> n.n.						+
<i>Paraheritschioides antoni minor</i> n.n.						+
<i>Paraheritschioides gracilis</i> n.n.						+
<i>Kleopatiana (Porfirievella) bashkirika</i> n.n.						+
<i>Opihyllum</i> sp.						+
<i>Fomichevella uralica</i> (DOBR.) ?						+
<i>Multithecopora</i> sp.						+
<i>Donetzites mariae</i> FLÜGEL, 1975						+
<i>Pseudozaphrentoides winsnesi</i> FLÜGEL, 1995						+
<i>Calophyllum (C.) angustum</i> (ROTHPL. 1892) ?						+
<i>Calophyllum (C.) tenue brevis</i> FLÜGEL, 1972						+
<i>Calophyllum (C.) cantabricum aequemagnum</i> FLÜGEL, 1972						+

	1	2	3	4	5	6
<i>Sochkineophyllum</i> sp.					+	
<i>Plerophyllum</i> (<i>P.</i>) <i>angustum</i> FLÜGEL, 1972					+	
<i>Plerophyllum</i> sp. A					+	
<i>Plerophyllum</i> sp. B					+	
<i>Ufimia</i> cf. <i>persymmetricum</i> SCHIND. 1942					+	
<i>Ufimia</i> sp.					+	
<i>Barbarella stellaforma</i> FLÜGEL, 1972					+	
<i>Prosmilia parallela</i> FLÜGEL, 1972					+	
<i>Cryptophyllum</i> (<i>Tachylasma</i> ?) cf. <i>gracile</i> SCHIND. 1940					+	
<i>Cryptophyllum</i> (<i>Tachylasma</i>) sp.					+	
<i>Accerculina</i> ? sp.					+	
<i>Sinophyllum clavaformis</i> FLÜGEL, 1972					+	
<i>Sinophyllum parvum</i> (SCH. & ST., 1955) ?					+	
<i>Sinophyllum brevisseptatum</i> FLÜGEL, 1972					+	
<i>Lophophyllidium cambodgenese fontainei</i> FLÜGEL, 1972					+	
<i>Verbeekiella australis</i> (BEYR. 1865)					+	
<i>Verbeekiella gerthi parva</i> FLÜGEL, 1975					+	
<i>Wannerophyllum cristatum kahleri</i> FLÜGEL, 1972					+	
<i>Wannerophyllum densum</i> FLÜGEL, 1972					+	
<i>Amplexocarinia muralis</i> SOSHKINA, 1928 ?					+	
<i>Amplexocarinia subtilis</i> SCH. & ST. 1959					+	
<i>Amplexocarinia</i> cf. <i>abichi</i> (WAAGEN & WENT. 1886)					+	
<i>Yatsengia hangchowensis</i> HUANG, 1932					+	
<i>Yatsengia kiangsuensis mabuti</i> MINATO, 1955					+	
<i>Durhamia</i> ? sp.					+	
<i>Cyathoxonia cornus cornu</i> MICH. 1846 ?					+	
<i>Pseudohuangia stöcklini</i> MINATO & KATO, 1965					+	
<i>Pseudocarniaphyllum undaformis</i> FLÜGEL, 1972					+	
<i>Liangshanophyllum</i> ? <i>parachihsiaensis</i> (HUANG, 1932) ?					+	
<i>Ipciphyllum subtimoricum subtimoricum</i> (HUANG, 1932)					+	
<i>Wentzellophyllum kueichowense pauciseptatum</i> FLÜGEL, 1972					+	
<i>Wentzelella</i> (<i>W.</i>) <i>katoi</i> FLÜGEL, 1972					+	
<i>Multimurinus lunatus</i> FLÜGEL, 1972					+	
<i>Heritschioides woodi</i> WIL. & LANG, 1962 ?					+	
<i>Favosites fusiforme</i> FLÜGEL, 1972					+	

	1	2	3	4	5	6
<i>Pseudofavosites extraspinosus exiguus</i> FLÜGEL, 1972						+
<i>Pseudofavosites</i> sp.						+
<i>Trachypora archilaeus diversapora</i> FLÜGEL, 1972						+
<i>Trachypora directus</i> FLÜGEL, 1972						+
1 – Shistu-Fm.					4 – Saludu-Fm.	
2 – Sadar-I-Member					5 – Jamal-I-Member	
3 – Sadar-II-Member					6 – Jamal-II-Member	

Tabelle 2: Die Korallenfaunen des Jungpaläozoikums von Ostiran

3. Paläontologie

Das im folgenden beschriebene Material wurde zwischen 1963 und 1966 von T. WINSNES, A. RUTTNER, W. GRÄF und mir im Bereich des Kuh-e-Saludu bei Shistu in den Ozbak-Kuh-Ketten aufgesammelt (vgl. Abb. 1 in H.W. FLÜGEL, 1991).

Die lithostratigraphische Zuordnung der Fundschichten ist unterschiedlich. Der von WINSNES gebrauchte Name Saludu-Formation (bzw. Zaludu) scheint in der offiziellen Nomenklatur von Iran nicht auf (STÖCKLIN, 1971). A. RUTTNER schrieb dazu (Brief vom 22.02.1965): „Die Zaludu-Formation liegt bei Shistu über sicherem Unter-Karbon. Ich hatte in den 60er Jahren den Verdacht, daß es sich um Jüngerer – Oberkarbon oder Perm – handeln könnte. Aus ihr stammt die Probe TWS/2.“ In einem Brief vom 26.02.1991 ergänzte er diese Angaben durch den Satz: „Zaludu-Formation wurde von uns zunächst der obere Teil der Sadar-Formation genannt, entspricht also der Sadar II.“ Aus diesen Kalken stammt die Probe 65 AR 85, die RUTTNER jedoch der Jamal-Formation, und damit dem Perm zuordnete. Aus Aufsammlungen von Brachiopoda in den „Zaludu limestones“ bestimmte STEPANOV, 1971, *Linoproductus cora* D'ORB., *Crurithyris* aff. *tschernyschewi*

LICH. und *Punctospirifer* ex gr. *cristatus* SCHLOTH. Auf Grund dieser Faunula vermutete er ein unterpermisches Alter, was vermutlich zur Einstufung in die Jamal-Formation durch RUTTNER führte.

Es handelt sich nach A. RUTTNER um eine 59 m mächtige Folge im Hangenden des Sadar-II-Members und im Liegenden vermutlich triassischer Dolomite. Sie beginnt über den grünen Schiefen von Top Sadar mit roten Sandsteinen, die von einer Wechselfolge von Mergeln und Kalken überlagert werden. Teilweise handelt es sich um rötliche Spatkalke, teilweise um dunkelgraue Gesteine.

1966 konnten aus dieser Formation mehrere Proben aufgesammelt werden, von denen 66 HF 82 D Fusulinacea führte. Nach KAHLER, 1974b, handelt es sich, wie bereits erwähnt, um *Praeparafusulina lutugini* (SCHELLWIEN), *Occidentoschwagerina fusulinoides* (SCHELLWIEN), *O. postgallowayi sarykolensis* LEYEN & KALMYKOVA. Die Fauna stuft die Probe in das untere Artinskium ein.

Taxonomie

Subordn. Caniniina WANG, 1950

Familie Cyathopsidae DYBOWSKI, 1873

Genus *Pseudozaphrentoides*

STUCKENBERG, 1904

1840 gab MICHELIN in einer Publikation von GERVAIS einer Koralle den Namen *Caninia cornucopiae*, ohne sie jedoch zu beschreiben. Zwischen 1841 und 1848 veröffentlichte er die „Iconographie Zoophytologique“. In ihr beschrieb er 1843 aus dem Karbon von Frankreich *Caninia gigantea*, und 1845 *Caninia cornubovis*, aber erst 1847 gab er eine Darstellung von *C. cornucopiae*. Inzwischen hatte MCCOY, 1844, in England *Siphonophyllia cylindrica* aufgestellt. Das Genus erinnert durch den Besitz eines breiten Präsepimentariums stark an *Caninia gigantea*, was nicht nur zu einer Syno-

nymisierung beider führte, sondern – nachdem vielfach *C. gigantea* als Typus von *Caninia* angesehen wurde – zu dem Streit, ob *Siphonophyllia* und *Caninia* synonym seien.

Etwa gleichzeitig errichtete, vermutlich bedingt durch die fehlende Beschreibung von *C. cornucopiae*, D'ORBIGNY, 1849, gestützt auf *C. cornubovis* MICHELIN das Genus *Cyathopsis*. 1908 stellte CARRUTHERS fest, daß *Caninia cornucopiae* und *C. cornubovis*, und damit *Caninia* und *Cyathopsis* synonym seien, wobei er sich bei dieser Annahme jedoch nicht auf die Typen stützte. Da im 2. Weltkrieg das Originalmaterial von *C. cornucopiae* verloren ging (HILL, 1981: 339), ist eine Überprüfung dieser Synonymie unter Zugrundelegung der Typen nicht mehr möglich. Das von CARRUTHERS abgebildete Exemplar gilt daher heute als Bezugspunkt für alle *Caninia* betreffenden Überlegungen.

Im Rahmen seiner Arbeit gab der Autor auch eine Beschreibung der Ontogenie von *C. cornucopiae*. Er erkannte dabei als eines der wichtigen Merkmale caninoider Rugosa die ontogenetische Änderung des Septenplanes. Dieser beginnt mit einem kurzen Cardinaleptum in einer deutlichen, bis in das Zentrum reichenden, parallelwandigen Fossula zwischen verdickten Metasepten („*vermicularis*“-Phase), geht über in ein Stadium mit abnehmender Verdickung und Verkürzung der Septen der Gegenquadranten, wobei jedoch das Gegenseptum lang bleibt („*dumonti*“-Phase). Das Endstadium zeigt radiär gestellte, vergleichsweise kurze und dünne Septen, ein kurzes Cardinaleptum, sowie ein, den übrigen Septen in der Länge entsprechendes, Gegenseptum. In sämtlichen Stadien sind die Septen „amplexoid“ ausgebildet. CARRUTHERS (1908: 162) verstand darunter Septen, die sich über einem Tabulum bis zum folgenden verkürzen, um danach erneut verlängert einzusetzen. (In achsennahen Längsschliffen zeigt sich dieser Septentypus in von Böden unterbrochenen, auf den vorhergehenden Tabulae reitenden Pfeilern; vgl. TIDTEN, 1972: Taf. 1, Fig. 2, 3). In der Folge wurde durch die Arbeit von LEWIS, 1924, über *Caninia juddi* dieser Begriff

jedoch durch den des „amplexoiden Stadiums“ mehrdeutig. LEWIS bezeichnete damit eine generelle Verkürzung der Septen ab einem bestimmten Wachstumsstadium (vgl. HILL, 1935: 502).

1904 beschrieb STUCKENBERG neben *Caninia inostrawenzi* und anderen Arten dieses Genus, *Pseudozaphrentoides* mit dem Typus *P. jerofeewi*. 1952 synonymisierte DOBROLJUBOVA die beiden Arten unter erstgenanntem Namen. Sie stützte sich hierbei auf umfangreiches, von ihr aufgesammeltes Material, ohne jedoch die Typen von STUCKENBERG zu berücksichtigen. Dementsprechend wird als Vergleich stets die von DOBROLJUBOVA abgebildete Form „*C. inostrawenzi*“ herangezogen, obgleich bei der Untersuchung der von EICHWALD, 1861, beschriebenen *Rugosa* FEDOROWSKI (in FEDOROWSKI & GORIANOV, 1973) feststellen konnte, daß die Ontogenie des Septalapparates des Typusexemplars von *Pseudozaphrentoides jerofeewi* (vgl. dazu IVANOVSKI, 1987: 31) sich von dem von „*Caninia*“ *inostrawenzi* durch ein „amplexoides“ Jugendstadium unterscheidet.

Das Cardinaleptum ist bei diesem Exemplar deutlich länger als die benachbarten Metasepten und liegt in eine geschlossenen Fossula. Die Cardinal-Metasepten sind asymmetrisch verdickt, wobei einseitig die Verdickung auf die Gegen-Metasepten übergreift. Das Gegenseptum (?) ist leicht kürzer als die benachbarten Metasepten. Ein Vergleich mit dem von DOBROLJUBOVA, 1952: Taf. 1, Fig. 1–9, abgebildeten Exemplar bietet sich an.

Dies führte DOBROLJUBOVA, 1952, 1962, HILL, 1956, FEDOROWSKI, 1973, u.a. zur Ansicht einer Synonymie von *Pseudozaphrentoides* und *Caninia*, wobei u.a. FEDOROWSKI auf die amplexoiden Septen beider Genera hinwies. Er berücksichtigte dabei nicht, daß CARRUTHERS unter „amplexoid“ etwas anderes verstand als LEWIS, 1924. Dementsprechend ist die Existenz eines „amplexoiden Stadiums“ bei *Pseudozaphrentoides jerofeewi* kein Beweis einer Synonymie. Dazu kommt, daß der Typus von *Caninia*, *C. cornucopiae*, sich durch ein auffallend starkes Zurücktreten der Dissepimente von

Pseudozaphrentoides sehr deutlich unterscheidet.

Die Unklarheiten, zu denen es durch die Neuaufstellung von Arten mit Erweiterung der ursprünglichen Genusdefinition im Laufe der Zeit kam, zeigen u.a. die wechselnden Synonymisierungen. So wurde „*Caninia*“ *inostrawenzi* von FEDOROWSKI, 1968, zu *Caninophyllum* LEWIS, 1929, von FEDOROWSKI, 1973 (in FEDOROWSKI & GORIANOV), dagegen zu (?) *Bothrophyllum* gestellt, wobei bereits WANG, 1950, das Genus mit *Bothrophyllum* synonymisiert hatte. Im Gegensatz dazu hielten IVANOVSKI, 1976, MOORE & JEFFORDS, 1945, HILL, 1981, SEMENOFF-TIAN-CHANSKY, 1974, SUTHERLAND, 1958, ROSS & ROSS, 1962, und BOLL, 1983, an einer Trennung von *Pseudozaphrentoides* und *Caninia* fest. Auch POTY, 1981, faßte die von FEDOROWSKI getrennten Arten wieder zusammen. Er betrachtete sie als jüngere Synonyma von *Campophyllum juddi* THOMSON, wobei er u. a. diese Art *Pseudozaphrentoides* zuordneten. *C. juddi* war 1924 von Lewis revidiert und zu *Caninia* gestellt worden. Da der Holotypus durch Brand vernichtet worden war, stellte Lewis einen Neotypus auf. Seine Abbildungen (Taf. 27, Fig. 3a, b) zeigen jedoch nur das Reifestadium mit breitem Dissepimentarium, während sich die Darstellung der Ontogenie auf Paratypen stützte. Demnach ist diese durch einen Wechsel in den Septenanordnungen charakterisiert. Sie beginnt mit einem „zaphrentoiden“ Stadium, bei dem die Septen der Cardinalquadranten um die Cardinalfossula bis zur Achse reichen. Darauf folgt, durch Verkürzung der Septen, ein „amplexoides“ Stadium, welches letztendlich von einem caninoiden Stadium abgelöst wird. Dieses ist charakterisiert durch verkürzte Septen und eine sehr deutliche Cardinalfossula mit einem kurzen Cardinaleptum zwischen längeren, verdickten Metasepten.

Die ontogenetischen Veränderungen des Septalapparates wurde bereits im vergangenen Jahrhundert erkannt und Wachstumsstufen gleichgesetzt. Von diesen wird jedoch nicht einmal das postlarvale „Protoseptenstadium“ einheitlich definiert. (In dieser Arbeit wird auch bei den

Septenformeln von der Annahme von vier Protosepten ausgegangen.) Die beiden folgenden Stadien sind Veränderungen, die sicher biologisch bedingt sind. Es liegt nahe, das „caninoide“ Endstadium als Stadium der Geschlechtsreife aufzufassen.

(Eine Schwierigkeit ergibt sich in der Literatur durch die unterschiedlichen Definition der Begriffe zaphrentoid und caninoid. GORDON, 1906: 116, verstand unter ersterem ein Querschliffbild, bei dem die Cardinal-Metasepten fiederförmig beiderseits von dem in einer Fossula gelegenen langen Cardinaleseptum ausstrahlen, und die diesem benachbarten Metasepten am kürzesten sind. Nach SMITH, 1913: 64, dagegen stoßen bei einem zaphrentoiden Septenplan die Septen der beiden Cardinalquadranten achsial zusammen und strahlen von hier fächerartig gegen die Peripherie aus, wobei die innersten, jüngsten Metasepten die Cardinalfossula umschließen. Unter caninoid wird teilweise eine Anordnung verstanden, die ähnlich der zaphrentoiden ist, jedoch sind die Metasepten aller vier Quadranten deutlich kürzer und erreichen die Achse nicht. Sie bilden dementsprechend keine Fächer, wenngleich auch hier in den Cardinalquadranten eine Verkürzung der Septen gegen das Cardinaleseptum gegeben ist. Bisweilen wird auch eine radiäre Septenanordnung kurzer Metasepten als caninoid bezeichnet. Der Begriff wurden von Vaughan geprägt, der darunter jedoch nicht einen Septenplan, sondern die Existenz einer tiefen, langen Fossula verstand. Häufig wird bei diesen Bezeichnungen auch auf die Art der Septenverdickung und ihre ontogenetische Veränderung Rücksicht genommen, wobei meist von verdickten Septen im Jugendstadium und ihrer, teilweise nur auf die Gegenquadranten beschränkten, Verdünnung im Reifestadium Bezug genommen wird. LEWIS, 1924, verstand unter zaphrentoid ein Stadium mit langen, unter amplexoid eines mit kurzen, und unter caninoid eines mit weiter entwickelten langen Septen.)

Wie diese Ausführungen zeigen, ist bei cyathopsiden Rugosa die Kenntnis ihrer Ontogenie für eine Zuordnung notwendig. In den meisten

Beschreibungen vermißt man jedoch diesbezügliche Angaben. Dementsprechend schwierig und unsicher ist eine Bestimmung und Zuordnung.

***Pseudozaphrentoides winsnesi* n. sp.**

(Taf. 1, Fig. 2–5; Taf. 2, Fig. 1–7)

Typus: SMF 56622 (66 HF 82B).

Locus typicus: Kuh-e-Saludu, Ozbak-Kuh, Ost-Iran.

Stratum typicum: Saludu-Formation, unteres Artinskium, Perm.

Material: SMF 56613 (66 HF 82A), SMF 56614 (TSW 2/4), SMF 56615 (66 HF 82A1), SMF 56616 (65 AR 85), SMF 56617 (66 HF 82D), SMF 56618 (65 AR 85), SMF 56619 (65 AR 12/1), SMF 56620 (TWS 2/2), SMF 56621 (TWS 2/8), SMF 56623 (TWS 2/7), SMF 56624 (TWS 2/1), SMF 56625 (TWS 2/5) (Fundpunkte vgl. Abb. 2, 3, Taf. 1, Fig. 1).

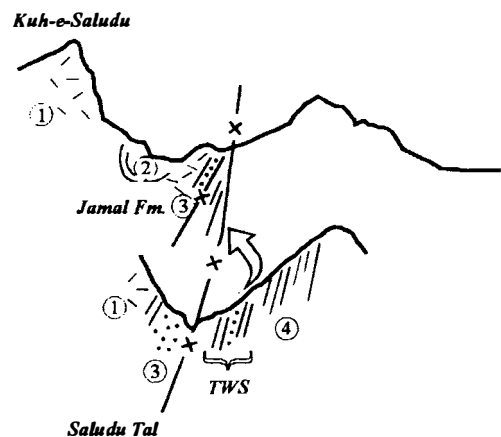


Abb. 2: Saludu-Tal mit den Fundpunkten Winsnes. Unmaßstäbliche Geländeskizze (vgl. Taf. 1, Fig. 1).

Derivatio nominis: Ich benenne die neue Art nach ihrem Finder, Dr. T. Winsnes.

Diagnose: Art des Genus *Pseudozaphrentoides* mit 44 Großsepten, bei einem Durchmesser von bis zu 35 mm.

Differentialdiagnose: Die meisten Arten unterscheiden sich von der vorliegenden durch einen

schnittenes Septum zeigt im achsialen Abschnitt amplexoide, sägeblattartige Ausbildung.

Die ontogenetische Entwicklung zeigen neben dem Typus 56622 einige weitere Exemplare, von denen mehrere Querschliffe angefertigt werden konnten. Die Abmessungen der Durchmesser und die Septenzahlen des Typus zeigt die Tabelle 3. Die Kurzsepten sind in den frühen Stadien nur kurze, dornenartige Vorsprünge. Das Dissepimentarium beginnt sich aus den Cardinal-Quadranten zu entwickeln. Bereits bei einem Durchmesser von 15 mm sind nur mehr die Septen der Cardinal-Quadranten speerblattartig verdickt, die der Gegen-Quadranten dagegen dünn. Dies bleibt bis in die höchsten Folienlagen.

Der ceratoide, leicht gekrümmte Corallit 56624, dessen Anfangsteil nicht erhalten war, dürfte eine Gesamtlänge von etwa 10 cm erreicht haben. Epithek und äußeres Dissepimentarium sind weitgehend abgewittert. Der Kelch ist zusammengedrückt.

Der unterste Durchmesser erreicht maximal 13 mm. Die Septen sind keilartig verdickt und erreichen das Zentrum nicht, sondern lassen einen septenfreien Raum von 3 x 4 mm. Die Septenzahl beträgt 31. Ihre Verteilung ist (im Uhrzeigersinn und bei Annahme von vier Protosepten) 6:6:8:7. Das Cardinaleptum ist verkürzt und liegt in einer geschlossenen Fossula, gebildet aus dem ersten und zweiten benachbarten Septum, die durch einen Bodenschnitt miteinander verbunden sind. Gegenüber liegt das deutlich schmälere und lange Gegenseptum. Die Alarsepten sind verkürzt. Die Septen sind lanzettartig und zeigen eine dunkle Mittellinie mit senkrecht darauf stehenden Fasern. Bodenschnitte sind nur vereinzelt vorhanden, Kurzsepten sind nicht erkennbar, was auf Abwitterung zurückgeführt wird.

Eine wenige Millimeter höhere Folie zeigt einen Durchmesser von 13 bis 14 mm und eine Gesamtseptenzahl von 31. Das kurze Cardinaleptum liegt in einer geschlossenen Fossula. Die Septenverteilung entspricht dem vorhergehenden Schliff, wobei das Gegenseptum lang ist.

35 mm höher beträgt der Durchmesser 35 mm, wobei die Randteile abgewittert sind. Das Cardinaleptum liegt in einer geschlossenen Fossula und ist im Vergleich zu den vorhergehenden Schnittlagen und den folgenden im achsialen, dünnen Abschnitt auffallend lang. Die Septen der Cardinalquadranten sind verdickt. Die Septenverteilung ist 7:7:11:8, wobei das Gegenseptum etwas kürzer als die benachbarten Septen ist. Die Septen der Gegenquadranten sind schmal, Septen zweiter Ordnung sind nur soweit erkennbar, als Dissepimentariumteile erhalten sind.

Eine Folie, 5 mm höher, hat bei etwa gleichem Durchmesser ein kurzes Cardinaleptum in einer geschlossenen Fossula und ein gleichfalls verkürztes Gegenseptum. Die Septenverteilung entspricht der der vorangehenden Folie. Die Septen der Cardinalquadranten bleiben verdickt. Das Dissepimentarium mit den Kurzsepten ist nur örtlich erhalten.

Der 30 mm höhere, bereits an der Kelchbasis liegende Schliff hat einen Durchmesser von 27 x 28 mm. Das Cardinaleptum, in einer geschlossenen Fossula liegend, ist kurz, die Septen der Cardinalquadranten zeigen eine deutliche Verschmälerung. Die Septenverteilung ist 8:8:11:9. Das Gegenseptum entspricht in seiner Ausbildung den benachbarten Septen. Der septenfreie Achsialraum hat einen Durchmesser von 11 mm. Das Dissepimentarium ist auf einzelne periphere Anteile des abgewitterten Koralliten beschränkt, teilweise fischgrätenförmig entwickelt, wobei nur vereinzelt Kurzsepten erkennbar sind.

Bemerkungen: Die vorliegenden Exemplare wurden bei ihrer ersten Bearbeitung in den 60er Jahren mit „*Caninia*“ *mufatii* GORSKY, 1938, verglichen und dem Genus *Pseudozaphrentoides* zugeordnet. Diese Art wurde von FEDOROWSKI, 1975, zu *Siedleckia* gestellt, wenngleich Ontogenie und frühe Wachstumsstadien der Art unbekannt sind. *Pseudozaphrentoides* ist typischerweise ein karbonates Genus. Aus dem Unterperm wurden bisher nur aus Nordamerika folgende Arten beschrieben:

	Max. Ø	Großsepten
<i>P. elkoensis</i> (HOARE, 1964)	43	35
<i>P. goldcreekensis</i> (HOARE, 1964)	36	40
<i>P. hanseni</i> WIL. & LANG, 1962	40	35–40
<i>P. trojana</i> (EASTON, 1960)	90	70

Tabelle 4: Bisher bekannte permische Arten des Genus *Pseudoparentoides*.

Ein Vergleich der Abmessungen zeigt, daß die neue Art einen Durchmesser von 30 mm nur selten übersteigt, wobei die maximale Septenzahl zwischen 40 und 44 beträgt. Insofern besteht eine geringe Ähnlichkeit mit *P. goldcreekensis*.

4. Danksagung

Für Arbeiten in Zusammenhang mit dieser Publikation danke ich Frau G. Bauer, Frau S. Neumeister und Herrn E. Kober vom Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz. Das Material wird im Senckenberg-Museum Frankfurt/Main (SMF) aufbewahrt. Die Arbeit ist Teil des Projektes P 8716 des FWF.

5. Literatur

(Soweit die Literatur bereits von HILL, 1981, zitiert wurde, wird sie in folgender Liste nicht angeführt.)

BOLL, Ch. (1985): Rugose Korallen der Flachwasserfazies im Oberkarbon des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). – *Palaeontographica*, Abt. A, **190**, 1–81, 26 Abb., 9 Taf., Stuttgart.

FEDOROWSKI, J. (1968): Upper Visean Tetracoralla from some Borings in the Lublin Coal Measures (Poland). – *Akad. Paleont. Pol.*, **13**, 203–216, 2 Abb., 2 Taf., Warschau.

FLÜGEL, E. (1980): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen. – *Carinthia*, **36**, SH, 260 S., Klagenfurt.

FLÜGEL, H.W. (1991): Rugosa aus dem Karbon der Ozbak-Kuh-Gruppe Ost-Irans (Teil 1). – *Jb. Geol. B.-A.*, **134**, 657–688, 35 Abb., 6 Tab., 2 Taf., Wien.

FLÜGEL, H.W. (1993): Neue Korallen aus dem Paläozoikum Irans. – *Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss.*, **200**, 137–149, 1 Abb., 2 Taf., Wien.

FLÜGEL, H.W. (1995): Rugosa aus dem Karbon der Ozbak-Kuh-Gruppe Ost-Irans (Teil 2). – *Jb. Geol. B.-A. (MS)*, Wien.

FLÜGEL, H. & RUTTNER, A. (1962): Vorbericht über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum von Ozbak-Kuh (NE-Iran). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1-3**, 146–150, 1 Abb. Wien.

GORDON, C.E. (1906): Studies on Early Stages in Paleozoic Corals. – *Amer. J. Sci.*, (4), **21**, 109–127, 18 Abb., New Haven.

HILL, D. (1981): Coelenterata. – *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part F, **1, 2**, 762 S., 462 Abb., Lawrence, 1981

IVANOVSKI, A.B. (1987): Rugozi, opisannye A.A. Stuckenbergom (1888–1905). – *Akad. Nauk SSSR, Vses. Pal. Obschestov*, 46 S., 24 Taf., Moskau.

KAHLER, F. (1974a): Fusuliniden aus T'ien-schan und Tibet – Mit Gedanken zur Geschichte der Fusuliniden-Meere im Perm. – *Rep. Sci. Exped. Prov. China*, 148 S., 2 Taf., Stockholm.

KAHLER, F. (1974b): Iranische Fusuliniden. – *Jb. Geol. B.-A.*, **117**, 75–107, 1 Abb., 2 Taf., Wien.

KAHLER, F. (1977): Bemerkenswerte Fusuliniden-Funde im ostmediterranen und iranischen Raum. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, (4), 199–216, Stuttgart.

KAHLER, F. & KAHLER, G. (1979): Fusuliniden (Foraminifera) aus dem Karbon und Perm von Westanatolien und dem Iran. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **70**, 187–269, 6 Abb., 10 Taf., Wien.

LEWIS, H.P. (1935): The Lower Carboniferous Corals of Nova Scotia. – *Ann. Mag. Nat. Hist.*, (10) **16**, 118–142, 1 Abb., Taf. 5–7, London.

POTY, E. (1981): Recherches sur les Tétracoralliaires et les Hétérocortalliaires du Viséen de la Belgique. – *Med. Rijks Geol. Dienst*, **35**, 1–61, 63 Abb., 34 Taf., Belgique.

ROSS, Ch.A. & ROSS, J.P. (1962): Pennsylvanian, Permian Rugose Corals, Glass Mountains, Texas. – *J. Paleont.*, **36**, 1163–1188, 11 Abb., Taf. 160–163, Menasha.

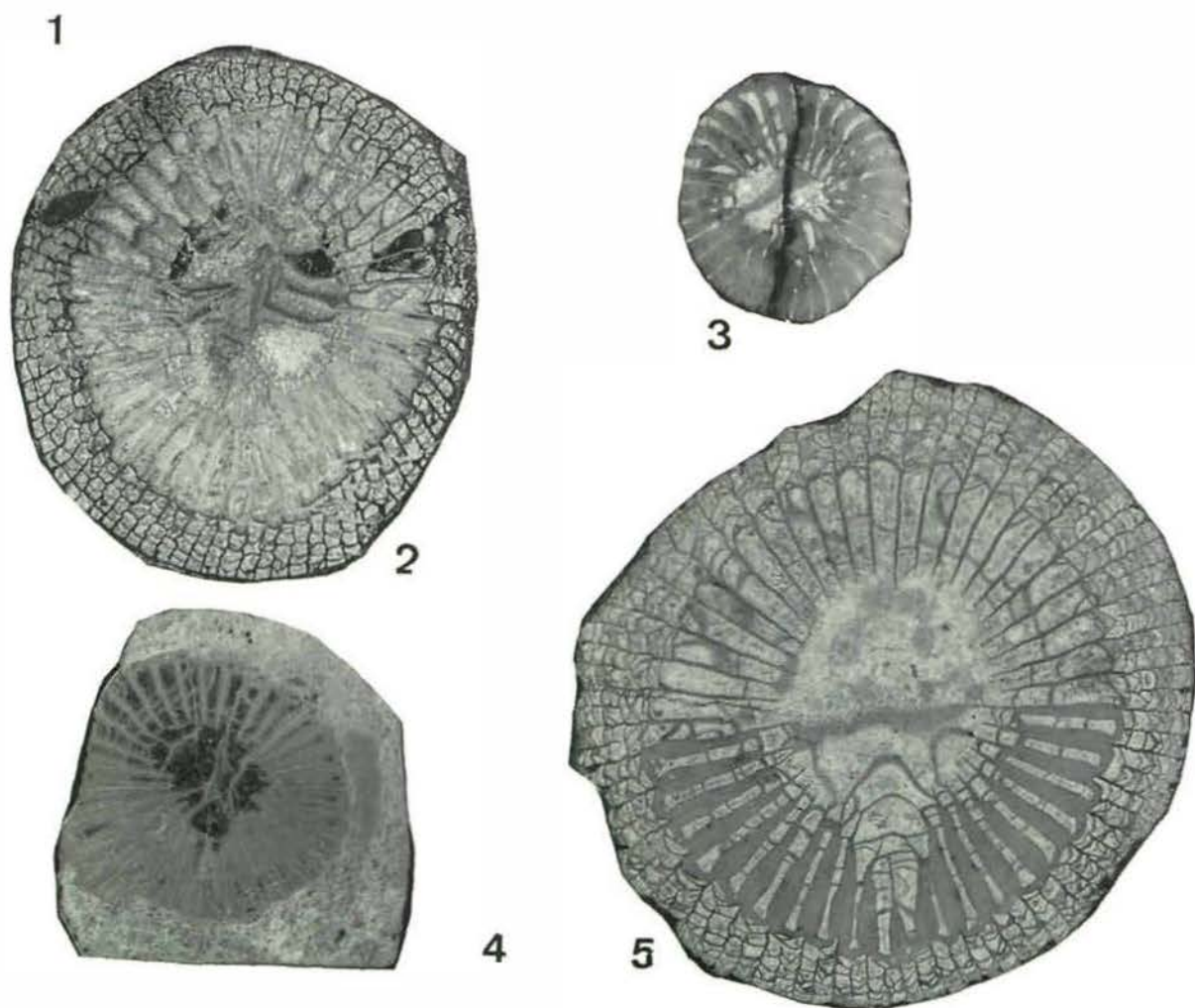
- RUTTNER, A. (1980): Sedimentation und Gebirgsbildung in Ost-Iran – erläutert an drei Beispielen. – Berliner geowiss. Abh. (A), **20**, 3–20, Berlin.
- RUTTNER, A. & STÖCKLIN, J. (1966): Foreword. – In: Contributions to the Paleontology of East Iran, Geol. Survey Iran, Report, **6**, 3–6, Teheran.
- RUTTNER, A., NABAVI, M.H. & HAJIAN, J. (1968): Geology of the Shirgesht Area (Tabas Area, East Iran). – Geol. Survey Iran, Report, **4**, 133 S., 38 Abb., Teheran.
- STEPANOV, D.L. (1967): Carboniferous Stratigraphy of Iran. – Geol. Survey Iran, unpubl. Manuskript, 12 S., Teheran.
- STEPANOV, D.L. (1971): Carboniferous Stratigraphy of Iran. – In: Comptes Rendu, Int. Carb. Congr., **4**, 1505–1518, Netherlands.
- STÖCKLIN, J. (1971): Stratigraphic Lexicon of Iran. – Part I: Central, North and East Iran. – Geol. Survey Iran, Report, **18**, 338 S., Teheran.
- STÖCKLIN, J., EFTEKHAR-NEZHAD, J. & HUSHMAND-ZADEH, A. (1965): Geology of the Shotori Range (Tabas Area, East Iran). – Geol. Survey Iran, Report, **3**, 68 S., 33 Abb., 3 Taf., Teheran.
- SUTHERLAND, P.K. (1954): New genera of Carboniferous Tetracorals from western Canada. – Geol. Mag., **91**, 5, 361–371, 3 Abb., Taf. 9–10, London.
- WALLISER, O.H. (1966): Preliminary notes on Devonian, Lower and Upper Carboniferous goniatites in Iran. – Geol. Survey Iran, Report, **6**, 7–24, 7 Abb., 3 Taf., Teheran.
- WEDDIGE, K. (1984): Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Devons und Karbons von NE-Iran. – Senckenbergiana Lethaea, **65**, 179–223, 14 Abb., Frankfurt/M.

Anschrift des Verfassers:
em. Univ. Prof. Dr. H.W. Flügel, Leonhardgürtel 30,
A-8010 Graz, Austria.

Manuskript eingegangen: 25. Juli 1994

Tafel 1

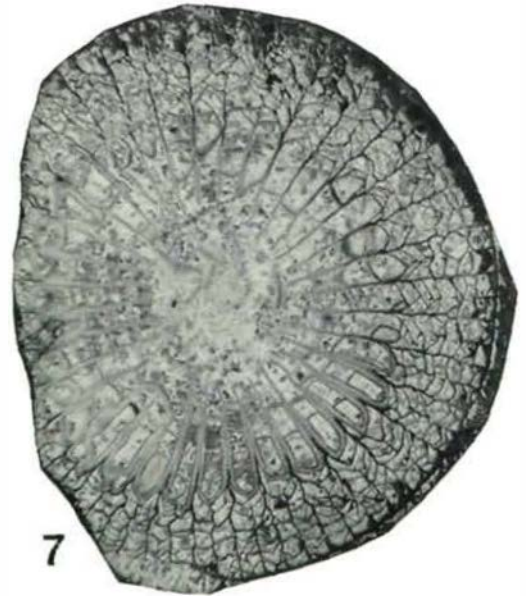
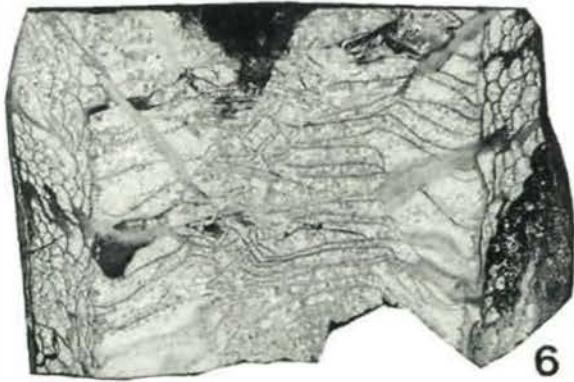
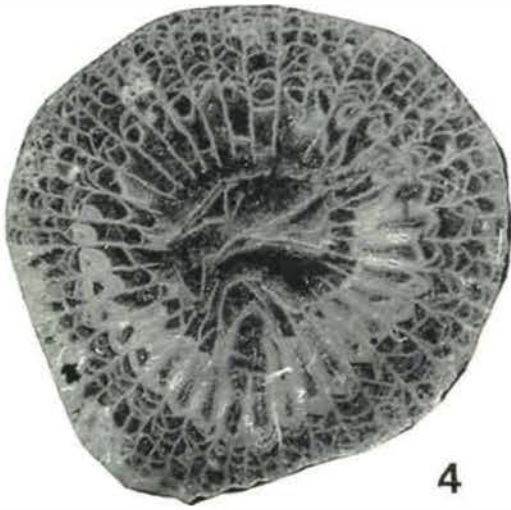
- Fig. 1: Talschluß des Saludu-Tales. Links Kuh-e-Saludu (vgl. Abb. 2).
- Fig. 2: *Pseudozaphrentoides winsnesi* n. sp. (SMF 56618).
- Fig. 3: *Pseudozaphrentoides winsnesi* n. sp. (SMF 56624).
- Fig. 4: *Pseudozaphrentoides winsnesi* n. sp. (SMF 56622).
- Fig. 5: *Pseudozaphrentoides winsnesi* n. sp. (SMF 56621).



1 cm

Tafel 2

- Fig. 1: *Pseudozaphrentoides winsnesi* n. sp. (SMF 56624)
Fig. 2: *Pseudozaphrentoides winsnesi* n. sp. (SMF 56617)
Fig. 3: *Pseudozaphrentoides winsnesi* n. sp. (SMF 56622)
Fig. 4: *Pseudozaphrentoides winsnesi* n. sp. (SMF 56622)
Fig. 5: *Pseudozaphrentoides winsnesi* n. sp. (SMF 56622)
Fig. 6: *Pseudozaphrentoides winsnesi* n. sp. (SMF 56618)
Fig. 7: *Pseudozaphrentoides winsnesi* n. sp. (SMF 56613)



NEUE CONODONTEN AUS DEM UNTEREN MUSCHELKALK (TRIAS, ANIS) DES GERMANISCHEN BECKENS

Annette E. Götz

Mit 1 Abbildung, 1 Tabelle und 2 Fototafeln

Zusammenfassung:

Aus dem Grenzbereich Bithyn/Pelson (Unterer Muschelkalk, Trias) des Germanischen Beckens werden vier neue Conodontenarten beschrieben: *Diplododella lanceata* n. sp., *Metalonchodina magnidentata* n. sp., *Neohindeodella excurvata* n. sp. und *Neohindeodella germanica* n. sp.

Als charakteristische Faunenelemente dieses stratigraphischen Niveaus besitzen sie innerhalb der germanischen Mitteltrias biostratigraphischen Leitwert.

Abstract:

Four new conodont species are described from the Bithynian/Pelsonian boundary (Middle Triassic, Anisian) of the Germanic Basin (Germany): *Diplododella lanceata* n. sp., *Metalonchodina magnidentata* n. sp., *Neohindeodella excurvata* n. sp. and *Neohindeodella germanica* n. sp.

These conodonts are characteristic faunal elements of the examined stratigraphical horizon with biostratigraphical importance for the Germanic Middle Triassic.

1. Einleitung

Im Rahmen feinstratigraphischer Profilneuaufnahmen der Oolithbänke (Unterer Muschelkalk, Trias) Mittel- und Norddeutschlands erfolgte eine genauere Bearbeitung der Conodontenfaunen dieses stratigraphischen Schichtabschnittes.

KOZUR (1974, 1980) definiert die Grenze Unteranis/Pelson in der Germanischen Trias mit dem Einsetzen von *Nicoraella kockeli* (TATGE, 1956) ab der Oberen Oolithbank. Aus diesem Grenzbereich konnten vier neue Arten beschrieben werden. Das Probenmaterial der untersuchten Profile stammt aus den Oolithbänken Franckens (Karlstadt, Werbach), Ostthessens (Poppenhausen), Thüringens (Creuzburg, Deuna, Steudnitz), Südniedersachsens (Hardeggen), Sachsen-Anhalts (Bernburg, Querfurt) und Brandenburgs (Rüdersdorf). Die Lage der beprobten Profile sowie der Typlokalitäten (1-3) ist Abb. 1 zu entnehmen.

Das in dieser Arbeit abgebildete Typusmaterial ist in der Paläontologischen Sammlung des Hessischen Landesmuseums Darmstadt hinterlegt.

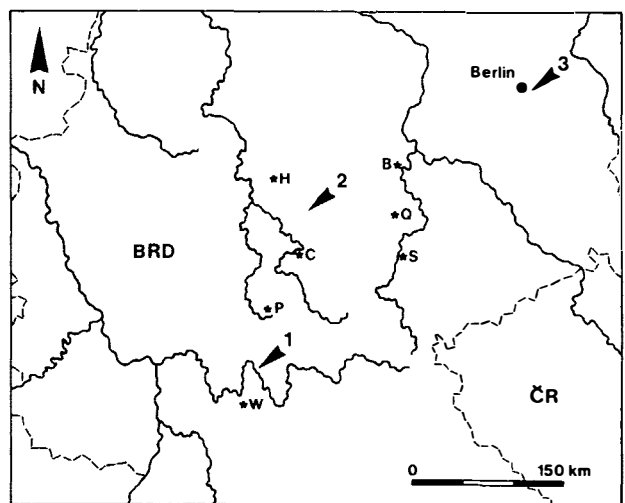


Abb. 1: Übersichtskarte mit Lage der Typlokalitäten (1 – Karlstadt/Mainfranken, 2 – Deuna/NW-Thüringen, 3 – Rüdersdorf/Brandenburg) sowie weiterer Fundpunkte (B – Bernburg, C – Creuzburg, H – Hardeggen, P – Poppenhausen, Q – Querfurt, S – Steudnitz, W – Werbach).

2. Systematik

Gattung *Diplododella* BASSLER, 1925

Typusart *Diplododella bilateralis* (BASSLER)

Diplododella lanceata n. sp.

(Taf. 1, Fig. 2; Taf. 2, Fig. 6)

? 1972 *Diplododella bidentata* (TATGE) –
KOZUR & MOSTLER, S. 6, Taf. 3, Fig. 3

Derivatio nominis: Nach dem lanzenförmigen Zahn über dem Scheitelpunkt vor dem Hauptzahn.

Holotypus: Taf. 1, Fig. 2.

Locus typicus: Karlstadt (Mainfranken).

Stratum typicum: Obere Oolithbank (muOß);
Probe Kar 92.6.II.

Material: 6 Exemplare.

Diagnose: Hinterast lang, mit 10–17 Zähnen besetzt. Hauptzahn deutlich. Die kurzen Seitenäste sind in einem Winkel von etwas mehr als 90° vom Hinterast abgebogen und tragen meist nur einen Zahn, seltener weisen sie zwei Zähne auf. Über dem Scheitelpunkt liegt vor dem Hauptzahn ein lanzenförmiger Zahn. Basalfurche und -grube fehlen.

Beschreibung: Astbogen des Hinterastes hoch und flach, mit 10–17 vorn und hinten zugeschärften Zähnen besetzt. Der zweite Zahn des Hinterastes ist als Hauptzahn entwickelt. Der davor über dem Scheitelpunkt liegende lanzenförmige Zahn ist etwas kleiner als der Hauptzahn, vorn abgeplattet und hinten zugeschärft. Hinter dem Hauptzahn folgen kleinere, nadelförmige, schlanke Zähne; im hinteren Drittel sind wieder 3–4 größere Zähne ausgebildet, hinter denen 1–2 kleinere folgen, welche stark nach hinten geneigt sind. Die kurzen Seitenäste stehen unter einem Winkel von etwas mehr als 90° vom Hinterast ab. Sie tragen meist nur einen Zahn, seltener weisen sie zwei Zähne auf. Die Astbogenunterseite ist durch eine Basislamelle zugeschärft, welche unter dem Hauptzahn oder kurz dahinter spitz nach unten ausgezogen ist. Basalfurche und -grube fehlen.

Vorkommen: Oolithbankzone (Grenze Bithyn/Pelson), germanische Trias.

Beziehungen: *Diplododella lanceata* n. sp. vermittelt zwischen *Diplododella bidentata* (TATGE, 1956) und *Diplododella meissneri* (TATGE, 1956).

Diplododella bidentata (TATGE) stimmt in der Ausbildung des stark reduzierten vorderen Astbogens überein, der ein, selten zwei kleine Zahnchen aufweist und etwa senkrecht vom Hinterast abzweigt. Der Hinterast bei *Diplododella bidentata* (TATGE) ist jedoch kürzer, höher, und seine Zähne sind in der vorderen Hälfte schwächer nach hinten geneigt. Die Variationsbreite dieser Art ist besonders deutlich mit den bei KOZUR & MOSTLER (1972) abgebildeten Exemplaren aus dem Unteranis unterhalb der Oolithbankzone dokumentiert; auch der Holotypus bei TATGE (1956) stammt aus diesem stratigraphischen Bereich. Typische Exemplare haben einen hohen, relativ kurzen Hinterast, dessen Höhe zum Hinterende sehr rasch abnimmt. In diesem letzteren Bereich liegen 3–4 kleine Zähne, die stark nach hinten geneigt sind. Ein anderer, seltener Morphotyp ist ähnlich, die kleinen Zähne am Hinterende fehlen jedoch. Am ähnlichsten zu der neubeschriebenen Art, und wahrscheinlich identisch mit ihr, ist das bei KOZUR & MOSTLER (1972, Taf. 3, Fig. 3) unter *Diplododella bidentata* (TATGE, 1956) abgebildete Exemplar.

Bei *Diplododella meissneri* (TATGE) stimmt der Hinterast in Form und Bezahnung mit der neuen Art überein. Die Seitenäste bilden jedoch mit dem Hinterast einen Winkel von deutlich mehr als 90° und verlaufen daher schräg nach vorn. Sie sind zudem wesentlich größer und tragen 3–5 Zähne.

Gattung *Metalonchodina*

BRANSON & MEHL, 1941

Typusart *Metalonchodina bidentata* (GUNNELL)

***Metalonchodina magnidentata* n. sp.**

(Taf. 1, Fig. 1; Taf. 2, Fig. 7, 8)

1956 *Metalonchodina ? dinodoides* n. sp. –
TATGE, S. 135, Taf. 6, Fig. 4

Derivatio nominis: Nach dem großen Hauptzahn.

Holotypus: Taf. 1, Fig. 1.

Locus typicus: Rüdersdorf bei Berlin (Brandenburg).

Stratum typicum: Basis der Rüdersdorfer „Schaumkalkstufe“ (mu1β); Probe Rüd 93.10.I.

Material: 8 Exemplare.

Diagnose: Vorderast mit 10–12 Zähnen besetzt. Hauptzahn stark nach innen gebogen, sehr groß. Hinterast sehr kurz, mit 2–3 kleinen Zähnen. Basalfurche schmal, z.T. mit winziger Basalgrube.

Beschreibung: Astbogen robust. Vorderast mäßig lang, mit 10–12 Zähnen, wobei die ersten 3–4 Zähne direkt vor dem Hauptzahn meist wesentlich kleiner sind als die übrigen Zähne des Vorderastes. In der Mitte des Vorderastes sind die Zähne sehr robust, zum Vorderende nimmt die Größe langsam ab. Der stark nach innen gebogene Hauptzahn ist breiter und länger als die Zähne des Vorderastes. Der kurze Hinterast trägt 2–3 kleinere Zähne, welche ebenfalls nach innen gebogen sind, jedoch nicht so stark wie der Hauptzahn. Die Unterseite des Astbogens ist etwas zugeschärft (invers), jedoch außer im vorderen Teil des Vorderastes und nahe dem Hinterende mit sehr schmaler Basalfurche. Mitunter ist auch eine winzige Basalgrube entwickelt, die in Verlängerung der Achse des Hauptzahnes unter dem Hinterende des Vorderastes liegt.

Vorkommen: Oolithbankzone (Grenze Bithyn/Pel-son), germanische Trias.

Beziehungen: *Metalonchodina magnidentata* n. sp. vermittelt zwischen *Metalonchodina transita* (KOZUR & MOSTLER, 1970) und *Chirodella dinodoides* (TATGE, 1956).

Metalonchodina transita (KOZUR & MOSTLER) besitzt einen robusteren Astbogen mit breiter Unterseite. Der Vorderast trägt nur 6–8 Zähne, wobei die Zähne direkt vor dem Hauptzahn nicht wesentlich kleiner sind als die übrigen Zähne des Vorderastes. Der Hinterast ist stärker vom Vorderast abgebogen als bei *Metalonchodina magnidentata* n. sp.; die Zähne des Hinterastes sind kräftiger entwickelt, der erste hinter dem Hauptzahn folgende Zahn sehr groß. Bei *Chirodella dinodoides* (TATGE) ist der Astbogen an der Unterseite durch eine Basislamelle zugeschärft, die unter dem Hauptzahn zu einer kleinen Spitze ausgezogen sein kann. Basalfurche und -grube fehlen.

Gattung *Neohindeodella* KOZUR, 1968

Typusart *Neohindeodella triassica* (MÜLLER)

***Neohindeodella excurvata* n. sp.**

(Taf. 1, Fig. 4; Taf. 2, Fig. 1–3)

1962 *Hindeodella* n. sp. – BUDUROV, S. 118,
123, Taf. 2, Fig. 12

Derivatio nominis: Nach der sehr starken Herauswölbung im Mittelteil des Astbogens.

Holotypus: Taf. 1, Fig. 4.

Locus typicus: Deuna (NW-Thüringen).

Stratum typicum: Untere Oolithbank (muOα); Probe Deu 93.6.II.

Material: 20 Exemplare.

Diagnose: Astbogen in der Mitte stark herausgewölbt. Vorderast mit 4–9, Hinterast mit 9–11 Zähnen besetzt. Hauptzahn deutlich.

Beschreibung: Astbogen robust, unterschiedlich hoch, in der Mitte stark herausgewölbt. Vorderast deutlich nach oben gebogen und mit 4–9 Zähnen, Hinterast mit 9–11 Zähnen besetzt; der Hauptzahn liegt über der stärksten Herauswölbung des Astbogens und ist schräg nach innen gebogen. Vor und hinter dem Hauptzahn liegen kleine Zähne oder zumindest ein kleiner Zahn, danach nimmt die Größe der Zähne nach vorn und hinten zu; der erste und letzte Zahn sind je-

doch oft wieder deutlich kleiner. Die Zähne des Vorder- und Hinterastes sind bis auf die vordersten 2–3, welche schwach nach vorn weisen, nach hinten geneigt. Die Astbogenunterseite ist zugeschärft, Basalfurche und -grube fehlen.

Vorkommen: Oolithbankzone (Grenze Bithyn/Pelson), germanische Trias.

Beziehungen: *Neohindeodella curvata* (KOZUR & MOSTLER, 1970) sehr ähnlich. *Neohindeodella excurvata* n. sp. ist jedoch wesentlich robuster und in Hauptzahnnahe stärker herausgewölbt. *Neohindeodella curvata* (KOZUR & MOSTLER) besitzt weniger Zähne an Vorder- und Hinterast, welche auch weit getrennt stehen. Der vorletzte Zahn des Hinterastes ist am größten entwickelt und der Vorderast ist nicht nach oben gebogen.

Von *Neohindeodella sulcodentata* (BUDUROV, 1962) liegen bisher nur Bruchstücke vor. Sie gehören zu einer robusten *Neohindeodella*-Art mit starker Aufwölbung in Hauptzahnnahe und weisen dadurch Ähnlichkeit mit *Neohindeodella excurvata* n. sp. auf. Die Zähne vor und hinter dem Hauptzahn sind jedoch größer entwickelt als bei *Neohindeodella excurvata* n. sp. Auch bei *Neohindeodella sulcodentata* (BUDUROV) ist der Vorderast nicht nach oben gebogen.

Gattung *Neohindeodella* KOZUR, 1968
Typusart *Neohindeodella triassica* (MÜLLER)

***Neohindeodella germanica* n. sp.**
(Taf. 1, Fig. 3; Taf. 2, Fig. 4, 5)

- 1956 *Angulodus bockae* n. sp. – TATGE, S. 129, Taf. 5, Fig. 2
1962 ? *Hindeodella pugiodentata* n. sp. – BUDUROV, S. 117, 123, Taf. 2, Fig. 15, 23
1972 *Neohindeodella nevadensis* (MÜLLER) – Trammer, S. 220, Taf. 2, Fig. 3
?1972 *Neohindeodella nevadensis* (MÜLLER) – KOZUR & MOSTLER, S. 21, Taf. 2, Fig. 10, 11

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen im germanischen Becken.

Holotypus: Taf. 1, Fig. 3.

Locus typicus: Rüdersdorf bei Berlin (Brandenburg).

Stratum typicum: Basis der Rüdersdorfer „Schaumkalkstufe“ (mu1β); Probe Rüd 93.10.II.

Material: 22 Exemplare.

Diagnose: Astbogen niedrig und gerade. Vorderast mit 4–6 Zähnen, Hinterast mit 10–12 Zähnen besetzt. Hauptzahn sehr groß.

Beschreibung: Astbogen niedrig, robust und gerade. Vorderast mit 4–6 langen Zähnen, Hinterast mit 10–12 kräftigen Zähnen, welche zum Hinterende robuster werden. Hauptzahn sehr groß. Astbogenunterseite schwach zugeschärft, ohne Basislamelle. Basalfurche und -grube fehlen.

Vorkommen: Oolithbankzone (Grenze Bithyn/Pelson), germanische Trias.

Beziehungen: Große Ähnlichkeit besteht zu *Neohindeodella nevadensis* (MÜLLER, 1956). Diese Art besitzt jedoch weniger Zähne auf dem Vorder- und Hinterast. Weiterhin ist die Unterseite des Vorder- und Hinterastes nach oben aufgebogen.

3. Diskussion

Die Oolithbänke sind ein charakteristischer lithostratigraphischer Leitbankhorizont im Unteren Muschelkalk des Germanischen Beckens. Eine überregionale Parallelisierung ist jedoch wegen der faziell sehr unterschiedlichen Ausbildung ohne biostratigraphische Untersuchungen meist nicht möglich.

Die Grenze Unteranis/Pelson, welche mit dem Einsetzen von *Nicoraella kockeli* (TATGE) ab der Oberen Oolithbank definiert ist (KOZUR, 1974), bildet eine biostratigraphische Zeitmarke innerhalb der bearbeiteten Schichtenfolge. Da die neubeschriebenen Arten in Vergleichsproben aus dem tieferen Unteranis und höheren Pelson bisher nicht nachgewiesen werden konnten, scheint ihr Vorkommen auf den untersuchten Grenzbereich beschränkt zu sein. Damit können

	1	2	3	B	C	H	P	Q	S	W
<i>Diplododella lanceata</i> n. sp.	●						●			●
<i>Metalonchodina magnidentata</i> n. sp.		●	●						●	
<i>Neohindeodella excurvata</i> n. sp.		●	●	●	●	●	●	●	●	
<i>Neohindeodella germanica</i> n. sp.	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●

Tab. 1: Vorkommen der neubeschriebenen Arten im Untersuchungsgebiet; verwendete Abkürzungen siehe Fundpunktverzeichnis (Kap. 4).

sie für Korrelationen innerhalb der germanischen Mitteltrias herangezogen werden.

Während *Diplododella lanceata* n. sp. in den südlichen Profilen Frankens und Hessens auftritt, sind *Neohindeodella excurvata* n. sp. und *Neohindeodella germanica* n. sp. im gesamten Untersuchungsgebiet vertreten. *Metalonchodina magnidentata* n. sp. dominiert in den östlichen Profilen Thüringens und Brandenburgs (Tab. 1).

Es bleibt zu prüfen, inwiefern diese neuen Arten aus der germanischen Trias auch im tethyalen Raum für den Grenzbereich Bithyn/Pelson biostratigraphischen Leitwert besitzen und für stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen überregional von Bedeutung sind.

4. Verzeichnis der Fundpunkte

1: Karlstadt (Mainfranken); Mtbl. 6024 Karlstadt a.M. (R 35 48 500, H 55 35 300)

2: Deuna (NW-Thüringen); Mtbl. 4628 Niedersorschel (R 43 95 000, H 56 91 150)

3: Rüdersdorf (Brandenburg); Mtbl. 3548 Rüdersdorf (R 34 18 000, H 58 17 500)

B: Bernburg (Sachsen-Anhalt); Mtbl. 4136 Nienburg (R 44 81 750, H 57 41 850)

C: Creuzburg (W-Thüringen); Mtbl. 4927 Creuzburg (R 35 86 600, H 56 53 290)

H: Hardegsen (Niedersachsen); Mtbl. 4325 Nörten-Hardenbg. (R 35 58 000, H 57 25 250)

P: Poppenhausen (O-Hessen); Mtbl. 5525 Gersfeld (R 35 60 730, H 55 95 925)

Q: Querfurt (Sachsen-Anhalt); Mtbl. 4635 Querfurt (R 44 70 500, H 56 93 700)

S: Steudnitz (O-Thüringen); Mtbl. 4936 Camburg (R 44 78 750, H 56 53 100)

W: Werbach (Franken); Mtbl. 6323 Tauberbi-schofsheim (R 35 47 750, H 55 03 300)

Dank

Herrn Dr. H. Kozur, Budapest, möchte ich an dieser Stelle für sein Interesse an der vorliegenden Arbeit sowie zahlreiche wertvolle Hinweise bei der Bestimmung der neuen Arten danken.

Literatur

BASSLER, R.S. (1925): Classification and stratigraphic use of conodonts. – Bull. Geol. Soc. Amer., **37**, 218–220, New York.

BRANSON, E.B. & MEHL, M.G. (1941): A record of typical American conodont genera in various parts of Europe. – J. Sci. Lab., Denison Univ., **36**, 189–194, 1 Taf., Granville.

BUDUROV, K. (1962): Conodonten aus dem Anis beim Dorfe Granitovo, Bezirk Vidin. – Rev. Bulgarian Geol. Soc., **23**, 113–129, 2 Taf., Sofia.

KOZUR, H. (1968): Neue Conodonten aus dem Oberen Muschelkalk des germanischen Binnenbeckens. – Mber. deutsch. Akad. Wiss., **10**, 20, 130–142, 1 Taf., Berlin.

KOZUR, H. (1974): Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. – Freib. Forschh., **C 280**, Teil I–III, 9 Anl., Leipzig.

- KOZUR, H. (1980): Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des tethyalen Faunenreichs. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **10**, 3/4, 79–172, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1970): Neue Conodonten aus der Trias. – Ber. nat.-med. Verein Innsbruck, **58**, 429–464, 4 Taf., 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, 1–53, 1 Abb., 15 Taf., Wien.
- MÜLLER, K.J. (1956): Triassic conodonts from Nevada. – J. Paleont., **30**, 818–830, 2 Taf., Tulsa.
- ROBISON, R.A. (ed.) (1981): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W, Suppl. 2, Conodonta. – Geol. Soc. Amer. and Univ. Kansas Press, 202 S., 122 Abb., 6 Tab., Boulder.
- TATGE, U. (1956): Conodonten aus dem germanischen Muschelkalk. – Paläont. Z., **30**, 106–147, 12 Abb., 2 Taf., Stuttgart.
- TRAMMER, J. (1972): Stratigraphical and palaeogeographical significance of conodonts from the Muschelkalk of the Holy Cross Mts. – Acta Geol. Polon., **22**, 2, 218–232, 4 Abb., 2 Taf., Warschau.

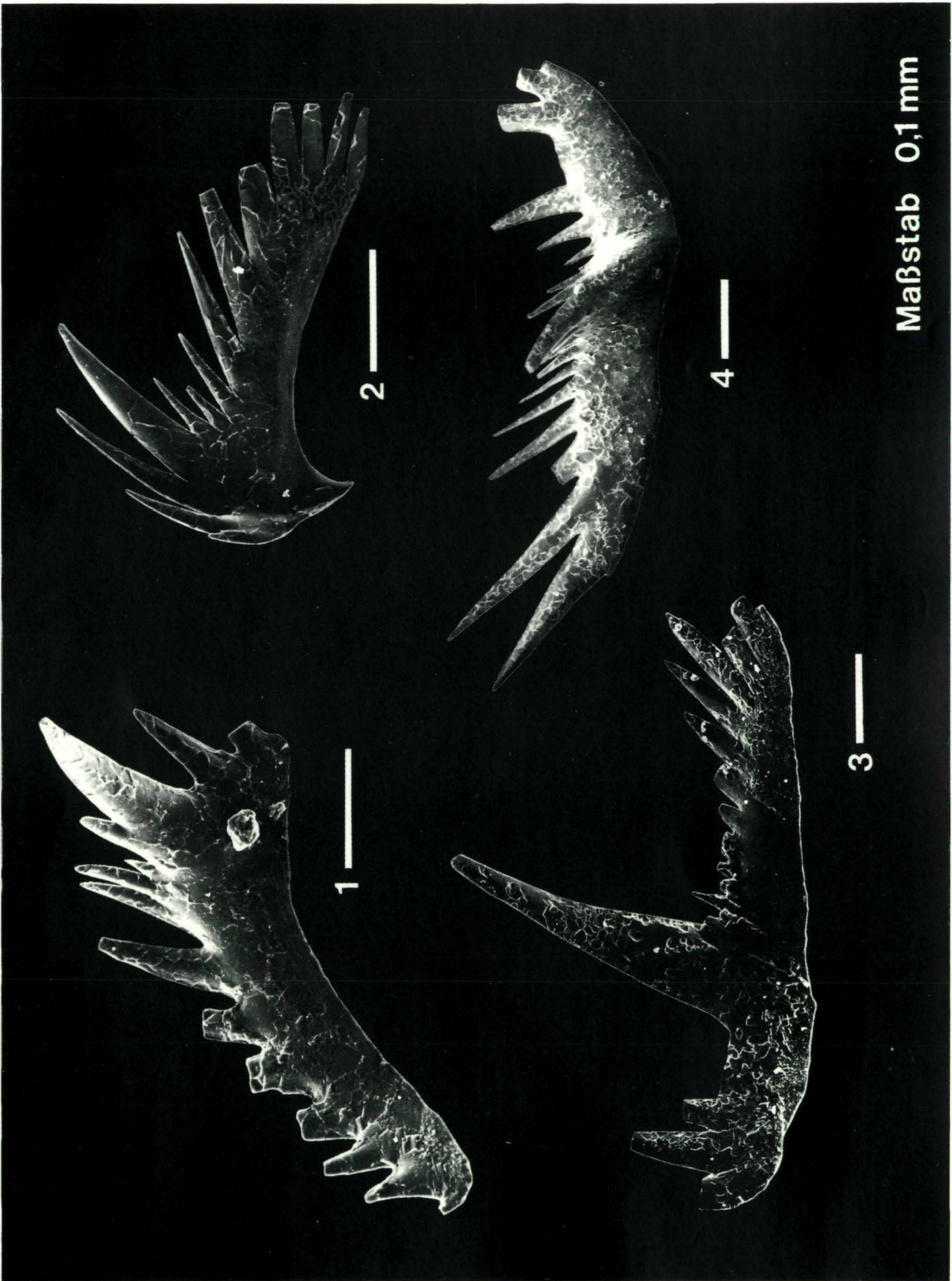
Anschrift der Verfasserin:

Dipl.-Geol. Annette E. Götz, Geologisch-Paläontologisches Institut der Technischen Hochschule Darmstadt, Schnittspahnstr. 9, D-64287 Darmstadt.

Manuskript eingegangen: 29. August 1994

Tafel 1

- Fig. 1: *Metalonchodina magnidentata* n. sp. (Holotyp. Rüdersdorf: Basis mu1β, Probe Rüd 93.10.I.)
- Fig. 2: *Diplododella lanceata* n. sp. (Holotyp. Karlstadt: muOβ, Probe Kar 92.6.II.)
- Fig. 3: *Neohindeodella germanica* n. sp. (Holotyp. Rüdersdorf: Basis mu1β, Probe Rüd 93.10.II.)
- Fig. 4: *Neohindeodella excurvata* n. sp. (Holotyp. Deuna: muOα, Probe Deu 93.6.II.)



Maßstab 0,1 mm

Tafel 2

Fig. 1–3: *Neohindeodella excurvata* n. sp. (1 – Bernburg: muO α , Probe Ber 93.7.I.; 2 – Creuzburg: muO β , Probe Hör 92.8.II.; 3 – Querfurt: muO α , Probe Qft 93.6.I.)

Fig. 4, 5: *Neohindeodella germanica* n. sp. (4 – Hardegsen: muO α , Probe Har 93.8.I.; 5 – Poppenhausen: muO β , Probe Pop 94.8.II.)

Fig. 6: *Diplododella lanceata* n. sp. (Werbach: muO α , Probe Wb 93.4.VI.)

Fig. 7, 8: *Metalonchodina magnidentata* n. sp. (7 – Steudnitz: muO α , Probe Steu 92.7.I.; 8 – Deuna: muO β , Probe Deu 93.5.II.)

Maßstab 0,1 mm



1 —



2 —



3 —



4 —



5 —



6 —



7 —



8 —

DAS WESEN DER INTERDISZIPLINÄREN FORSCHUNG AM BEISPIEL DER SINTFLUT-ANALYSE

Alexander Tollmann

Zusammenfassung:

Zunächst wird der Weg der modernen Forschung vom Spezialistentum über Teamwork zum Großprojekt gezeigt. Trotz dieses Entwicklungstrends bleibt für den individuellen Forscher zufolge der zentralen **schöpferischen** Verarbeitung komplexer Systeme in **einem** Hirn weiterhin die Berechtigung für die Einzelforscherarbeit bestehen.

Als besonders höffig erwies sich die Kombination verschiedener Forschungsdisziplinen an ihren peripheren Grenzen, besonders solcher von natur- und geisteswissenschaftlicher Provenienz. Oft betritt man hier auch heute noch Niemandland. Am Beispiel der Sintflutforschung kann dies eindrucksvoll erläutert werden: Unabhängig aus Naturwissenschaft und aus Flutmythen bekannt gewordene Daten und Prozesse stimmen bis ins einzelne überein, sich dargelegt gegenseit bestätigend. Typische Beispiele für solch vergleichendes Arbeiten werden angeführt.

Abstract:

In spite of the modern trend in science from the specialist to the international working group furthermore there remains space for individual workers: namely for the method of interdisciplinary research there are still enough free fields along the borderland of science groups, if one approaches from different directions.

An excellent example quoted for such kind of research is the recent investigation by the author and E. Kristan-Tollmann about the old question about reality and geological background of the Great Flood. New results easily could be obtained under this aspect by a broad crossing over the limit between natural science and human discipline, which opened an abundance of new insights.

Faszinierend und ein wenig entmutigend zugleich ist die rasante Entwicklung der Wissenschaft in unserem Jahrhundert.

Faszinierend durch die bereits jenseits der Anschaulichkeit greifende Subtilität der naturwissenschaftlichen Untersuchungsmethoden mit Erfassung von kleinsten Maßeinheiten in Zeit, Struktur, chemischer Qualität und in allen übrigen greifbaren Eigenheiten. Tatsächlich hat diese Technik nicht nur größere Exaktheit in manchen sich gerade erst über das beschreibende Stadium erhebenden Wissenszweigen gebracht, sondern sie hat erst die Unzahl neuer Forschungsmethoden ermöglicht, die zunächst theoretisch zwar vorstellbar waren, aber noch so weit jenseits der realen Faßbarkeit zu liegen schienen, daß man ihre praktische Anwendung in unserer Generation zunächst kaum erhoffte. Tatsächlich aber werden heute unter dem weltweiten Aufgebot an Mitteln, Forschern und

Technologien Träume der Spezialisten wahr, die uns in allen Teilgebieten im Abstand von Monaten neue atemberaubende Forschungsmethoden in die Hand geben.

Entmutigend aber wird diese Entwicklung für denjenigen, der, noch von der Vorstellung der vorigen Generation behaftet, wenn schon nicht einen gediegenen Überblick über die Ergebnisse der Naturwissenschaft aufrechterhalten zu können, sich doch wenigstens im eigenen Fach mehr als nur notdürftig am laufenden halten zu können. War dies noch bis knapp nach dem Zweiten Weltkrieg ein legitimes und auch realistisches Anliegen, so zerrann inzwischen auch diese Hoffnung längst unter den Händen. Wenn wir aus dem Gebiet der Erdwissenschaften eine der zahlreichen Disziplinen, z.B. etwa die Mikropaläontologie, herausgreifen, so ist auch der Spezialist heute außerstande, die Flut der Neuergebnisse in den vielen Sektionen dieses Teilge-

bietes zu verfolgen: Wenn man sich etwa ins Gedächtnis ruft, daß allein an Foraminiferen weit über 60.000 Arten, an Ostracoden über 50.000 Taxa etc. nach Aufbau, Feinstruktur, phylogenetischer, stratigraphischer und ökologischer Bedeutung überblickt werden müssen, will man nutzbringend am Gebäude der Wissenschaft mitarbeiten und die Grenzen unseres Wissens an einer der vielen Fronten vorwärtsschieben.

Als erste Schreckreaktion angesichts dieser Entwicklung konnte es nicht ausbleiben, daß sich die Forscher bei Bewußtwerden dieser Misere zunächst – etwa in den 60er und 70er Jahren – durch Flucht in ein enges, doch noch beherrschbares Spezialgebiet zurückzogen. Nur wenige versuchten den Kampf gegen die Windmühlen, um sich trotzdem weiterhin in „ihrer“ Wissenschaft zu Hause zu fühlen.

Da kam mit der modernen weltweiten Installation von wissenschaftlichen Förderungsfonds, die besonders für Großprojekte Gelder fließen ließen, ein rascher Umschwung. Nun vereinten sich die Spezialisten benachbarter Wissenszweige für gemeinsame größere Aufgaben. Nun konnten wiederum Ziele erkoren werden, die über das Spezialistentum des einzelnen hinausgingen. Mit Dutzenden Fäden wurden Beziehungen zwischen einzelnen Fachgruppen gesponnen. Oft war es eine Vernunftfehe, die in solchen Teams die alten Grenzen der Einzelfächer zu Fall brachten und es geschah das kaum mehr erhoffte Wunder, daß breite Zusammenarbeit viel gezieltere und koordiniertere Fortschritte brachte, auf neue Verbindungen und Beziehungen hinwies und die Forschung durch höhere Aufgaben beflügelte.

Sogleich aber erhob sich eine neue Frage. Wurde durch diese Art der finanziell abgesicherten, straff organisierten Teamwork-Forschung die alte, so kostbare Art des Wahrheitsuchens des individuellen Forschers, der vom Wissensdurst getrieben, besonders im vorigen Jahrhundert von einem Erfolg zum anderen stürmte, endgültig begraben? Hat der einzelne gar keine Chance mehr fundamentale Probleme im Alleingang zu lösen? Keineswegs. Nur haben sich die Vorzei-

chen gewandelt. Der Einzelforscher hat gegenüber dem Team einen nicht zu überbietenden Vorteil: Bei ihm laufen tatsächlich alle Fäden in einem Hirn, in einem nicht nur mechanischen, sondern schöpferischen Schaltzentrum zusammen. Wenn er auch in manchen Teilgebieten nicht mehr jenes Wissen der Spezialisten halten kann, sondern nur die Leitlinien kennt, so ist die Synthese in einer Person nach wie vor oft ergebnisträchtiger als in einem ganzen Team, besonders wenn es gilt, neue Verknüpfungen zu durchschauen. Beispiele dafür bieten Handbücher über größere Fachgebiete, die von dutzenden Autoren oder aber einer Einzelperson geschrieben werden. Kein Zweifel, wo der Leitfaden klarer herausleuchtet. Wenn es sich nicht um rein deskriptive, sondern um durch schöpferische Brücken die mehrgleisigen Bahnen überbrückende Passagen handelt, wird man dem Nebeneinander die Darbietung unter einem Blickwinkel, überschaubarer und lesbarer, bevorzugen.

Der Einzelforscher wird sich gegenüber dem Team überlegen müssen, wo seine „ökologische Nische“ geblieben ist, die höffig ist und die noch niemand betreten hat. Zur Überraschung vieler findet sich eine solche Nische immer wieder, auch in Zeiten, in denen in manchen Alpentälern jeder Stein von Geologen schon sechsmal umgedreht worden ist. Und sie finden sich eben gerade dort, wo Wissen im Niemandsland liegt und geweckt werden kann. An den Schnittgrenzen zweier verschiedener Sachgebiete, so peripher, daß sich niemand vom gesicherten Zentrum aus auf das dünne Eis hinausgewagt hat – noch dazu an einem fernen Schnittpunkt mit einem fremden Wissensbereich.

Die Wissenslücken werden in diesen subtilen Zonen zwischen den Inseln der Spezialisten umso höffiger, je weiter voneinander die Kerngebiete getrennt sind. Die interessantesten Kombinationen ergeben sich bei der Verknüpfung von Natur- und Geisteswissenschaft. Nur ganz wenige unter den ernstzunehmenden Fachleuten wagen da den großen Schritt über die trennende Kluft zwischen den Fakultäten. Auch heute noch liegen hier Schätze, die auch von Teams der Fachleute nicht geortet werden.

Ein beredtes Beispiel dieser Art lieferte uns (E. & A. TOLLMANN) soeben die Forschung am uralten Problem der Menschheit, der Sintflut. Wir wollen dieses Beispiel ein wenig näher ausführen, da uns hierbei viel mehr als an anderen bisher selbst erlebten Beispielen interdisziplinärer Arbeit die frappierende Geisteshaltung der Fachkollegen begegnet ist, wenn es darum geht, die große Kluft zwischen Geistes- und Naturwissenschaften zu überbrücken. Von beiden Seiten her schreckt man mit unverhohlener Scheu vor diesem Schritt zurück, obwohl gerade im Niemandsland der Disziplinen die sich bei einer adäquaten Kombination ergebenden Schätze unbeachtet liegengeblieben waren.

Die Naturwissenschaftler lehnten mit Entrüstung – auch bei unseren Diskussionen in den Medien – eine Auswertung und Einbeziehung der Ergebnisse der Ethnologen und Mythologen über die Sintfluttraditionen in ihre Betrachtungen ab, betonend, daß sie als exakte Wissenschaftler auf dem Boden realer naturwissenschaftlicher Fakten zu bleiben hätten und verhöhnten sogar die Idee der Auswertung solcher Traditionen durch Naturwissenschaftler. Auf die Frage, ob sie den mühevoll gesammelten Mythen denn gar keine Bedeutung beimessen, kam die Antwort: „Aber ja, ich lese auch gerne Sagen.“

Genauso überraschend aber war auf der anderen Seite die Reaktion der Ethnologen. In einem umfassenden Wiener Seminar zum Thema „Sintflut“ als Reaktion auf unsere Ergebnisse stellte sich auch dort die gleiche Reaktion, nur mit umgekehrten Vorzeichen ein: Ein naturwissenschaftlicher Hintergrund hinter den großen Traditionen der Menschheit wurde – trotz seiner ausführlichen Schilderung im Original – rundweg abgelehnt, die penibel über Jahrtausende tradierten einschlägigen Stellen als jeden realen Geschehens entbehrend erklärt und nur auf Reaktionen bestimmter Geisteshaltung, des Zeitgeistes, psychischer Labilität, Drogeneinfluß unter der Aktivität von Medizinmännern und ähnliches zurückgeführt. Eine schreckliche Mißachtung des sachlich-kombinierenden, in der Naturwissenschaft so erfolgreich angewen-

deten Denkens trat zutage. Unsere Reaktion darauf: „Es wird dringend nötig sein, auch in der Geisteswissenschaft mit „naturwissenschaftlichen“ Methoden zu arbeiten.“

Für uns zeigte sich nach allem umso klarer, wie nötig es ist, daß diese Kluft durch Einsatz anderer Denkschemata und Methoden als jenen, die in der jeweiligen Spezialdisziplin eingebürgert sind, überbrückt wird. Dann tritt plötzlich bei Betrachtung aus neuem Blickwinkel, den der Außenstehende mitbringt, Neues, bisher Unbeachtetes, zutage.

Bei dem hier als Paradigma herangezogenen Fall der Sintflutforschung ergaben sich gerade bei einer übergreifenden Kombination neue grundlegende Einblicke: aus der Kombination des modernen geologischen Wissens über das Wesen und den Ablauf eines sogenannten „Impaktes“, eines Einschlags eines Weltkörpers auf unserem Planet Erde, mit jenen zu Hauf liegenden Resultaten der Sintflutmythen, die die Mythologen und Ethnologen in mühevoller Arbeit zusammengetragen haben.

Aufgrund des Wissens um die geologischen Vorgänge beim Endkreide-Impakt vor 66,4 Millionen Jahren, der Saurier, Ammoniten und viele andere Tiergruppen ausgelöscht hatte, fielen uns schon beim ersten Zusehen eine Fülle grundsätzlich gleicher ausgefallener Erscheinungen und Erscheinungsabfolgen in beiden zunächst so konträren Disziplinen auf, die einfach nach einem eingehenden Vergleich riefen.

Beide Erkenntnisgruppen – jene über das Wesen der Impakte und jene über den naturwissenschaftlichen Kern der Sintflutmythen – waren noch dazu zu ganz verschiedenen Zeiten erforscht worden, fast ein Jahrhundert voneinander getrennt. Und so sehr beide jeweils einen Höhepunkt in der entsprechenden Forschungsrichtung darstellten, in der Mythologie und in der Geologie, bewirkte allein diese Zeitdifferenz, daß die Auswertung und die Beschäftigung mit diesem Thema in der Mythologie abgeschlossen und abgelegt war, noch lange ehe der korrespondierende Schwerpunkt in der Naturwissenschaft zum Tragen kam.

Die Sammlung der Sintflutmythen der Völker rund um den Erdball hatte nach diffusen Anfängen ernstlich mit der begeisterten Sammlung der einschlägigen Traditionen durch Heinrich LÜKEN in Deutschland im Jahre 1856 begonnen. In einer ersten Phase waren in den 80er und 90er Jahren des vorigen Jahrhunderts der französische Ethnologe Francois LÉNORMANT (1880), der amerikanische Abgeordnete Ignatius DONNELLY (1882), die Deutschen Richard ANDREE (1891) und Arthur STENTZEL (1894) mit ungeheurem Eifer in der Sammlung dieser Mythen tätig. In unserem Jahrhundert hielt die Begeisterung noch bis 1930 an, mit den Höhepunkten durch Sammlung und Interpretation von 175 Mythen durch James George FRAZER (1919) in London und vor allem mit der 1925 erfolgten Veröffentlichung von 303 Sintflutmythen durch den Berliner Astronomen Prof. Johannes RIEM, der 1930 bereits 563 solcher Sintfluttraditionen zusammengetragen hatte.

Die Auswertung dieser unter enormer Kraftanstrengung gesammelten wertvollen Zeugnisse menschlicher Geschichte und Kultur mußte sich damals allerdings zufolge der fehlenden Grundlagen über ein Impaktgeschehen seitens der Geologie auf kulturgeschichtliche Fragen beschränken. Man stellte Vergleiche an über die sündhaften Ursachen für diese Bestrafung, über die Art der Rettungsideen, über die Überlebensstrategien nach der Katastrophe usw., statt auf das uns doch vor allem interessierende Thema des Naturvorganges, der Ursache, des exakten weltweiten Verlaufes des Ereignisses usw. einzugehen. Mit einer derartigen Auswertung war das Thema bei den Ethnologen erschöpft und – mit wenigen Ausnahmen – ad acta gelegt worden.

Zeitlich völlig unabhängig davon wurden in den achtziger Jahren unseres Jahrhunderts durch die Erkenntnis des kalifornischen Nobelpreisträgers für Physik, Luis ALVAREZ, und seine Mitarbeiter im Jahre 1980, daß die Saurier zu Ende der Kreidezeit einem gewaltigen Impakt zum Opfer gefallen waren, die Paläontologen und Geologen aus ihrer Lethargie aufgeschreckt. Sie waren teils fasziniert, teils traten sie in Opposition. Das Ergebnis war eine zehnjährige Periode intensivster

Forschung auf dem Sektor Impaktgeschehen, die fundamentale neue Erkenntnisse in der Geologie noch vor Ende des Jahrhunderts zutage förderte. Vor allem war es die Erfassung der Abfolge von sehr spezifischen Teilkatastrophen nach einem solchen Einschlag – verblüffend übereinstimmend mit jener der Sintflutberichte – die zu denken hätte geben sollen. Aber obgleich man in den achtziger Jahren gleichsam auf Jagd nach immer weiteren Impakten in der Erdgeschichte war und mehr davon als je erwartet entdeckt hatte, fiel es keinem Forscher ein, sich mit diesem neuen Schlüssel an die Sintflut-Legenden zu wagen oder nach geologischen Fakten eines möglichen solchen jungen Impaktes zielbewußt zu forschen. Das dichte Netz von Ergebnissen der Flutmythen-Forschung lag abgelegt abseits in einer fernen Lade der Geisteswissenschaften, und die Geisteswissenschaftler selbst hatten längst aufgegeben die weiteren naturwissenschaftlichen Ergebnisse im Hinblick auf ihre Verwendbarkeit zur Flut-Klärung zu verfolgen.

Auch war man als Geologe viel zu gewitzigt, hier einen Einbruch in ein solch heikles, jahrhundertlang zerpfücktes, scheinbar religiöses Thema vorzunehmen: Man hörte gleichsam schon den Aufschrei der Empörung, falls sich bei einer konsequenten ausgreifenden Forschung tatsächlich ein fundamentales neues Bild des Sintflut-Ereignisses abzeichnen sollte und ließ angesichts der zu erwartenden groben Angriffe oder des noch probateren Mittels, des Totschweigens – wie im Falle WEGENERS – lieber die Finger davon.

Wir (E. & A. T.) haben das so ungemein reizvolle Wagnis auf uns genommen. Ausgehend von der Möglichkeit (1981), daß in den Sintflut-Mythen die Auswirkungen eines Impaktes in der menschlichen Erinnerung bewahrt blieben, wurde über viele Jahre hin alles verfügbare Material zum Thema aus der Geologie und Mythologie zusammengetragen bis der erste Einbruch kam (1985): Entdeckung der zahlreichen Meldungen in der Literatur über impaktbedingte Gesteinsschmelzen mit einem Alter von 9–10 Jahrtausenden aus Vietnam und aus Südastralien. Publikationen darüber existieren seit 1935 bzw.

1937 ohne entsprechende Erklärung oder Auswertung. Den Durchbruch brachte erst die Synthese von Naturwissenschaft und Geisteswissenschaft in zahllosen Einzelheiten. Wie zwei Folien, erstellt mit ganz verschiedenem Ursprung, passen die Aussagen der beiden Wissensrichtungen in allen Einzelheiten zueinander: die Aussagen über das geologische Impaktgeschehen im grundsätzlichen mit all seinen heute bekannten Details auf der einen Seite und die Herausschälung des naturkundlichen Geschehens aus hunderten Sintflutmythen auf der anderen Seite. Die Übereinstimmung ist perfekt.

Ich erlaube mir einige Beispiele hierzu anzuführen. Die Chicagoeer Chemikerin Wendy S. WOLBACH hatte 1985 die weltweite Ausdehnung des Weltenbrandes beim Endkreideimpakt aus einer basalen Rußschicht der „Feuerball-Lage“, also des Fallout, erkannt. Da dies angezweifelt wurde, wies sie 1989 nach, daß in diesem basalen Horizont neben Ruß auch Holzkohle und Nadelbaum-Harz vorkommen. In den Sintflutmythen ist ebenfalls wieder vom Weltenbrand rund um die Erde die Rede und die Traditionen aus Indien, aus Oregon und Guatemala etc. berichten darüberhinaus, daß neben dem Ruß – der beim Ausregnen den Flutregen schwarz färbte – während des Brandes glühende Holzkohlenstücke herabkamen und ein Regen von brennendem Harz niederging.

Oder: Erst im Jahr 1990 erkannten Kevin J. ZAHNLE und Mitarbeiter von der NASA beim Studium der Chemie der großen Impakte, daß das nach dem Aufprall und der Explosion in verdampfter Form ausgeworfene Gesteinsmaterial in der hohen, kalten Atmosphäre zunächst zu kleinsten Partikeln abkühlt, die als Wolken kleiner Gesteinskörner zur Erde zurückfallen, sich dabei erhitzen, wiederum zum Glühen oder Schmelzen kommen und schon in der hohen Atmosphäre eine Temperatur von 1000° C bewirken. Genau dieses Phänomen in der Nähe des tasmanischen Einschlages bei der Sintflut schilderten die Kurnai in Südastralien, die diesen rotglühenden, extrem heißen Himmel auf sich niedersinken sahen und sich gegenseitig mit ihren Speeren töteten, um diesem qualvollen

Tod in der Gluthitze zu entgehen. Erst seit 1990 kennt man die Ursache dieses herabsinkenden glühenden Himmels.

Es ließen sich zahllose derartige Beispiele von perfekten Parallelen des Impaktgeschehens im allgemeinen und jenem bei der Sintflut, enthalten in den Überlieferungen des Menschen, anführen. Es soll abschließend nur bemerkt werden, daß das wohl überzeugendste Beispiel für solche Parallelen die Abfolge der unerwarteten Einzelkatastrophen ist, die, wie bei jedem Meeres-Impakt, auch bei der Sintflut eintraten: das Weltbeben, der Hitzeorkan, der Weltenbrand, die Flutwelle, der Flutregen, jeweils mit kochendem Wasser, wenn ausgeworfene Wassermassen in massiven Kubaturen zur Erde zurückfielen (St. CROFT, 1982), die Impaktnacht, der Impaktwinter, die Vergiftung durch Säuren, die Strahlung und Radioaktivität und das Massensterben. In den meisten ausführlichen Flutmythen ist sogar diese Reihenfolge in der Katastrophenkette richtig tradiert worden. Traditionen und geologisches Impaktwissen zur Deckung gebracht, bestätigen sich gegenseitig glänzend. Darüberhinaus gab es in diesem Fall noch eine dritte Gruppe von Indizien: die geologischen Zeugnisse verschiedener Art für den jungen Einschlag zu Beginn des Holozäns, der Jetztzeit, vor fast zehn Jahrtausenden.

Da zeugt es nur vom völligen Unverständnis für eine kombinierende, Wissensgebiete übergreifende Methode, wenn sich manche Naturwissenschaftler gegen die Einbeziehung der ihnen nicht geläufigen geisteswissenschaftlichen Disziplin vehement widersetzen und die daraus erwachsenden Vorteile nicht sehen wollen.

Wir hoffen, in dem kurzen Artikel gezeigt zu haben, daß der moderne Weg der Forschung vom Spezialisten über das Teamwork zur Bearbeitung weit übergreifender Themen führt, daß bei enger Verknüpfung von Nahtstellen benachbarter oder entfernter Disziplinen oft grundlegende neue Erkenntnisse ersprießen und daß schließlich auch heute noch neben allen wissenschaftlichen Großorganisationen für den individuellen Forscher alter Prägung ein interessanter Freiraum geblieben ist.

Literatur

- ALVAREZ, L., ALVAREZ, W. et al. (1980): Extraterrestrial Cause for the Cretaceous-Tertiary Extinction. – *Science*, **208**, 1095–1108, Washington.
- ANDREE, R. (1981): Die Flutsagen, ethnographisch betrachtet. XI, 152 S., Braunschweig (Vieweg).
- CROFT, St. K. (1982): A first-order estimate of shock heating and vaporization in oceanic impacts. – *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, **190**, 143–152, Boulder.
- DONNELLY, I. E. (1882): Atlantis, The Antediluvian World. Dtsch.v. W. Schaumburg, 469 S., Leipzig (Schnurpfeil).
- FRAZER, J. G. (1919): Folklore in the Old Testament. I. 569 S., London (Macmillan).
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A. (1992): Der Sintflut-Impakt. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **84** (1991), 1–63, Wien.
- LENORMANT, F. (1880): Les origines de l'histoire d'après la Bible etc., XII, 630 S., Paris (Maisonneuve).
- LÜKEN, H. (1856): Die Traditionen des Menschengeschlechtes oder die Uroffenbarung Gottes unter den Heiden. XII, 483 S., Münster i.W. (Aschdorff).
- RIEM, J. (1925): Die Sintflut in Sage und Wissenschaft, 196 S., Hamburg (Rauhes Haus).
- STENTZEL, A. (1894): Weltschöpfung, Sintfluth und Gott, V, 183 S., Braunschweig (Rauert & Rocco Nfg.D.Janssen).
- TOLLMANN, A. & TOLLMANN, E.: Und die Sintflut gab es doch. 560 S., München (Droemer Knauer).
- WOLBACH, W. S. & ANDERS, E. (1989): Elementar carbon in sediments etc. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**, 1637–1647, Oxford.
- WOLBACH, W.S., LEWIS, R.S. et al. (1985): Cretaceous Extinctions: Evidence for Wildfires and Search for Meteoritic Material. – *Science*, **230** (4722), 167–170, Washington.
- ZAHNLE, K.J. (1990): Atmospheric chemistry by large impacts. – *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, **247**, 271–288, Boulder.

Anschrift des Verfassers:

Univ.-Prof. Dr. Alexander Tollmann, Institut für Geologie der Universität Wien, Universitätsstr. 7, A-1010 Wien, Austria-

Manuskript eingegangen: 29. September 1994

A STUDY ON A DIKE SWARM RELATED TO THE KÖNIGSPITZE (GRAN ZEBRU) PLUTON, ORTLER-CAMPO-CRYSTALLINE (VENOSTA VALLEY, W SOUTH TYROL): IMPLICATIONS ON MAGMA EVOLUTION AND ALTERATION PROCESSES

Volkmar Mair & Fridolin Purtscheller

With 7 figures and 3 tables

Abstract:

A dike swarm related to the Königspitze (Gran Zebbrù) pluton of oligocene age intruded quartzphyllites and Triassic cover of the Ortler-Campo-Crystalline following pre-existent alpine structures. Two different types of intrusions are to be recognized: Type A are two phase intrusions like "sheeted dikes" following NNW-SSE fractures; Type B are andesitic dikes concordant to the EW striking schistosity of the quartzphyllites. Detailed field observation, petrographic work and mineral- and bulk rock chemistry show that these typical postcollisional intrusions are products of successive magma pulses originated from the same evolving magma chamber within a short time. The first magma pulse emplaced basalts, the second one andesites. Magma evolution through fractionation of amphibole, Al-poor clinopyroxene, magnetite and minor plagioclase is documented by the occurrence of cumulate xenoliths and xenocrysts of amphiboles and diopsides as well by major and trace element chemistry.

The dikes show different degrees of postmagmatic alteration, such as hydration of primary minerals and glassy matrix and changes in major and trace element chemistry due to fluid transport. The estimate of this secondary alteration allows the correct chemical classification even of the most altered samples using common classification diagrams developed for fresh, unaltered rocks.

Zusammenfassung:

Ein Schwarm von magmatischen Gängen im Gefolge des oligozänen Königspitz (Gran Zebbru) Plutons intrudierte in die Quarzphyllite und triassischen Dolomite des Ortler-Campo-Kristallins. Die Intrusionen folgen vorgegebenen alpinen Strukturen und lassen sich in zwei Typen klassifizieren: Typ A sind zweiphasige Intrusionen in Form von „sheeted dikes“ welche in NNW-SSE-streichende saigere Klüfte intrudierten, Typ B sind andesitische Sills, konkordant zur EW-streichenden Schieferung des Quarzphyllits. Geländebefunde, Petrographie, sowie Mineral- und Gesamtgesteinschemie belegen, daß diese typischen postkollisionalen Gänge Produkte von schnell aufeinanderfolgenden Magmainjektionen einer evolvierenden Magmenkammer sind. Die erste Injektion lieferte Basalte, die zweite Andesite. Eine Magmenentwicklung durch Fraktionierung von Hornblende, Al-armen Clinopyroxen, Magnetit und wenig Plagioklas ist durch das Auftreten von Kumulatxenolithen, Xenokristallen von Hornblende und Diopsid, sowie durch die Haupt- und Spurencemie belegt.

Die Intrusionen zeigen unterschiedlich starke postmagmatische Alteration, wie Hydratisierung des primären Mineralbestandes und der glasigen Matrix, sowie Änderungen in Haupt- und Spurencemie durch Fluidtransport. Eine genaue Abschätzung dieser Alterationsprozesse erlaubt eine korrekte Klassifikation auch der stark alterierten Gesteinsproben mittels der üblichen Klassifikationsdiagramme, welche nur für frische Proben entwickelt wurden.

1. Introduction

Oligocene, postcollisional intrusions, emplaced along the Periadriatic suture, have been studied by several authors in attempt to reconstruct a geodynamic model of the Eastern Alps (GATTO et al., 1976; BECCALUVA et al., 1983; PURTSCHELLER & MOGESSIE, 1988; DAL PIAZ et al., 1989; and others). The various plutons, stocks and dikes are different in age and chemistry.

The typical orogenic character of calcalkaline/shoshonitic nature of these intrusions is well-documented, even if chronology and distribution of the magmatic bodies do not fit space and time versus composition relationships, which characterize most modern consuming plate margins. Geochemical and isotope data are documented for most of the large intrusions, but not for the numerous dike swarms. Beside that there is a great scatter of the chemical data since chemical differences do not only reflect the nature of the source region and magma generation but are strongly affected by later processes such as magmatic differentiation and/or accumulation. These processes are not known in detail even for the larger intrusions, except for the Adamello batholith and the Bergell intrusion (DAL PIAZ et al., 1979; LAUBSCHER, 1983; ULMER et al., 1983). In addition, there do not exist estimates of the influence of secondary alteration and weathering processes on these rocks.

2. Geological outlines

The intrusions of the Ortler-Campo-Crystalline were first described by STACHE & JOHN, 1879, as "suldenite" and "ortlerite". Most intrusive bodies are mapped on the Mt. Cevedale sheet (ANDREATTA, 1951). They are undeformed, cut the regional schistosity, the alpine folding and shear zones and intruded basement and Triassic covers. According to GATTO et al., 1976, they get older from SE (32 m.y.) towards NW (87 m.y.). While PURTSCHELLER & MOGESSIE,

1988, refer a chemical variation of the dikes from basaltic in the west (Ortler-Cevedale) to rhyolitic in the east (Hoher Dieb), DAL PIAZ et al., 1989, recognized two groups of magmatic bodies with calc-alkaline and high-K-calcalkaline/shoshonitic affinity in two adjacent and separate belts north and more or less parallel to the Pejo Line, which separates the overlapping Tonale Unit from the underlying Ortler Basement. The high-K-calcalkaline/shoshonitic group is represented by the Grünsee- and Mare Valley intrusive complexes and the Gavia Valley dikes. The calcalkaline group includes the Forno Valley andesitic dikes and the Gran Zebrù quartzdioritic pluton, discontinuously exposed in the glacier areas at the base of the southern wall of the Königspitze (Gran Zebrù), between the upper Zebrù Valley, the Pale Rosse and the Bottiglia Pass (fig. 1).

Fig. 2 shows the investigated dikes outcropping NE of the main intrusion, E of the Gran Zebrù between the upper Sulden- and Martell Valley. The dikes intruded the triassic dolomites and the quartzphyllite complex which is a sequence of metapelites with beds and lenses of marbles, quartzites and metabasites. Dikes crosscut schistosity and an eo-Alpine (THÖNI, 1983), north-verging shear zone, marked by carbonate-rich cataclasites, dolomite-, gypsum- and serpentinite lenses. Thermally overprinted xenoliths of the shear zone, together with those of the country rocks, forthcome in most of the dikes.

Field observation shows that magma emplacement followed two different systems:

Type A: In the western region in the Triassic dolomites and in the quartzphyllites at the base of the dolomites the magma intruded in NNW-SSE striking, more or less vertical fractures. These 1.5 m to 4 m thick dikes are very interesting because they document a two-phase intrusion in form of a sheeted dike: the 50–70 cm thick outer parts consist of a dark „primitive“, the inner part of a light grey, more differentiated material. The boundaries between the basalt

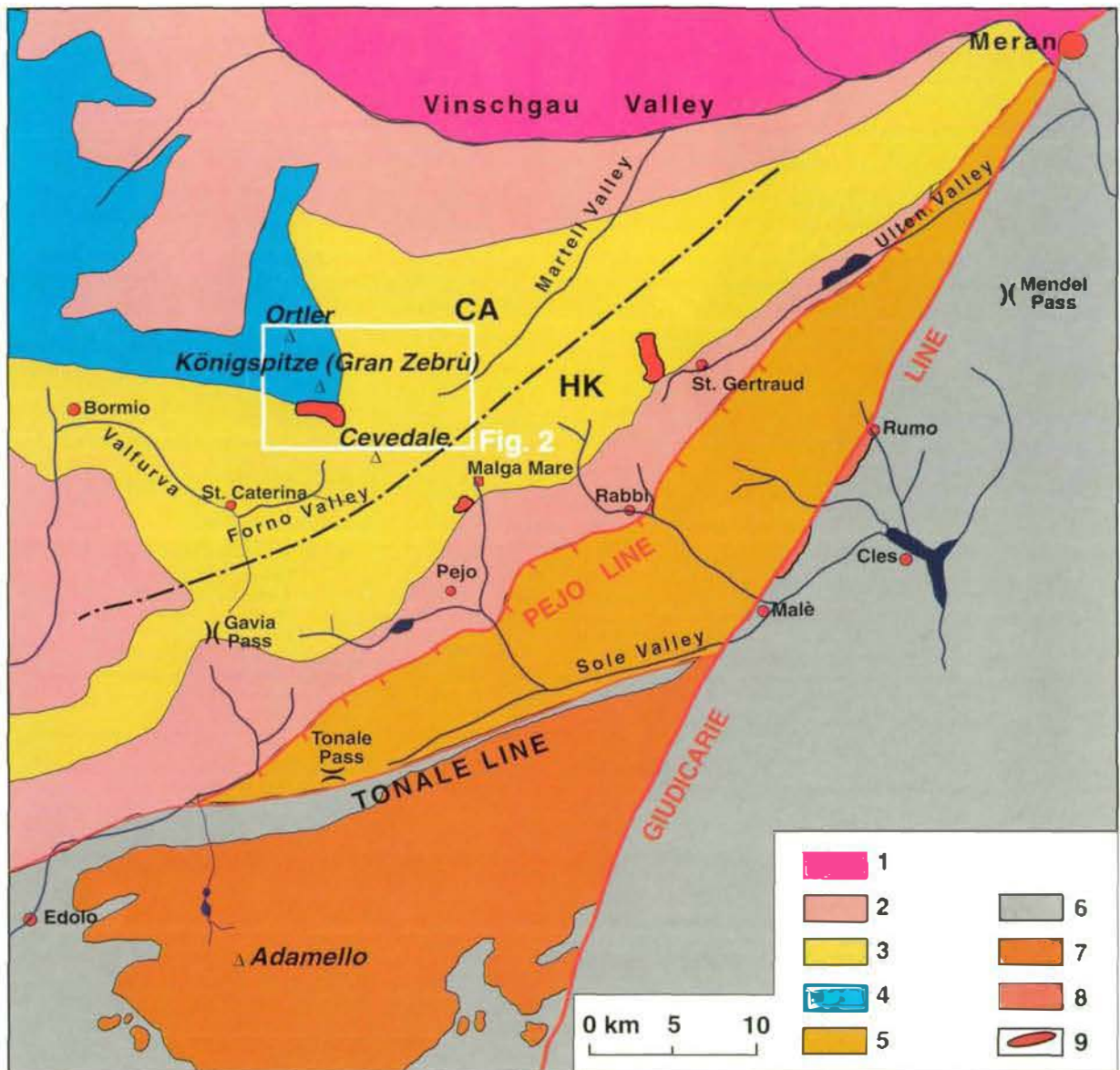


Fig. 1: Tectonic map showing the position of postcollisional intrusions.

The frame indicates the studied area; **Austroalpine units**: 1 Ötztal Stubai Altkristallin, 2 micaschists and paragneisses of Ortler nappe, 3 quartzphyllites and retrogressed parashists, 4 sedimentary cover, 5 Tonalé unit (high grade metamorphic); **Southern Alps**: 6 undifferentiated cover and basement sequences, 7 Adamello batholith; **Postcollisional intrusions**: 8 Rumo and Samoclevo lamellae, 9 major plutons, stocks and apophyses of calcalkaline (CA) and high-K calcalkaline/shoshonitic (HC) affinity (divided by stippled line). After DAL PIAZ et al., 1988.

rims and the younger andesite core are marked by chilled margins and fluidal structures due to mechanical mingling of the two phases (fig. 3a).

Type B: Intrusion of the dikes in the eastern part of the area followed the WSW–ENE striking

and 35°–45° south-dipping schistosity and vertical WSW–ENE fractures of the quartzphyllites. Thus, the magmatic bodies seem to cover both, the aspect of sills, when following the schistosity, and of short dikes, where they follow the fractures (fig. 3b).

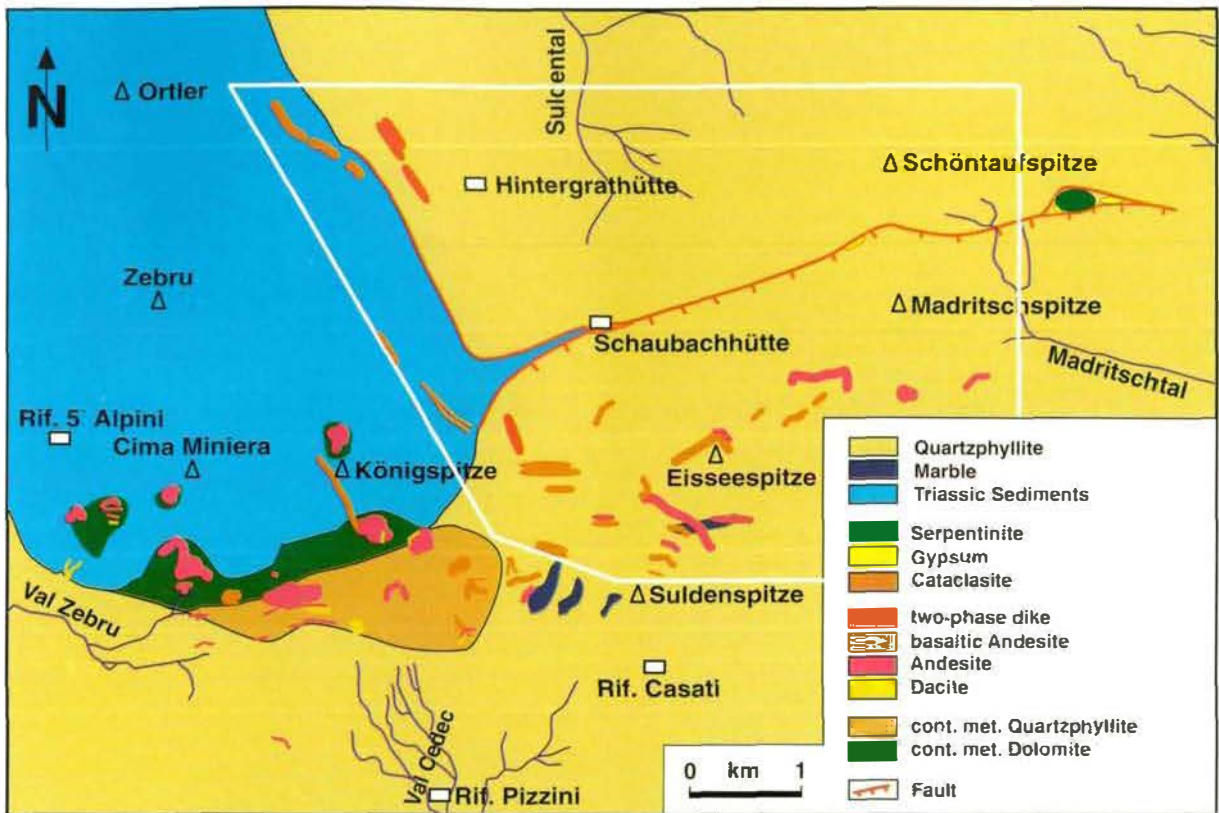


Fig. 2: Sketch map of the Königspitz (Gran Zebra) Pluton with related dikes. The frame indicates the investigated dikes.

3. Petrography and mineralogy

The thickness of the dikes varies from a few centimeters to 5 m, but only dikes thicker than 0.5 m are considered. The contacts to the country rocks are sharp and marked by chilled margins. Because of the small size of the dikes no sign of contact metamorphism is detected.

Based on field observation and detailed petrographic work, two rock types with different textures and mineral assemblages can be distinguished:

Type 1 is represented by the inner parts of the sheeted dikes and by a 1 m thick dike outcropping at the Eisse Pass. These dikes are very similar to those described by PURTSCHELLER & MOGESSIE, 1988. The paragenesis of these porphyric, black to dark-green basalts/basaltic andesites is characterised by large phenocrysts of

hornblende, clinopyroxene and plagioclase in a glassy matrix, sometimes containing minute plagioclase crystals. Magnetite and apatite are the most common accessories. Chlorite, calcite, sericite and rare epidote are alteration products of this matrix. Calcite is not only dispersed in the groundmass but also occurs in small cavities.

The up to 2 cm long hornblendes are brown to green and occur as idiomorphic crystals and very often in agglomerates. All hornblendes display a slight oscillatory zoning. Some show a corroded rim but are rarely altered to calcite, chlorite, epidote and opaques.

Macroscopically the clinopyroxenes are not detectable. In thin sections they are unzoned, but often show a rim of amphiboles. No sign of alteration can be observed.

Plagioclase phenocrysts are rare and much smaller than the hornblendes and pyroxenes. Occurring as single crystals or as agglomerates some of them are optically unzoned, others are

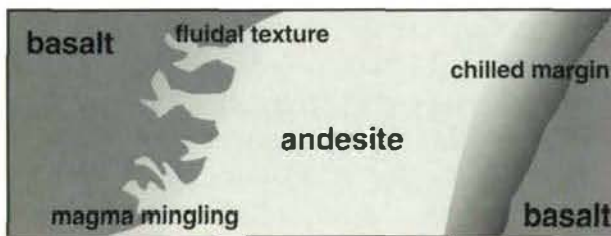
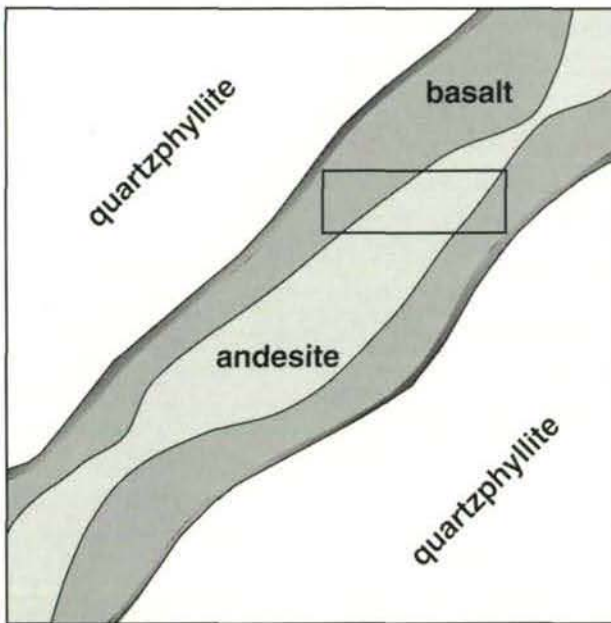


Fig. 3a

zoned. Very often the cores are altered to sericite and calcite. In the more altered samples the plagioclases are totally altered. Relictic anorthites are not visible, but sometimes the primary zonation of the plagioclase is preserved by zones of different sericitization.

The dikes bear rare xenoliths of country rocks with slight thermal overprint. Xenoliths of magmatic origin, such as cumulates, vesicles or other magmatic rocks are not detectable.

Type II represents the dikes of the eastern part and the outer parts of the two-phase intrusions. These dikes are the most frequent ones and very similar to those described by DAL. PLAZ et al., 1989; they are considered to be products of the main intrusion phase.

The dikes are porphyritic with black, up to 5 cm long hornblende and white plagioclase-phenocrysts in a light grey glassy matrix with feldspar and magnetite. The alteration of the dif-

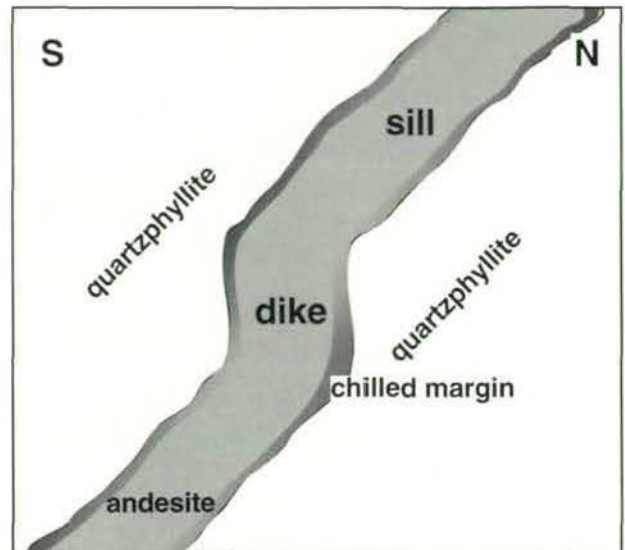


Fig. 3b

Fig. 3: Different intrusion mechanisms.

3a: Type A: two-phase intrusions; phase I (rim zone) basalt, phase 2 (inner zone) andesite.

3b: Type B: "common" intrusions of the eastern part of the area: concordant and discordant to the surrounding quartzphyllite.

ferent dikes varies from very fresh rocks where only the Ca-rich cores of the plagioclases are slightly sericitized, to samples where the phenocrysts and the whole matrix are altered to sericite, chlorite, calcite, minor epidote and opaques.

The plagioclase phenocrysts occur as single crystals, but more frequently as agglomerates of normal-zoned individual grains. While the larger crystals are idiomorphic, sometimes with corroded rims and sericitized cores, the smaller ones are totally sericitized.

The olive-green to brown-green hornblendes are always idiomorphic and show the same weak optical oscillatory zoning.

A second type of amphiboles occurs as accessory mineral. The crystals are idiomorphic but most of them have corroded rims. They show oscillatory zoning from a yellow-green core to a dark green rim. These amphiboles are xenocrysts of cumulitic origin.

Green pyroxenes with a diameter up to 2 cm are detectable in all dikes. They occur as idiomorphic, sometimes corroded grains and as relics in amphiboles and amphibole agglomerates.

All dikes bear contact-metamorphic xenoliths of the surrounding rocks and magmatic inclusions, cognate mafic nodules according to DAL PIAZ et al., 1989.

4. Magmatic inclusions

Magmatic inclusions with different textures and parageneses occur in all intrusions of Type B. Cognate inclusions are widespread but hardly visible in the field, as they show the same paragenesis as the dikes and differ only due to their fine-grained porphyritic texture. The contacts between inclusion and dike material are never sharp but show fluidal textures and rims of chemical/physical reactions between inclusion and dike material. The xenoliths display a chemistry between that of Type A and B dikes, sometimes with a higher amount of alkalis (see chapter bulk rock chemistry). They may be interpreted as fragments detached and brought up from the rim of the crystallizing magma chamber or as products from crystallization processes occurring within the host magma.

The most common inclusions (up to 15 cm in size) are rounded, coarse-grained hornblende-gabbros with cumulate texture. The contact to the dike material is marked by a rim of fine- to medium-grained amphiboles. The paragenesis of the cumulates is characterized by long-prismatic hornblendes + plagioclase + accessory magnetite \pm clinopyroxene. The amphiboles are never altered, but the plagioclases sometimes show slight alteration to sericite and clinozoisite. The brown amphiboles are slightly zoned while the feldspars are unzoned. According to the bulk rock chemistry, these inclusions can be classified as nepheline-normative monzogabbros. Texture, paragenesis, chemistry and the elevated anorthite-content of the plagioclases strongly suggest that the hornblende gabbros originated from a basaltic melt by

fractional crystallization. The rounded to ellipsoidal forms of the inclusions may be caused by: an eruption of the magma chamber before a solid cumulate stratus developed, or convection in a stratified magma chamber due to repeated injection and migration of melts in and from the magma chamber (DAL PIAZ et al., 1979; LAUBSCHER, 1983; ULMER et al., 1983; CONRAD & KAY, 1984), or the formation of "drops" during the magma-ascent due to different viscosity of cumulates and melt (BACON, 1986).

5. Mineral Chemistry

Mineral compositions were analyzed using an ARL-SEMQ electron microprobe with four wavelength dispersive spectrometers and a NORAN energy dispersive system at the Institute of Mineralogy and Petrography, University of Innsbruck using standard conditions. Representative analyses are given in table 1.

Amphiboles

The brown-green amphiboles of the cumulates are unzoned or slightly zoned pargasites to magnesio-hastingsites (IMA classification, following LEAKE, 1978, and calculated with the computer program „EMP-AMPH“ of MOGESSIE, TESSADRI & VELTMAN, 1990). Where these cumulitic hornblendes occur as single xenocrysts in the dikes, they show weak optical and chemical zonation from magnesio-hastingsite in the core to ferrianttschermakitic hornblende in the rim, documenting a diminution of the edenite vector caused by uprising of the cumulitic inclusions.

The brown to green hornblendes of Type A and B are tschermakite to ferri-tschermakite in composition and display slight oscillatory zoning due to Fe(Mn)-Mg exchange, probably caused by cooling of the magma.

Clinopyroxenes

The pyroxenes occurring as relics in the cumulates and cumulitic xenocrysts of hornblende are almost pure, unzoned diopsides.

Macroscopically the pyroxenes of Type A are not detectable. In thin section they are unzoned and often have a rim of tschermakitic hornblende. Composition slightly varies from pure diopside to salite.

Type B pyroxenes occur with diameters up to 2 cm as idiomorphic, sometimes corroded grains and as relics in amphiboles and amphibole agglomerates. They are unzoned diopsides, comparable to those described by DAL PIAZ et al., 1989, from the Bottiglia Pass, and by ULMER et al., 1983 (Type 3, Monte Mattoni).

Feldspars

The feldspar of the cumulates is an almost pure, unzoned anorthite with An 95 to An 90, sometimes slightly altered to sericite.

In the dikes of Type A feldspar phenocrysts are much rarer than phenocrysts of hornblende or pyroxene. Only a few of the plagioclases are unzoned, most of them show optical and chemical zonation. Chemical profiles show a zonation from An 90 in the core to An 66 in the rim.

In the dikes of Type B feldspars occur as single crystals and, more frequent, as agglomerates of normal zoned individual grains. Chemical zonation ranges from bytownite (An 85) in the core to andesine (An 50) in the rim.

6. Bulk rock chemistry

Major elements have been analysed on fused rock samples with an ARL-SEM-Q microprobe using standard conditions. Trace elements were measured with ICP-AES (Philips PU 7000) using LiBO₂-flux technique. Representative analyses are given in table 2.

Major elements

The two different rock types observed in the field differ from each other chemically. According to the TAS diagram (LE MAITRE, 1984; IUGS-Commission, 1988) (Fig. 4) Type A represents basalts /basaltic andesites with SiO₂ bet-

ween 51 wt% and 54 wt%; rocks of Type B are andesites with SiO₂ between 56.5 wt % and 60 wt %. A comparison with published data shows that Type A is similar to the Ortler basalts described by PURTSCHELLER & MOGESSIE, 1988 and Type B corresponds to the chemistry published by DAL PIAZ et al., 1988 for the Königspitz (Gran Zeburu) Pluton. For comparative purposes representative analysis for cognate inclusions and a cumulate are plotted. While the hornblende gabbro cumulate falls into the picrite basalt field, the cognate inclusion displays a chemistry between that of Type A and Type B.

The Harker diagrams (fig. 5) imply that the two different phases are products of a continuous magma evolution. Increasing SiO₂ correlates with increasing alkalis and decreasing Fe₂O₃ (Fe tot), MgO and CaO. The AFM-diagram, the K₂O vs SiO₂ diagram after PECCERILLO and TAYLOR, 1976 and the TiO₂ vs FeO*/MgO diagram after MYASHIRO, 1973 show a typical calcalkaline differentiation trend. The TiO₂ values are below 1 wt% and decrease with increasing SiO₂. According to MYASHIRO, 1973; PEARCE & CANN, 1973 this is typical for calcalkaline rocks. The Al₂O₃ contents display a range from 16 wt% to 19 wt%. MnO, P₂O₅ and SO₃ do not show indicative trends.

Trace elements

While the compatible elements Co, Cr and V decrease with increasing SiO₂, the elements Ba, Rb and Sr are strongly enriched, with a great scatter in the andesites due to various degrees of alteration. The elements of the Ti-group, Zr, Nb and Y display low values, Zr is enriched, Nb decreases during magma evolution. According to GATTO et al., 1976; PECCERILLO et al., 1976; BECCALUVA et al., 1979; GILL, 1981; BECCALUVA et al., 1983 these trends of trace and major elements are typical of calcalkaline magmatism at convergent plate margins.

Magmatic differentiation trends based on trace element chemistry are consistent with the results of discrimination using major elements.

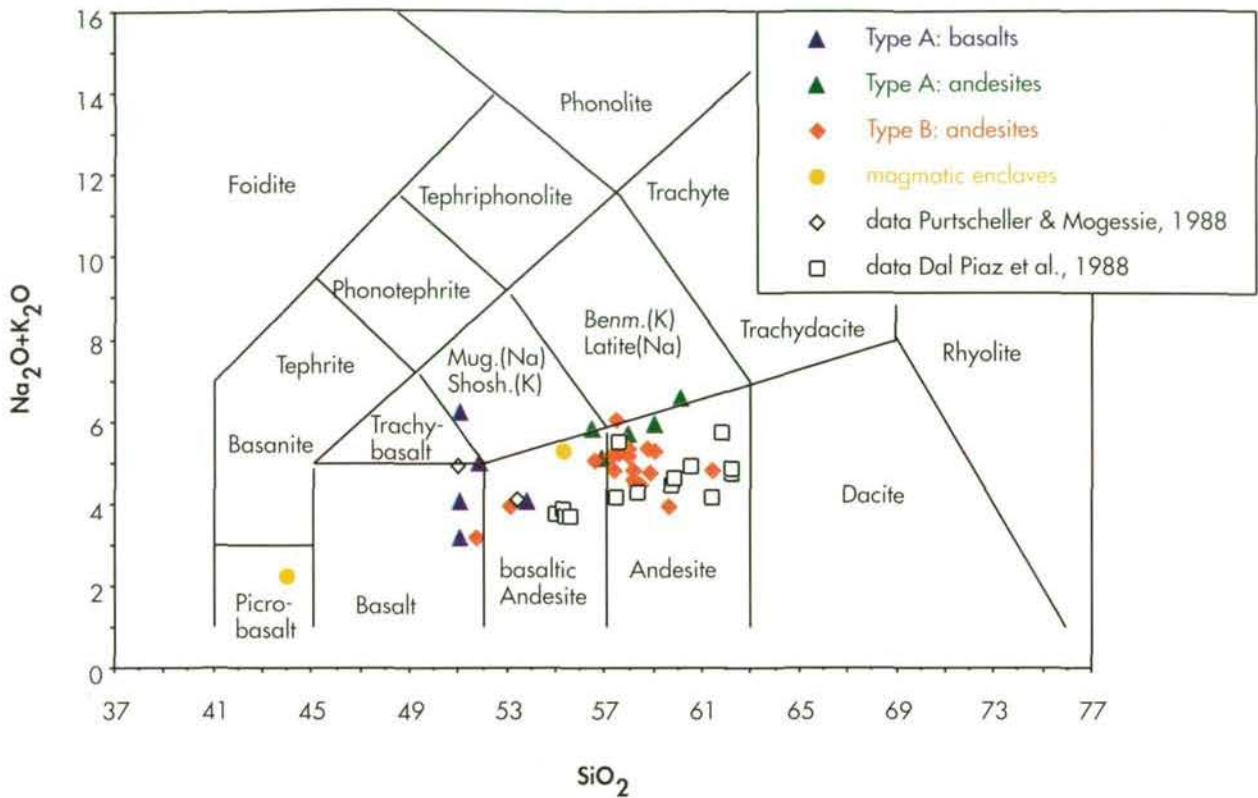


Fig. 4: The Total Alkali-Silica Diagram (LE BAS et al., 1992). The two intrusion phases are clearly separated. All dikes of the eastern part fall in the typical area for postcollisional magmatites of calcalkaline series. Although there are different degrees of alteration, the scatter of the samples is quite low. For comparative purposes two magmatic inclusions and data from PURTSCHELLER & MOGESSIE, 1988, and DAL PIAZ et al., 1988, are plotted. All analyses recalculated to 100% loss-free.

7. Influence and degree of secondary alteration processes

Macroscopically most dikes appear very fresh, but slightly sericitized feldspars or chloritized amphiboles and loss on ignition (L.O.I.) values ranging from 1.8 wt% to 2.5 wt% indicate a slight secondary alteration of the rocks. L.O.I. values from 1 wt% to 7 wt% are reported for similar rocks by several authors (GATTO et al., 1976; BECCALUVA et al., 1983; DEUTSCH, 1984; VENTURELLI et al., 1984; DAL PIAZ et al., 1988; PURTSCHELLER & MOGESSIE, 1988); they are considered to be typical. A chemical classification of these dikes using the different discrimination diagrams is problematic, because the diagrams are developed exclusively for fresh rocks (e.g. the TAS-diagram is limited for rocks with L.O.I.-values < 2 wt%; LE BAS et al.,

1992). Therefore an estimate of various degrees of secondary alteration on petrography and chemistry of these dikes is needed!

An andesitic dike outcropping at the NW-ridge of the Eisseespitze, approximately in the center of the investigated area, turned out to be suitable for such an estimate. Crosscutting the quartzphyllites this approximately 3 m thick dike splits into two separate, parallel dikes, as shown in fig. 6. The main dike remains as thick as before the sharing, the second becomes thinner. After the distance of approximately 70 m it is only 30 cm thick. While the main dike suffered no alteration, the second shows increasing alteration with decreasing thickness. Therefore the alteration of the second dike is clearly caused by elevated penetration of postmagmatic fluids at one end of the dike and not by fluid infiltration of the whole area.

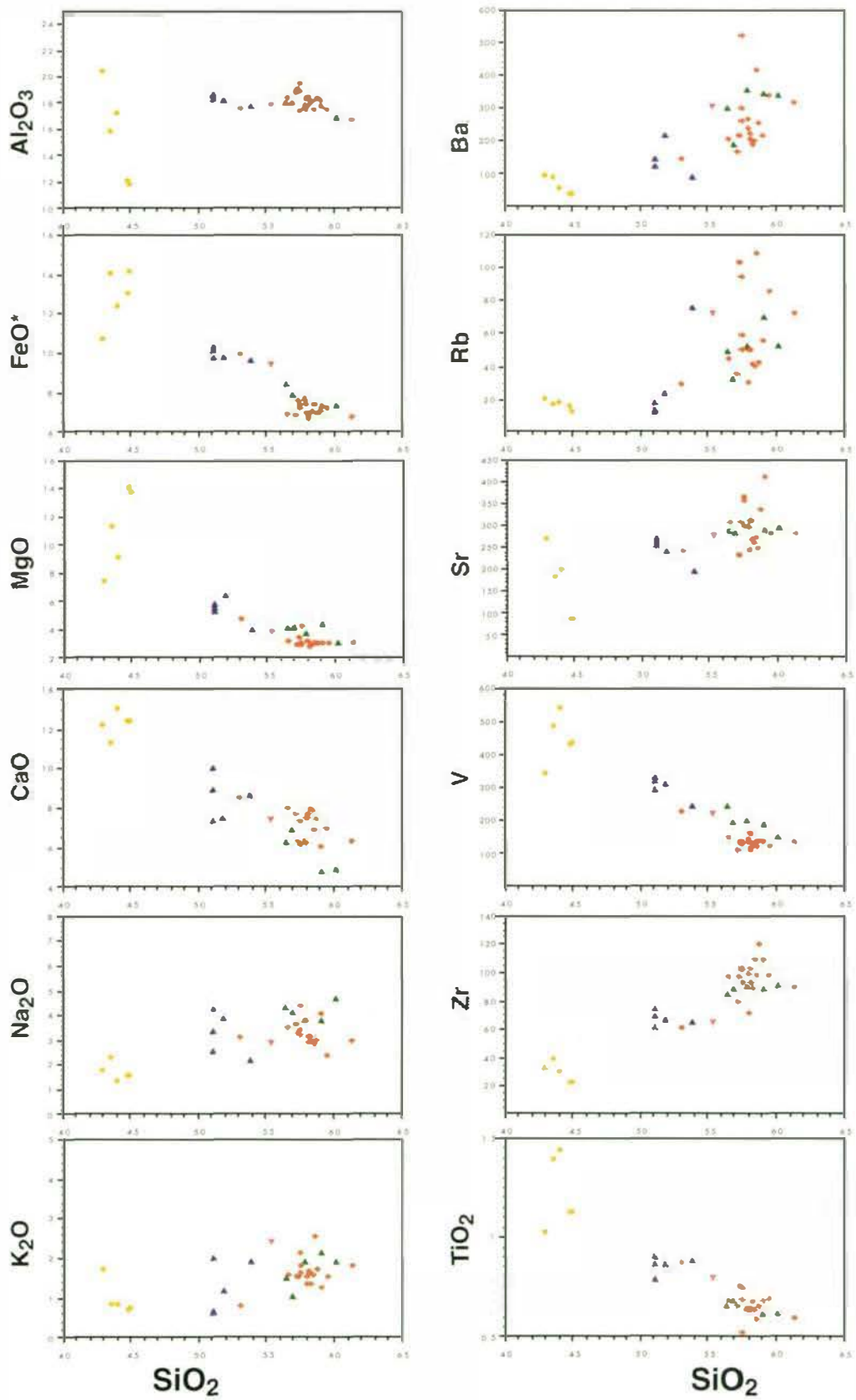


Fig. 5: Harker Diagrams for the most significant major and trace elements. For comparative purposes cumulates and a intermediate magmatic inclusion are plotted.

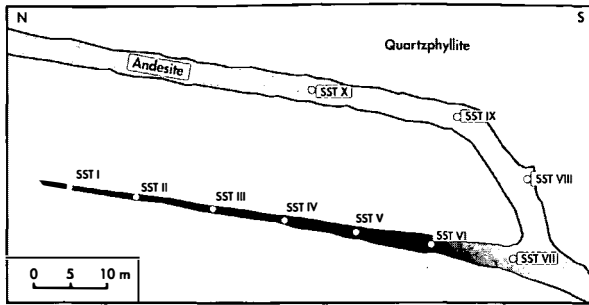


Fig. 6: The dike studied for the estimate of increasing secondary alteration with decreasing thickness. From the geometry of the dike it is clear, that the alteration processes are postmagmatic and related to the dike end and not to a regional fluid infiltration. Sample locations are indicated by their numbers.

Ten samples (SST I–SST X), collected every ten meters from the center of the dike (fig. 6), are analyzed for petrography, mineralogy, inclusions and chemistry. Changes in petrography and mineralogy of the respective samples, dependent on decreasing thickness (= increasing alteration), are listed in detail in table 3. Chemistry of the samples is determined after cutting them into 1 cm thick slices and removing the inclusions, that are analyzed separately.

The autohydrothermal fluids are rich in SO_4 and CO_2 . This is proved by the presence of cavities from 0.5 cm to 5 cm in diameter, filled with celestite and baryte and with calcite, laumontite and quartz. With increasing fluid flow the hornblende-phenocrysts are replaced by chlorite, epidote, calcite and pyrite, the feldspars by sericite and calcite. This replacement begins with chlorite growth along the cleavage of the amphiboles and the growth of sericite and laumontite in the Ca-rich feldspar cores, and ends with pseudomorph phenocrysts. The glassy matrix is increasingly replaced by chlorite, rare epidote and dispersed calcite and laumontite. Sometimes calcite and laumontite occur in form of agglomerates and in small cavities dispersed in the matrix.

The major elements do not show indicative trends.

The trace elements show different behavior (fig. 7): The mobile elements Sr and especially Ba and Rb are continuously enriched until being elevated enough to crystallize in specific

minerals such as baryte and celestite, exclusively occurring in cavities. Comparing table 3 with fig. 7 it is easy to note that the values of these and other trace elements are depleted in samples where these inclusions have been removed. The elements Zn and Zr, normally assumed to be immobile, show slight enrichment. Other elements, Co, Cr, Cu, Ni, Nb, V, and Y do not show significant trends, but scattering values. No depletion of elements due to alteration is observed.

Where dikes are altered due to other fluids, perhaps of non-magmatic origin, cavities with baryte, celestite, laumontite and quartz have never been observed, only small cavities filled with calcite and chlorite are found. Trace elements do not show significant enrichment or depletion.

8. Discussion

The basalts are products of an early stage of magma evolution and cannot be considered as primitive parental magma, due to their trace element chemistry and the low MgO and high Al_2O_3 content. According to ULMER et al., 1983, such basalts result from a fractionation of olivine, spinel and Al-poor clinopyroxene in a deep-seated magma chamber. The crystallization of almost pure diopside and anorthite and the absence of biotite and K-feldspar in the basalts suggest Ca-rich primary melt, further depleted in Ti, P, Y, and Zr.

Amphibole xenocrysts and cumulates of amphibole + plagioclase in the andesites indicate a magma evolution dominated by amphibole fractionation. This may be proved by the lack of olivine, because according to KUSHIRO, 1974, plagioclase in presence of amphibole and pyroxene is stable only after the disappearance of olivine. Therefore, we assume two different fractionation processes. While the first, described above, produced the basalts, the second produced the andesites through segregation of amphibole + plagioclase \pm diopside. The fractionation of amphiboles causes depletion of Mg, Fe,

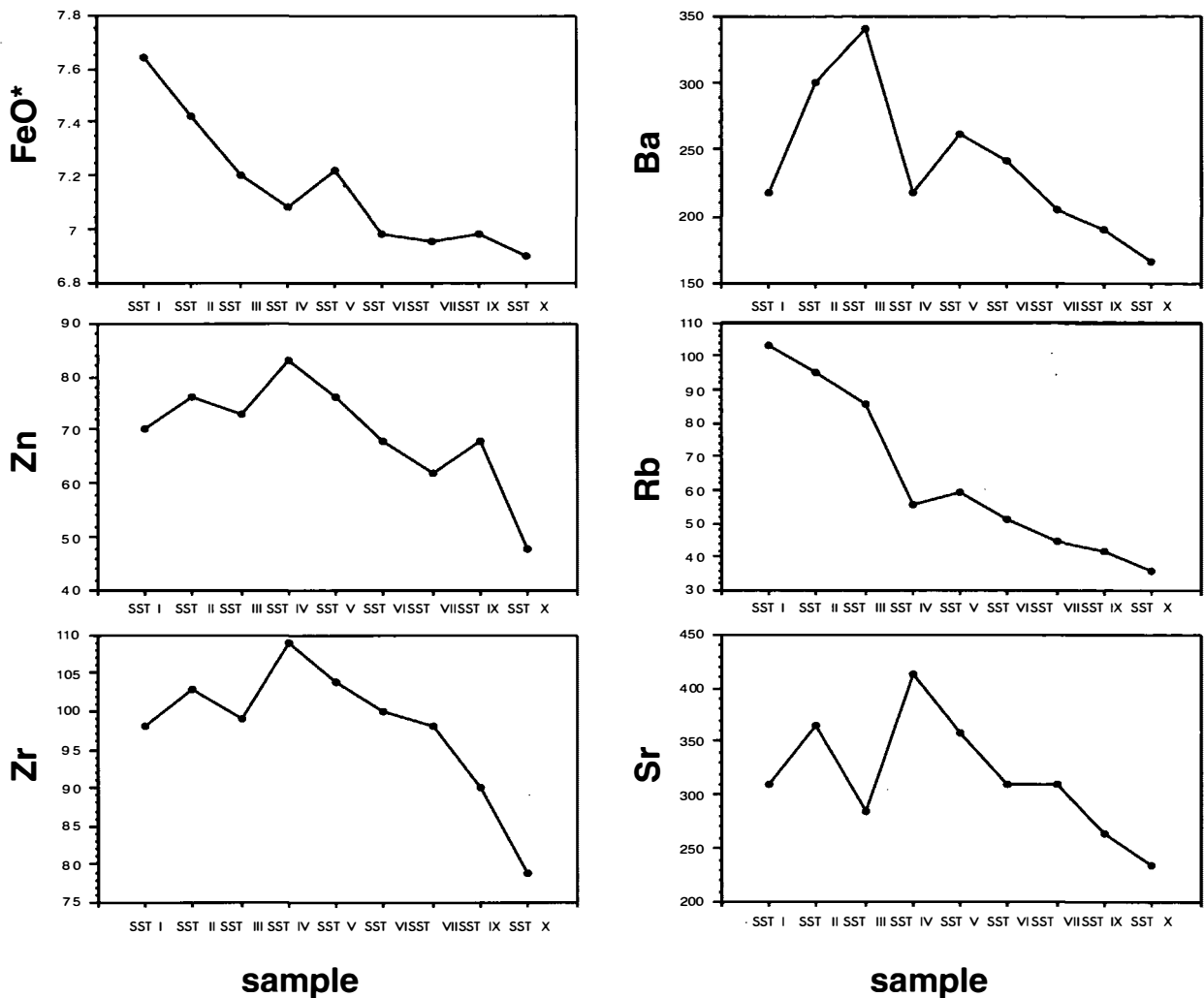


Fig. 7: The postmagmatic alteration is shown by the behavior of FeO* and trace elements, which increase with increasing alteration (decreasing dike thickness = decreasing sample number). The location of the samples is shown in fig. 6. Note that values much lower than the expected trend (especially of the samples SST I – SST III) arise from removing the filled cavities before analysing bulk rock chemistry.

Ca, Al and minor Ti and Y and strong enrichment of Si in the residual melt (CAWTHON, 1976), trends documented by the bulk rock chemistry. The depletion of Al is too slight, in regard to the other elements. The fractionation of Al-free clinopyroxene, which occurs in some cumulates, in the basalts and as xenocrysts in all andesites may be an explanation for this. The occurrence of amphibole- and diopside xenocrysts with corroded rims may document resorption of cumulitic material through magma mixing or mingling; perhaps due to convection in a stratified magma chamber as proposed by DAL PIAZ et al.,

1979; LAUBSCHER, 1983; ULMER et al., 1983, for the Adamello.

9. Conclusions

Field evidence indicates that the two-phase dikes originated from successive pulses of evolving magma following the ascent path prepared by the early intrusion. The following magma was emplaced when the foregoing one was still hot and incompletely solidified. This

explains the chilled margins and fluidal structures observed at the contact between the two phases and needs the existence of an evolving magma chamber.

The older magma-pulse emplaced basalts/basaltic andesites, the younger one andesites. Magma evolution through fractionation of amphibole, magnetite, Al-poor clinopyroxene and minor plagioclase in a deep-seated magma chamber is implied by the occurrence of cumulate-xenoliths and xenocrysts of amphiboles and diopsides in the andesites, and by mineral and rock chemistry as well. The observed occurrence of basalts and andesites, generated from the same magmatic source at nearly the same time in a restricted area suggests that the models of chronology, geochemistry and distribution of the periadriatic intrusions proposed by GATTO et al., 1976, and PURTSCHELLER & MOGESSIE, 1988, are too simple.

An estimate of the varying degrees of alteration shows that autohydrothermal, CO₂- and SO₄- bearing fluids slightly enrich the rocks with Zn and Zr, and strongly with Ba, Rb, Sr, until baryte, celestite together with laumontite, calcite and quartz crystallize in the numerous cavities. At the same time phenocrysts and matrix are hydrated and replaced by water-bearing minerals (increasing L.O.I.). Good chemical classification of these rocks is possible after careful sampling and sample preparation (removing of filled cavities) and recalculating all major elements anhydrous to 100%.

10. Acknowledgements

We would like to thank E. Mersdorf and R. Tessadri for their assistance and grateful help during mineral and rock analyses. R. Tessadri and A. Mogessie are thanked for reviewing the draft manuscript, and for critical comments and helpful discussions.

We are grateful to M. Tessadri-Wackerle for reviewing the english version.

11. References

- ALLEGRE, C.J., TREUIL, M., MINSTER, J.F. MINSTER, B. & ALBAREDE, F. (1977): Systematic use of trace elements in igneous processes. Part I: fractional crystallisation process in volcanic suites. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **60**, 57–75.
- ALLEGRE, J.C. & MINSTER, J.F. (1978): Quantitative models of trace element behaviour in magmatic processes. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **38**, 26–43.
- ANDREATTA, C. (1942): Sulle rocce eruttive del Gruppo Ortles-Cevedale. – *Rend. Acc. Italia, cl. Sc. Fis.*, **3**, 298–304.
- ANDREATTA, C. (1951): Carta delle Tre Venezie, Foglio Monte Cevedale. – *Magistrato delle Acque, Venezia*.
- ANDREATTA, C. (1953): Syntektonische und posttektonische magmatische Erscheinungen der Ortlergruppe in Beziehung zum alpinen Magmatismus. – *TMPM.*, **3**, 93–114.
- BACON, R.C. (1986): Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. – *J. Geophys. Res.*, **91**, 6091–6112.
- BECCALUVA, L., GATTO, G., GREGNANIN, A., PICCIRILLO, E. & SCOLARI, A. (1979): Geochemistry and petrology of dyke magmatism in the Alto Adige (Eastern Alps) and its geodynamic implications. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh. Stuttgart*, **6**, 321–339.
- BECCALUVA, L., BIGIOGGERO, B., CHIESA, S., COLOMBO, A., FANTI, G., GATTO, G.O., GREGNANIN, A., MONTRASIO, A., PICCIRILLO, E.M. & TUNESI, A. (1983): Post-collisional dyke magmatism in the Alps. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **26**, 341–359.
- BENCE, A.E. & ALBEE, A.L. (1968): Empirical correction factors of the electron microanalysis of silicates and oxides. – *J. Geol.*, **76**, 382–403.
- CALLEGARI, E. (1983): Geological and petrological aspects of the magmatic activity at Adamello (Northern Italy). – *Mem. Soc. Ital.*, **26**, 83–101.
- CAWTHORN, R.G. & BROWN, P.A. (1976): A model for the formation and crystallisation of corundum-normative calc-alkaline magmas through amphibole fractionation. – *J. Geology*, **84**, 467–476.
- CAWTHORN, R.G. & O'HARA, M.J. (1976): Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis. – *Am. J. Sci.*, **276**, 309–329.
- CONRAD, W.K. & KAY, R.W. (1983): Ultramafic and mafic inclusions from Adak island: crystallisation hi-

- story, and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian arc. – *J. Petrol.*, **25**, 88–125.
- DAL PIAZ, G.V. & VENTURELLI, G. (1983): Brevi riflessioni sul magmatismo post-ofiolitico nel quadro della evoluzione spazio-temporale delle alpi. – *Mem. Soc. Ital.*, **26**, 5–19.
- DAL PIAZ, G. V., DEL MORO, A., MARTIN, S. & VENTURELLI, G. (1988): Post-collisional magmatism in the Ortler-Cevedale massif, Northern Italy. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 533–551.
- DIETRICH, V.J., MERCOLLI, I. & OBERHÄNSLI, R. (1988): Dacite, High-Alumina-Basalte und Andesite als Produkte amphiboldominierter Differentiation (Aegina und Methana, Ägäischer Inselbogen). – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**, 21–39.
- DEL MORO, A., DAL PIAZ, G.V., MARTIN, S., VENTURELLI G. (1981): Dati radiometrici e geochimici preliminari su magmatiti oligoceniche del settore meridionale del Massiccio Ortles-Cevedale. – *Rend. Soc. Geol. It.*, **4**, 265–266.
- DEUTSCH, A. (1984): Young alpine dykes south of the Tauern Window (Austria): a K/Ar and Sr isotope study. – *Contrib. Min. Petrol.*, **85**, 45–57.
- FLOYD, P. A. & WINCHESTER, J. A. (1975): Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **27**, 211–218.
- GATTO, G. O., GREGNANIN, A., PICCIRILLO, E. M. & SCOLARI, A. (1976): The andesitic magmatism in the South-Western Tyrol and its geodynamic significance. – *Geol. Rundschau Stuttgart.*, **65**, 691–700.
- GATTO, G. O., GREGNANIN, A., MOLIN, G. M., PICCIRILLO, E. M. & SCOLARI, A. (1976): Le manifestazioni andesitiche polifasiche dell'Alto Adige occidentale nel quadro geodinamico alpino. – *Studi Trentini Sc. Nat.*, **53**, 21–47.
- GULSON, B. L. (1973): Age relations in the Bergell region of the South-East Swiss Alps, with some geochemical comparisons. – *Eclogae Geol. Helv.*, **66**, 293–313.
- HAMMER, W. (1908): Die Ortlergruppe und der Ciavallatschkamm. – *Jb. Geol. R.-A.*, **58**, 79–196.
- JAKES, P. & WHITE, A. J. R. (1972): Hornblendes from calc-alkaline volcanic rocks of island arcs and continental margins. – *Am. Min.*, **57**, 887–902.
- JAKES, P. & WHITE, A. J. R. (1972): Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, 29–40.
- LAUBSCHER, H. P. (1983): The late alpine (periadriatic) intrusions and the Insubric Line. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **26**, 21–30.
- LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W. & WOOLEY, A.R. (1992): The Construction of the Total Alkali-Silica Chemical Classification of Volcanic Rocks. – *Min. Pet.*, **46**, 1–22.
- LE MAITRE R. W. (1984): A proposal by the IUGS sub-commission on the total alkali silica (TAS) diagram. – *Austral. Journ. Earth Sci.*, **31**, 243–255.
- MOGESSIE, A., TESSADRI, R. & VELTMAN, C. B. (1990): Emp-Amph – a hypercard program to determine the name of an amphibole from electron microprobe analysis according to the International Mineralogical Association Scheme. – *Computers & Geosciences*, **16**, 309–330.
- MÜLLER, D., ROCK, N.M.S. & GROVES, D.I. (1992): Geochemical Discrimination Between Shoshonitic and Potassic Volcanic Rocks in Different Tectonic Settings: a Pilote Study. – *Min. Pet.*, **46**, 259–289.
- MYASHIRO, A. (1973): The troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 218–224.
- PEARCE, J. A. & CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 290–300.
- PEARCE, J. A. & NORRY, M. J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 33–47.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R. (1976): Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. – *Contrib. Miner. Petrol.*, **58**, 63–81.
- PURTSCHELLER, F. & RAMMLMAIR, D. (1982): Alpine metamorphism of diabase dikes in the Ötztal-Stubai Metamorphic Complex. – *TMPM*, **29**, 205–221.
- PURTSCHELLER, F. & MOGESSIE, A. (1988): Dikes from Ortler, Sarntal Alps and Brixen Granite: Mineralogy, Chemical Composition and Petrogenesis. – *Min. Pet.*, **38**, 17–35.
- RAMMLMAIR, D. (1980): Petrographie der Diabase der Ötztaler/Stubai Masse. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 98 p.
- SMITH, R. E. & SMITH, S. E. (1976): Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of

- basaltic magmas. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **32**, 114–120.
- STACHE, G. (1876): Über die alten andesitischen Eruptivgesteine des Ortlergebietes. – *Verh. k. k. Geol. R.-A.*, **14**, 346–347.
- STACHE, G. & JOHN, C. (1879): Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen. II. Das Cevedale-Gebiet als Hauptdistrict älterer dioritischer Porphyrite (Paläoporphyrite). – *Jb. Geol. R.-A.*, **2**, 317–404.
- STACHE, G. (1879): Die Eruptivgesteine des Cevedale-Gebietes. – *Verh. k. k. Geol. R.-A.*, **3**, 66–70.
- THORPE, R. S., VENTURELLI, G., DAL PIAZ, G. V. & POTTS, P. J. (1981): Distribuzione di Terre Rare e di altri elementi in tracce in filoni calcocalcinali ed ultrapotassici oligocenici delle alpi occidentali interne (osservazioni preliminari). – *Rend. Soc. Geol. It.*, **4**, 263–264.
- TOMASI, L. (1950): Studi petrografici dei filoni e contatti del Passo della Bottiglia (Gruppo dell'Ortler). – *Acta Geol. Alpina*, **2**, 1–52.
- ULMER, P., CALLEGARI, E. & SONDEREGGER, U. C. (1983): Genesis of the mafic and ultramafic rocks and their genetical relations to the tonalitic-trondhjemitic granitoids of the southern part of the Adamello Batholith, (Northern Italy). – *Mem. Soc. Geol. It.*, **26**, 171–222.
- VENTURELLI, G., THORPE, R. S., DAL PIAZ, G. V., DEL MORO, A. & POTTS, P. J. (1984): Petrogenesis of calc-alkaline shoshonitic and associated ultrapotassic Oligocene volcanic rocks from the Northwestern Alps, Italy. – *Contrib. Min. Petr.*, **86**, 209–292.
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. (1976): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**, 325–343.
- WOOD, D. A., JORON, J. L. & TREUL, M. (1979): A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **45**, 326–336.

Authors' address:

Mag. Volkmar Mair, Univ.-Prof. Dr. Fridolin Purtscheller, Institut für Mineralogie und Petrographie, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria.

Manuscript submitted: October 5, 1994

Table 1: representative mineral analyses

Table 2: representative bulk rock analyses

Table 3: changes in mineralogy and petrography with increasing alteration.

Table 1: representative mineral analyses, feldspars

sample	cumulate	basalt				basaltic andesite			andesite			
	Bt 20a R	Sf I core	Sf I rim	Sf V core	Sf V rim	Ep2 a	Ep2 b	Ep2 c	Sf II core	Sf II rim	Sf III core	Sf III rim
SiO ₂	44,35	43,92	45,18	46,21	48,39	66,11	62,92	64,48	50,85	54,64	47,32	52,28
TiO ₂	0,02	0,03	0,04	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	35,68	35,21	34,91	34,47	31,44	22,38	21,68	23,49	31,07	29,04	33,95	30,50
FeO	0,35	0,56	0,57	0,36	0,49	0,00	0,07	0,06	0,18	0,21	0,20	0,19
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,03
MgO	0,11	0,16	0,16	0,16	0,16	0,15	2,47	0,79	0,09	0,15	0,14	0,10
CaO	19,55	18,67	17,99	17,11	14,18	2,47	3,72	3,74	13,32	10,76	16,26	12,73
Na ₂ O	0,58	0,97	1,47	1,72	3,60	9,78	8,99	6,50	4,27	5,85	2,48	4,26
K ₂ O	0,04	0,11	0,14	0,44	0,49	0,08	0,04	0,07	0,14	0,23	0,20	0,14
total	100,68	99,63	100,46	100,48	98,79	101,00	99,91	99,14	99,92	100,91	100,60	100,26
cations (8 Ox)												
Si	2,041	2,045	2,082	2,119	2,250	2,871	2,786	2,833	2,319	2,450	2,163	2,367
Al	1,936	1,932	1,896	1,863	1,723	1,145	1,132	1,216	1,670	1,535	1,829	1,627
Fe	0,013	0,022	0,022	0,024	0,019	0,000	0,003	0,002	0,007	0,008	0,008	0,007
Mg	0,008	0,011	0,011	0,011	0,011	0,010	0,163	0,052	0,006	0,010	0,010	0,007
Ca	0,946	0,931	0,888	0,841	0,706	0,115	0,176	0,176	0,651	0,517	0,796	0,617
Na	0,052	0,088	0,131	0,153	0,325	0,823	0,772	0,554	0,378	0,509	0,220	0,374
K	0,002	0,007	0,008	0,026	0,029	0,004	0,002	0,004	0,008	0,013	0,012	0,008
Ti	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001
total	4,999	5,037	5,039	5,037	5,064	4,969	5,034	4,837	5,039	5,043	5,040	5,009
albite	5,08	8,54	12,78	15,00	30,62	87,34	81,20	75,47	36,43	48,97	21,39	37,41
anorthite	94,69	90,82	86,42	82,47	66,64	12,19	18,57	24,00	62,79	49,77	77,48	61,78
orthoclase	0,23	0,64	0,80	2,53	2,74	0,47	0,24	0,54	0,79	1,27	1,14	0,81

Table 1: representative mineral analyses, hornblendes

sample	cumulate			basalt						basaltic andesite		
	Bt 20 core	Bt 20 rim	92/18	Sf a core	Sf a center	Sf a rim	Sf d core	Sf d center	Sf d rim	Ep2 core	Ep2 center	Ep2 rim
SiO ₂	40,90	41,20	39,41	42,04	41,31	42,00	42,65	41,76	42,02	41,68	40,79	41,21
TiO ₂	1,68	1,66	1,72	1,50	1,75	1,92	1,91	1,69	1,92	1,95	1,80	1,93
Al ₂ O ₃	14,37	14,90	15,19	13,00	13,12	13,17	12,67	13,32	13,53	13,92	13,99	13,58
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,01	0,00	0,04	0,04	0,02	0,01	0,05	0,00	0,00	0,04
FeO	13,73	13,05	13,94	12,57	14,41	11,80	12,33	14,43	11,70	12,92	14,83	12,57
MnO	0,14	0,18	0,21	0,19	0,23	0,14	0,22	0,22	0,09	0,17	0,25	0,16
MgO	11,66	12,03	12,42	14,28	12,28	13,56	13,61	12,58	13,91	13,48	12,43	13,41
CaO	11,98	12,09	12,08	11,25	11,78	11,94	12,13	11,82	12,01	11,98	11,98	11,89
K ₂ O	0,92	0,72	0,66	0,48	0,55	0,62	0,56	0,53	0,59	0,60	0,57	0,58
Na ₂ O	1,97	1,98	1,78	1,68	1,79	1,85	1,82	1,90	1,94	1,72	1,61	1,60
total	97,38	97,81	97,42	96,99	97,26	97,04	97,92	98,26	97,76	98,42	98,25	96,97
cations (FM = 13)												
Si	6,039	6,017	5,757	6,039	6,053	6,126	6,167	6,055	6,066	5,987	5,909	5,998
Al ^{IV}	1,961	1,983	2,243	1,961	1,947	1,874	1,833	1,945	1,934	2,013	2,091	2,002
Al ^{VI}	0,540	0,577	0,373	0,239	0,314	0,387	0,330	0,329	0,366	0,342	0,293	0,324
Fe ³⁺	0,506	0,564	1,092	1,389	0,940	0,674	0,726	0,932	0,766	0,968	1,150	0,978
Ti	0,186	0,184	0,193	0,164	0,194	0,210	0,209	0,183	0,208	0,207	0,200	0,210
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,009	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,009
Mg	2,563	2,613	2,704	3,054	2,683	2,944	2,936	2,718	2,994	2,881	2,680	2,912
Fe ²⁺	1,188	1,032	0,611	0,121	0,829	0,763	0,769	0,818	0,649	0,585	0,643	0,552
Mn	0,018	0,026	0,026	0,026	0,026	0,018	0,026	0,026	0,009	0,017	0,025	0,017
Ca	1,898	1,895	1,887	1,734	1,847	1,867	1,876	1,838	1,857	1,846	1,890	1,853
K	0,177	0,132	0,123	0,086	0,106	0,114	0,104	0,096	0,113	0,112	0,117	0,105
Na	0,568	0,561	0,500	0,466	0,510	0,526	0,513	0,531	0,547	0,483	0,610	0,455
total	15,644	15,584	15,509	15,279	15,458	15,512	15,489	15,471	15,518	15,441	15,608	15,415

Table 1: representative mineral analyses, hornblendes and pyroxenes

sample	andesite					sample	cumulate	basalt	basaltic andesite		andesite	
	Bt 5 core	Bt 5 center	Bt 5 rim	Bt 3 core	Bt 3 rim		92/20 Px	Ep2 Px 3	Ep2 Px 1	Ep2 Px 2	ESA 1 Px	ESA 2 Px 1
SiO ₂	43,89	41,91	42,45	43,77	41,04	SiO ₂	46,81	47,98	50,54	50,09	51,39	52,42
TiO ₂	1,65	1,57	1,57	1,49	1,51	TiO ₂	0,79	0,71	0,60	0,68	0,34	0,14
Al ₂ O ₃	12,15	13,49	13,30	12,39	14,45	Al ₂ O ₃	7,78	5,51	4,39	3,85	3,49	2,32
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	Fe ₂ O ₃ *	5,15	6,50	0,00	3,91	2,23	2,09
FeO	12,15	15,07	14,84	10,57	15,94	FeO *	3,65	1,77	9,28	5,58	2,80	1,81
MnO	0,18	0,30	0,33	0,17	0,31	MnO	0,14	0,13	0,28	0,26	0,14	0,07
MgO	14,25	11,77	11,78	15,02	10,67	MgO	13,45	14,63	12,70	14,49	15,60	17,10
CaO	10,63	10,67	10,66	10,69	10,53	CaO	21,46	22,45	21,83	21,75	23,33	23,04
K ₂ O	0,51	0,54	0,49	0,46	0,51	K ₂ O	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
Na ₂ O	1,92	1,97	1,83	1,94	1,90	Na ₂ O	0,28	0,26	0,11	0,19	0,22	0,18
total	97,34	97,29	97,25	96,52	96,86	total	99,55	99,96	99,76	100,83	99,57	99,20
cations (FM = 13)						cations (6 Ox)						
Si	6,263	6,074	6,156	6,259	6,017	Si	1,745	1,779	1,893	1,851	1,893	1,924
Al IV	1,737	1,926	1,844	1,741	1,983	Al	0,342	0,241	0,194	0,168	0,151	0,100
Al VI	0,305	0,414	0,432	0,348	0,510	Fe ³⁺	0,145	0,181	0,000	0,109	0,062	0,058
Fe ³⁺	1,190	1,223	1,146	1,154	1,188	Fe ²⁺	0,114	0,055	0,291	0,172	0,086	0,056
Ti	0,180	0,174	0,174	0,163	0,167	Mg	0,747	0,809	0,709	0,798	0,856	0,936
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	Ca	0,857	0,892	0,876	0,861	0,921	0,906
Mg	3,038	2,541	2,546	3,207	2,334	Na	0,020	0,019	0,008	0,014	0,016	0,013
Fe ²⁺	0,260	0,605	0,659	0,110	0,767	K	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Mn	0,026	0,035	0,044	0,017	0,035	Ti	0,022	0,020	0,017	0,019	0,009	0,004
Ca	1,630	1,653	1,657	1,642	1,656	Mn	0,004	0,004	0,009	0,008	0,004	0,002
K	0,094	0,096	0,087	0,086	0,097	total	3,998	4,001	3,998	4,001	3,999	4,000
Na	0,532	0,557	0,514	0,542	0,537	enstatite	43,50	46,07	37,80	43,58	45,96	49,32
total	15,255	15,298	15,259	15,269	15,291	ferrosilite	6,62	3,13	15,50	9,41	4,63	2,93
						wollastonite	49,88	50,81	46,70	47,01	49,40	47,76

Table 2: representative bulk rock analyses (Fe^{tot} as Fe₂O₃)

Probe	inclusions		basaltic andesites, andesites										
	Bt 20	Ep 4 f	SST I	SST II	SST III	SST IV	SST V	SST VI	SST VII	SST VIII	SST IX	SST X	LF
SiO ₂	42,99	52,75	53,10	54,57	57,27	57,80	56,19	55,67	55,40	56,79	56,83	56,17	54,91
TiO ₂	1,41	0,76	0,69	0,70	0,66	0,67	0,67	0,61	0,67	0,62	0,66	0,64	0,60
Al ₂ O ₃	16,87	17,14	17,69	18,53	16,97	17,92	18,64	17,76	18,05	18,13	17,91	18,51	16,74
Fe ₂ O ₃	12,11	8,98	7,07	7,04	6,92	6,94	7,06	6,70	6,82	6,52	6,81	6,77	7,04
MnO	0,15	0,20	0,16	0,15	0,16	0,14	0,13	0,18	0,13	0,15	0,15	0,13	0,12
MgO	8,96	3,69	3,17	2,93	3,02	3,06	2,94	3,04	3,17	2,72	2,95	2,92	3,10
CaO	12,81	7,10	5,84	5,84	6,71	5,92	5,98	6,02	7,83	7,40	7,76	7,59	7,12
Na ₂ O	1,35	2,74	3,04	3,01	2,31	3,97	4,31	3,65	3,41	2,85	3,07	3,57	3,57
K ₂ O	0,83	2,29	1,41	2,02	1,49	1,21	1,59	1,49	1,56	1,62	1,34	1,50	1,30
P ₂ O ₅	0,06	0,16	0,17	0,17	0,18	0,18	0,19	0,17	0,22	0,21	0,20	0,17	0,17
SO ₃	0,06	0,02	0,04	0,07	0,08	0,04	0,13	0,05	0,07	0,19	0,06	0,03	0,09
L.O.I.	2,19	4,66	7,44	5,10	3,88	2,04	2,23	3,95	2,02	2,34	2,48	1,83	5,21
total	99,79	100,49	99,82	100,13	99,65	99,89	100,06	99,29	99,35	99,54	100,22	99,83	99,97

trace elements (ppm)

Ba	60	308	217	300	341	218	261	241	205	208	190	166	268
Co	68	22	<5	<5	<5	6	<5	<5	14	<5	7	<5	5
Cr	12	10	8	12	12	12	10	12	23	7	14	11	13
Cu	54	<5	20	20	19	20	18	15	6	23	16	6	28
Nb	35	10	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ni	9	6	10	<5	<5	7	<5	<5	7	8	7	10	<5
Pb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Rb	19	72	103	95	86	56	59	51	45	50	42	36	31
Sr	199	279	310	366	285	412	359	311	310	271	264	235	247
V	543	225	133	130	127	143	137	135	144	113	122	114	144
Y	22	16	17	18	18	20	19	19	19	17	17	15	14
Zn	70	67	70	76	73	83	76	68	62	99	68	48	52
Zr	31	65	98	103	99	109	104	100	98	93	90	79	72

Table 2: representative bulk rock analyses (Fe^{tot} as Fe₂O₃)

Probe	basaltic andesites, andesites							basalts					
	Bt 2	Bt 3	Bt 5	Ed 5	Ef 3	Ep 1	Ep 4 g	Sf III	Ed 3	Ed 4	Ep 2	Sf I	Sf V
SiO ₂	57,62	56,02	56,53	57,97	57,48	54,25	59,69	53,98	50,49	49,50	50,88	49,23	48,66
TiO ₂	0,64	0,60	0,62	0,59	0,58	0,49	0,58	0,65	0,78	0,81	0,83	0,86	0,86
Al ₂ O ₃	18,11	17,46	17,49	16,31	17,31	16,54	16,33	17,11	16,61	16,31	16,95	17,35	17,81
Fe ₂ O ₃	6,78	6,73	6,72	7,04	7,23	7,01	6,59	7,48	9,06	8,89	9,56	9,51	9,61
MnO	0,15	0,10	0,16	0,17	0,17	0,15	0,18	0,13	0,18	0,18	0,25	0,14	0,15
MgO	3,05	2,95	2,95	2,99	2,79	3,98	3,04	3,85	4,17	3,72	4,52	5,26	5,51
CaO	7,27	7,55	7,46	4,71	6,78	6,96	6,14	6,52	7,11	7,94	8,20	9,41	8,51
Na ₂ O	2,95	2,78	3,07	4,50	2,76	3,21	2,90	3,84	3,19	1,98	3,00	2,54	3,22
K ₂ O	1,71	1,50	1,58	1,83	2,48	1,72	1,78	0,98	1,07	1,77	0,79	0,49	0,63
P ₂ O ₅	0,18	0,19	0,22	0,14	0,21	0,19	0,20	0,13	0,14	0,17	0,20	0,12	0,15
SO ₃	0,05	0,08	0,11	0,01	0,14	0,07	0,01	0,05	0,17	0,59	0,15	0,12	0,06
L.O.I.	2,00	4,19	2,79	3,54	2,07	5,68	2,71	5,08	6,54	7,93	4,13	4,94	4,72
total	100,51	100,15	99,70	99,80	100,00	100,25	100,15	99,80	99,51	99,79	99,46	99,97	99,89

trace elements (ppm)

Ba	255	200	225	337	417	521	315,00	193	161	92	145	113	148
Co	9	<5	6	7	<5	6	<5	<5	7	18	13	8	31
Cr	15	14	15	21	13	56	18	24	19	17	16	33	32
Cu	23	18	21	24	16	23	6	11	44	44	25	42	16
Nb	<5	<5	<5	8	<5	<5	<5	8	17	17	13	23	22
Ni	5	10	<5	<5	<5	10	6	11	<5	10	10	7	13
Pb	<5	<5	<5	5	<5	<5	<5	<5	<5	6	<5	<5	<5
Rb	43	41	51	53	109	51	72	33	40	76	30	9	14
Sr	339	276	312	294	251	300	284	287	248	195	242	252	262
V	143	136	162	151	124	138	135	194	253	243	228	318	323
Y	21	20	20	17	17	17	16	18	19	18	16	20	21
Zn	86	87	83	68	76	68	54	58	70	72	89	57	63
Zr	120	109	104	91	99	94	89	88	69	65	62	67	69

← increasing alteration

← decreasing dike thickness

sample	SST I	SST II	SST III	SST IV	SST V	SST VI	SST VII	SST IX	SST X
dike thickness	0.3 m	0.5 m	0.8 m	1 m	1.5 m	2 m	dike sharing	3 m	3 bis 4 m
color	dark green-black	dark green-black	dark grey	grey	light grey	light grey reddish	light grey	light grey	light grey
texture	massive filled cavities with quartz, calcite, baryte, celestite, lau- montite	massive filled cavities with quartz, calcite, baryte, celestite	fine-grained only few filled cavities	porphyritic filled cavities with quartz, calcite	porphyritic ---	porphyritic ---	porphyritic ---	porphyritic ---	porphyritic ---
thin section	the few fsp and hbl phen- ocrysts in the glassy matrix are pseudo- morphically replaced by cc, chl, ep and mt. The zoning of the primary minerals is preserved by zoning of the various amounts of secondary minerals.	the few fsp and hbl phen- ocrysts in the glassy matrix are pseudo- morphically replaced by cc, chl, ep and mt. The hbl are corroded with dark brown rims. The fsp are se- ricitized and partly re- placed by cal- cite. Some as- similated ma- terial of sur- rounding quartzphyllite.	small fsp and hbl phen- ocrysts are re- latively well preserved. Fsp are sericitized only in the cores; hbl are altered only along their cleavage to cc, ep and chl. Lots of small cavities filled with cc, chl, laumontite.	all hbl are well preserved, while the fsp are totally re- placed by seri- cite and cc. Lots of small cavities filled with cc, quartz, and baryte (see negative value in fig. 7).	the matrix is characterized by light and dark areas (different de- grees of alter- ation). Hbl are well preserved, fsp are totally replaced by sericite and calcites; small cavities filled with chl and	the matrix is characterized by light and dark areas (different de- grees of alter- ation). Hbl are well preserved, fsp are totally replaced by sericite and calcite; small cavities filled with chl and	the portion of matrix to phenocrysts decreases. Few, but well preserved hbl, all fsp serici- tized.	Hbl zoned and well preserved, fsp zoned but slightly serici- tized. Matrix unaltered.	Hbl, fsp and matrix very fresh. Only few of the fsp slightly serici- tized.
<p>Table 3: changes of petrography and mineralogy with increasing alteration</p> <p>cc = calcite; chl = chlorite; ep = epidote; fsp = feldspar; hbl = hornblende; mt = magnetite.</p>									

BARITE NODULES IN PERMIAN KARST SEDIMENTS OF THE NORTHERN GREYWACKE ZONE NEAR KITZBÜHEL (TYROL, AUSTRIA)

Karl Krainer

With 7 figures, 2 tables and 4 plates

Abstract:

Spherical to subspherical barite nodules are a common constituent in Lower Permian karst sediments of the Devonian Spielberg Dolomite of the Northern Greywacke Zone near Kitzbühel (Austria). The barite nodules are up to several centimeters in size and composed of large, lath like, randomly oriented, inclusion-pure barite crystals and a thin rim of authigenic quartz, dolomite and mica.

It is assumed that the barite nodules are of early diagenetic origin and that originally they were composed of fine-grained barite intergrown with interstitial clay minerals. The unusual mineralogical composition and texture of the nodules were caused by a late diagenetic and particularly an early Alpine very low grade metamorphic overprint. The source of the Ba is unknown; it was probably remobilized from older rocks.

Zusammenfassung:

In unterpermischen Karstsedimenten des devonischen Spielbergdolomites (Nördliche Grauwackenzone) treten in der Nähe von Kitzbühel häufig rundliche Barytkonkretionen auf. Die Barytkonkretionen werden bis zu mehrere Zentimeter groß und bestehen aus großen, leistenförmigen, nicht orientierten, reinen Barytkristallen und einem dünnen Saum aus Quarz, Dolomit und neu gesprossenen Hellglimmern.

Die Barytkonkretionen entstanden vermutlich frühdiagenetisch durch Ausfällung aus Ba-reichen Porenwässern und waren ursprünglich wohl aus feinkörnigem Baryt mit tonigen Verunreinigungen zusammengesetzt. Die ungewöhnliche Struktur und Zusammensetzung der Konkretionen wird auf eine spätdiagenetische Überprägung und vor allem auf eine sehr schwache, frühalpidische Metamorphose zurückgeführt. Die Herkunft des Ba ist nicht bekannt, vermutlich wurde das Ba aus älteren Gesteinen remobilisiert.

1. Introduction

Barite nodules of diagenetic origin have been described from sediments of different environmental settings. They seem to occur most frequently in pelagic sediments, particularly of Paleozoic (Silurian, Devonian and Early Carboniferous) age, but are also known from red beds and even from lacustrine deposits and coal seams. Barite nodules from pelagic sediments are described for example by BOGOCH et al. (1977), CLARK (1985), CLARK & MOSIER (1989), HOLDEN (1977), CARLSON & HOLDEN (1979), NUELLE & SHELTON (1986), LAZNICKA (1976), PEPPER et al. (1985), WETZEL (1970) and ZIMMERMANN & AMSTUTZ (1966). Examples of barite nodules in

red beds are reported by VAN EEDEN (1937), HAM & MERRITT (1944), KEYSER (1966) SHEAD (1923) and TARR (1933), for example. HEMINGWAY & VONDRA (1992) reported barite nodules from Lower Cretaceous lacustrine sediments of Wyoming. Concretionary barite also occurs in Eocene brown coal seams of the Geiseltal (HAAGE & KRUMBIEGEL, 1968). Barite nodules are also known from modern ocean floor sediments (REVELLE & EMERY, 1951).

In this paper the term "nodule" is used as a general term which includes concretions as well as rosettes, which have radiating structures. To the author's knowledge, barite has not yet been reported from (paleo-) karst systems. The barite occurrences described in this study are

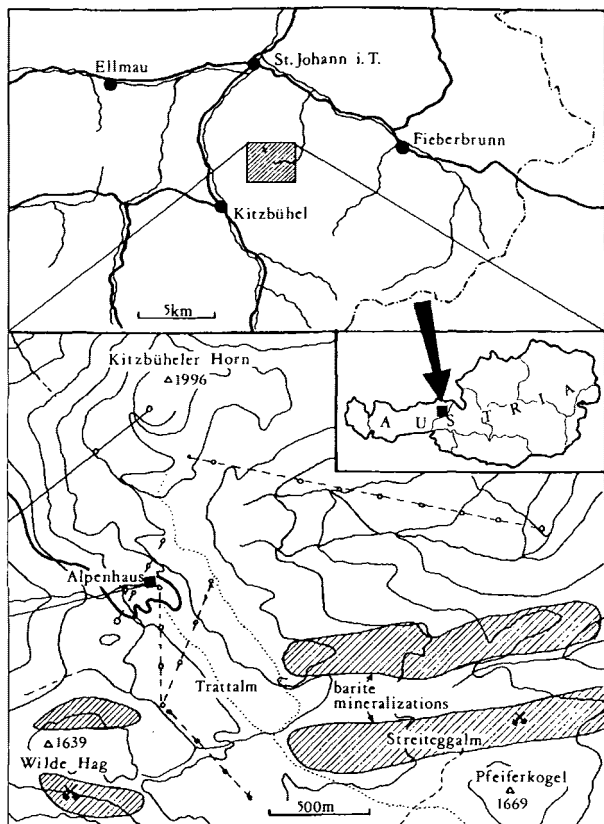


Fig. 1: Location map of the investigated area. Barite mineralization (indicated by hatch pattern) occurs at the localities Wilde Hag and Streiteggalm.

clearly associated with Permian paleokarst features and therefore appear to represent a new, hitherto unrecognized type of syndimentary to early diagenetic barite formation.

The objectives of this study are to give a brief sedimentological description of the host sediments, to characterize the barite nodules in terms of their mineralogical composition and texture, and to discuss the formation of these nodules.

2. Location and Geological Setting

The locality of the Permian karst sediments containing barite concretions is situated in the Kitzbühel Alps near the town of Kitzbühel, about 1 km south and southeast of the Kitzbüheler Horn (1996 m) (localities “Wilde Hag” and “Streiteggalm”; see fig. 1). The rocks exposed in

this area are part of the Northern Greywacke Zone, an Upper Austroalpine tectonic unit, and belong to the “Tectonic Unit II” according to MAVRIDIS & MOSTLER (1970).

Stratigraphically the Northern Greywacke Zone comprises Ordovician to Early Silurian Wildschönau Slates (Wildschönauer Schiefer) and intercalated volcanic rocks (porphyroids), Silurian cherts and dark dolomites and dolostones of Devonian age (Spielberg Dolomite). The latter is a light grey coloured, massive to indistinctly bedded bioclastic carbonate sediment, dated as Early to Middle Devonian (Emsian-Eifelian) (EMMANUILIDIS & MOSTLER, 1970, MAVRIDIS & MOSTLER, 1970, MOSTLER, 1970).

The Spielberg Dolomite underwent intense karstification during the Late Carboniferous/Early Permian. Karst fissures and cavities are filled with fine-grained, red karst sediments and barite (figs. 3 and 4). Both, Spielberg Dolomite and karst sediments, are overlain by a thick sequence of Permian red beds (Basalbreccia, Spielbach shales, Spielberg conglomerate and Mühlbach shales) summarized as “Prebichlschichten” by STINGL (1983).

At the locality “Wilde Hag”, the Early Permian Basalbreccia is 30–40 m thick and composed of dolomite clasts derived from the underlying Spielberg Dolomite, embedded in a shaly to sandy, red-coloured groundmass.

At the locality “Streiteggalm” the Basalbreccia and younger sediments have been eroded (see fig. 2).

The rocks of the studied area have experienced low-grade Alpine metamorphism. The formation of stilpnomelane, phengitic muscovite, chlorite, actinolite and epidote in magmatic rocks, the occurrence of chloritoid, pyrophyllite and mixed-layer paragonite-muscovite in the Wildschönau Slates and the lack of prehnite, pumpellyite and lawsonite indicate lower greenschist facies with temperatures of 350–400°C and pressures of 3–8 kb (HOSCHEK et al., 1980, COLLINS et al., 1980, SCHRAMM, 1980). “Illite crystallinity” (IC) data are consistent with these results. IC values decrease systematically from S to N, indicating decreasing intensity of meta-

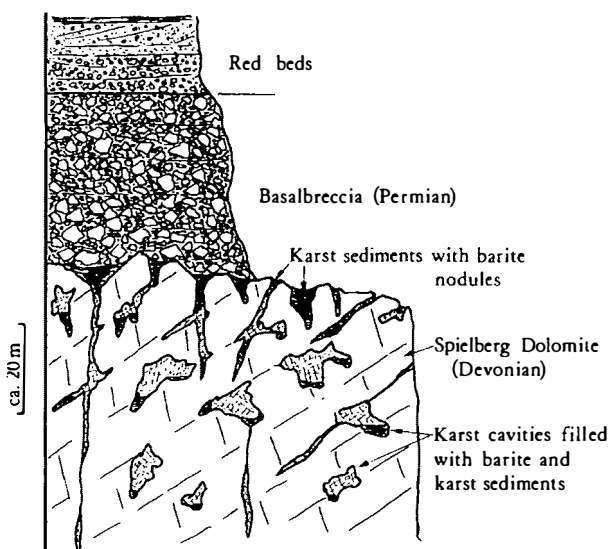


Fig. 2: Generalized section of the karstified Spielberg Dolomite (Devonian) and the overlying Lower Permian red beds (basalbreccia, conglomerates, sandstones).

morphism in this direction (SCHRAMM, 1977, 1978, 1980). K-Ar and Rb-Sr ages of illite range from 137 to 92 Ma and indicate an Early Cretaceous metamorphic overprint (KRÁLIK et al., 1987).

3. Methods of investigation

Compositional and textural parameters of the karst sediments and barite nodules were investigated by thin section microscopy.

Chemical analyses of mineral phases (detrital micas, micas of the concretions, dolomite) were performed using an electron microprobe (ARL-SEMQ). Operating conditions for wavelength-dispersive analysis were 15 kV accelerating voltage, 20 μ A sample current and 200 μ A emission current.

The Sr content of the barite was measured by X-ray fluorescence analysis. Cathodoluminescence (CL) microscopy was performed using a Technosyn cold-cathode luminoscope.

4. Karst sediments and barite nodules

4.1 Sedimentology of the karst sediments

In the Northern Greywacke Zone Late Paleozoic karstification features are widespread and occur in Devonian dolomites of the western part (Spielberg Dolomite, Schwaz Dolomite) as well as in the eastern part (MOSTLER, 1984, STINGL, 1983, KRÄINER & STINGL, 1986). Lower Carboniferous paleokarst has recently been described from Devonian to Lower Carboniferous limestones of the Carnic Alps (SCHÖNLAUB et al., 1991).

Two events of karstification can be recognized according to MOSTLER (1984):

- a Variscan event during the Viséan, and
- a late- to post-Variscan event during the Late Carboniferous and Early Permian.

Mineralizations of barite, fahlore, magnesite and siderite are associated with these paleokarst features.

The surface of the Spielberg Dolomite is characterized by a marked karst topography with karst fissures (joints extended by karst dissolution) and irregular cavities extending more than 150 m beneath the surface of the Spielberg Dolomite.

Karst fissures and cavities are filled with different types of sediment and with barite (figs. 3 and 4). Red, fine-grained sediments are most abundant.

The red karst sediments are mostly massive to indistinctly laminated; locally the sediment is well-laminated due to sudden changes in grain size or composition (carbonate-quartz-mica content).

In a few samples erosional surfaces filled by coarser, quartz-rich sediments, have been observed under the microscope.

The karst sediments are moderately to poorly sorted. Detrital grains including quartz grains are angular. The original rounding of the dolomite rhombs is diagenetically overprinted. Micas and elongated quartz grains are commonly oriented parallel to the bedding plane.



Fig. 3: Karst cavities within the Devonian Spielberg Dolomite at the locality Streitegg Alm, filled by red karst sediment and barite. Pencil for scale.



Fig. 4: Irregular karst cavities from the deeper part of the Permian karst system within the Spielberg Dolomite. The cavities are almost completely filled by barite. Pocket lamp for scale.

In most samples grain size ranges from 0.03–0.07 mm (coarse silt), in coarser laminae from 0.1–0.15 mm (fine sand). Some detrital quartz and mica grains may be up to 0.5 mm in diameter (medium sand).

The dolomite content of the red karst sediments in some samples exceeds 80%. In some layers detrital quartz is the most frequent grain type and occurs in form of monocrystalline, elongated fragments. Detrital micas, which are dominated by muscovite and degraded bitotites are abundant in some samples. Some micas are bent or broken due to mechanical compaction. Diagenetically formed hematite is dispersed in the groundmass and concentrated along cleavage planes of biotite grains. Hematite is also found as euhedral crystals locally forming rosettes.

In most samples matrix content is high and consists of carbonate cement and clay (e.g. in quartz- and mica-rich sediments). Some quartz cement (authigenic overgrowths) is also present.

A variety of sediments occurs within paleo-karst dissolution cavities, including carbonates, sandstones, siltstones and shales:

- a) Fine-grained, red to brownish dolomite with variable clay content (pl. 1, fig. 4). The dolomite grains (about 0.05 mm in diameter) are anhedral to euhedral, recrystallized and frequently zoned with inclusion-rich cores and clear rims. The dolomite rhombs are also zoned under cathodoluminescence with bright yellowish-red cores and dull rims, suggesting that the rims contain more Fe than the cores. In some samples the boundary between core and rim is gradual. Some dolomite rhombs are characterized by dull luminescent cores. The clay-rich groundmass between the dolomite rhombs is composed of illite-sericite, and minor hematite. Detrital micas and angular quartz grains may also occur. Some samples from the “Wilde Hag” contain rock fragments of red shales, fine-grained sandstones, polycrystalline quartz of metamorphic origin and phyllitic grains with diameters up to several mm. Accessory constituents are tourmaline and zircon.

- b) Red shales composed of illite-sericite and hematite, with few dolomite rhombs (up to 0.3 mm), detrital micas and angular quartz grains (up to 0.15 mm: mostly monocrystalline quartz) and muscovite-sericite (pl. 1, fig. 5; pl. 3, fig. 3). Detrital feldspars are absent.
- c) Several mm thick, fine-grained sandstone layers (mostly 0.1–0.2, max. 0.5 mm) containing angular quartz (mostly monocrystalline quartz), muscovite-sericite, some biotite and accessory grains of brownish tourmaline and zircon (pl. 3, fig. 5).
- d) Karst breccias (rare) composed of densely packed angular clasts of Spielberg Dolomite embedded in an argillaceous red groundmass. Karst breccias formed at the base of cavities and are overlain by fine-grained dolomitic sediments.
- e) Thin hematite crusts are locally observed within fine-grained karst sediments, indicating periods of non-deposition.

4.2 Barite nodules

The karst sediments are characterized by different types of barite mineralization. Karst cavities may be completely filled by barite, particularly in the deeper parts of the karst system (fig. 4), or barite occurs within the karst sediments as irregular, non-stratobound mineralizations and concretions (fig. 3) (MOSTLER, 1970, MOSTLER et al., 1982).

Individual bodies of barite are up to 2 m thick. The coarse-grained barite of the karst cavities has been mined in the last century.

At the locality Streiteggalm barite concretions are a common constituent of the fine-grained, red-coloured karst sediments (figs. 5, 6, 7). Barite concretions are less common in karst sediments at the locality Wilde Hag.

The occurrence of barite concretions at these localities has first been reported by LEITMEIER (1936) and VOHRYZKA (1968), who described them as "Barytkugeln".

The largest barite concretions with diameters up to 20 cm have been found at the Wilde Hag.



Fig. 5: Small karst cavity filled by red karst sediment, locality Streitegg Alm. A barite nodule composed of white, large, lath like barite crystals occurs within the karst sediment.



Fig. 6: A several cm large elongated nodule composed of coarse, lath-like barite crystals is embedded in fine-grained red karst sediments (Streitegg Alm).

whereas at the Streiteggalm the size of the concretions varies between 0.2 cm and a few centimeters. The shape of the concretions is spherical to oval with the larger diameter parallel to the bedding plane. The color of the barite concretions is uniformly white.

Three different types of concretions can be distinguished based on the size and mineralogical composition: dolomite concretions (<1 mm), barite-dolomite concretions (1–5 mm) and almost pure barite concretions (> 5 mm).

a) Dolomite concretions

These concretions generally do not show a distinct separation into core and rim, although quartz is more abundant at the margin and micas are concentrated in the center (pl. 2, fig. 2). They are composed of authigenic minerals, particularly dolomite, and smaller amounts of quartz and mica. Two phases of dolomite have been recognized: dolomite I replaced by quartz, and dolomite II which is replacing quartz. Toward the margin of the concretions the mica content and the grain size decrease. In the center of the concretions mica crystals display a radial arrangement, individual mica crystallites are up to 0.8 mm in length (pl. 3, fig. 4). Quartz is polycrystalline with different grain sizes, smaller at the margins, with increasing grain size toward the center. Dolomite occurs as euhedral rhombs at the margin and as irregular patches in the center, replacing quartz. Micas are intergrown with dolomite and quartz and replaced them.

In one sample several smaller concretions (0.5–0.8 mm) composed of a dolomitic core and a quartz rim have been observed. Quartz crystals show general increase in size from the rim to the core of the concretion. Quartz replaces dolomite



Fig. 7: Red karst sediment (siltstone) with abundant small barite concretions. Polished slab, Streitegg Alm.

in this sample. A few dolomite rhombs and small mica flakes are also present within the quartz-rich rim.

b) Dolomite-barite concretions

Dolomite-barite concretions are intermediate in size (1–5 mm) and composed of a barite core and an outer zone of dolomite (pl. 2, fig. 2). The core consists of one or a few randomly oriented bladed and lath-shaped barite crystals. Coarse crystals of mica are locally present as well. The dolomitic outer zone (mostly dolomite II) contains quartz, small micas and hematite, all being of authigenic origin.

c) Barite concretions (pl. 1, figs. 1–3; pl. 3, fig. 2, and pl. 4, figs. 1–3)

These concretions exceed 5mm in diameter and consist of randomly oriented, inclusion-pure, bladed and lath-shaped barite crystals. These crystals are surrounded by a thin (< 1 mm) rim of authigenic quartz, dolomite and micas. In some samples the barite crystals are surrounded by a hematite rim (≤ 3 mm).

The barite crystals are lath-shaped, very coarse-crystalline (>1cm) and free of impurities (pl. 2, fig. 5). Remaining pore space is filled by dolomite (pl. 1, fig. 1). The barite crystals show prominent cleavage and locally undulose extinction (pl. 1, fig. 3). Quartz and dolomite replaced the barite crystals along cleavage planes and crystal boundaries.

Most barite does not show any visible CL, only a few samples showed dull blue CL colours. Dolomite displays red CL colours.

The rim is composed of fine-crystalline authigenic quartz and some dolomite. The grain size of the quartz increases toward the core of the concretions. At the rim-core boundary the barite crystals are replaced by quartz and dolomite (pl. 2, figs. 3 and 4).

Within the rim euhedral dolomite rhombs (dolomite II), micas and a few hematite crystals grew and replaced quartz.

Small barite relics within the rim are in optical continuity with the large barite crystals of the core, suggesting that barite was later replaced by quartz, dolomite and micas along the margin of the concretions. From these observations the following reaction series is suggested. Barite and dolomite I were the first phases, followed by quartz (replaced barite and dolomite I), dolomite II (dolomite rhombs, replacing quartz) and finally micas and hematite crystals formed, replacing all other phases.

These observations also indicate, that the small, barite-free concretions originally were also composed of barite, which during a later phase were replaced by quartz, dolomite, micas and hematite.

4.3 Mineral chemistry and cathodoluminescence microscopy

Micas within the concretions show chemical compositions typical of muscovite-phengite. As these authigenic micas are small and not abundant, it was not possible to separate enough material for X-ray diffractometry. The micas of the concretions are characterized by significantly lower Na₂O- and TiO₂ concentrations as compared to detrital micas of the karst sediment (see table 1).

The carbonate of the matrix of the karst sediment is composed of dolomite with FeO contents of about 1.5 wt.%. The dolomite rhombs of the matrix are lower in FeO (about 0.4 wt.%). The dolomites of the concretions display variable FeO contents of up to 2.1 wt.%. The MnO content of all dolomite types ranges from 0.1–0.3 wt.% (table 2).

In all five investigated samples the Sr content of the barite was below 1 wt.%.

	1	2	3	4	5	6	7	8
	<u>x=7</u>	<u>x=7</u>	<u>x=10</u>	<u>x=7</u>	<u>x=4</u>	<u>x=4</u>	<u>x=5</u>	<u>x=4</u>
SiO ₂	47,55	47,37	47,61	47,2	46,59	47,38	48,21	47,46
TiO ₂	0,01	0,02	0,01	0,6	0,53	0,	0,08	0,6
Al ₂ O ₃	34,02	37,12	36,68	37,15	38,15	37,93	36,89	37,8
Cr ₂ O ₃	0,02	<DL	0,01	<DL	0,01	<DL	<DL	0,04
FeO	0,8	0,53	0,48	1,06	0,72	0,98	1,44	0,81
MnO	0,01	0,02	0,01	<DL	0,02	<DL	0,01	0,01
MgO	1,12	1,12	0,95	0,71	0,65	0,83	1,63	0,58
CaO	0,1	0,03	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03	0,04
Na ₂ O	0,18	0,22	0,17	0,73	1,42	0,17	0,26	0,77
K ₂ O	10,6	8,89	9,18	9,3	8,12	8,31	8,34	8,36
Total	94,41	95,32	95,14	96,84	96,25	96,72	96,89	96,47

Table 1: Chemical composition of micas in karst sediments and concretions (in wt.%):

1–3: authigenic micas in concretions

4–6: detrital micas of the karst sediment

7–8: detrital micas in siltstones near concretions

	1	2	3	4	5
	<u>x=6</u>	<u>x=6</u>	<u>x=6</u>	<u>x=6</u>	<u>x=7</u>
CaO	30,48	30,21	30,21	31,37	30,81
MgO	20,63	20,84	20,71	21,15	21,4
FeO	1,34	1,48	2,09	0,53	0,41
MnO	0,15	0,12	0,31	0,12	0,11
Total	52,60	52,65	53,32	53,17	52,73

Table 2: Chemical composition of dolomite:

1–2: dolomite of the matrix

3–4: dolomite near concretions 5: dolomite rhombs within concretions (dolomite II)

3.4 Barite nodules of the Tannheim Beds

Barite nodules from the Cretaceous (Late Aptian to Albian) Tannheim Beds of the Northern Calcareous Alps near Vils (Tyrol) have also been studied for comparative purpose. The Tannheim Beds reach a maximum thickness of

80–90 m and consist of grey pelagic marls (see TOLLMANN, 1976). Near Vils these marls contain barite nodules. These nodules are composed of fine-grained, radiating calcite and barite crystals with minor interstitial clay. The barite concretions are typically 5–10 cm in diameter and of spherical shape. Septarian cracks are present in

the center, filled by coarse-crystalline, inclusion-pure barite crystals and minor calcite (pl. 3, fig. 1). The nodules are similar to the barite nodules described from the Devonian of western Virginia (CLARK & MOSIER, 1989), from the Mississippian of Arkansas (ZIMMERMANN & AMSTUTZ, 1966) and from modern ocean-floor sediments (REVELLE & EMERY, 1951).

Although the barite nodules of the Tannheim Beds formed in a different environmental setting compared with the barite nodules of the karst sediments, this example shows that early diagenetic barite nodules are frequently composed of fine-grained, radial barite crystals.

4. Discussion

Barite nodules in sediments are a typical diagenetic feature. Most barite nodules described in the literature are of early diagenetic origin, in most cases growth already began in unconsolidated sediments (BOGOCH et al., 1977, CARLSON & HOLDEN, 1977, CLARK, 1985, CLARK & MOSIER, 1989, HEMINGWAY & VONDRA, 1992, NUELLE & SHELTON, 1986, PEPPER et al., 1985, WETZEL, 1970). In contrast, LAZNICKA (1976) suggests that barite nodules in Devonian (?)/Mississippian carbonaceous shales and argillaceous dolomitic limestones in the Mackenzie Mountains, Canada, formed during late diagenesis postdating the formation of carbonate concretions, dolomitization, and an early phase of fracturing.

Most of the diagenetically formed barite nodules are composed of grey, fine-grained, commonly radiating barite with some interstitial clay. In some nodules calcite is present in high amounts (BOGOCH et al., 1977).

In the pelagic environment barite forms below the sediment - water interface at the redox boundary between deeper anoxic waters and overlying oxygenated waters of the dysaerobic zone (CLARK, 1985, CLARK & MOSIER, 1989, PEPPER et al., 1985).

Although barite is common as cement and in concretionary form in red bed sediments, little is

known about the geochemical conditions of barite nodule formation. The occurrence of barite in red coloured karst sediments indicates, that the barite nodules grew in an oxygenated environment under conditions different from that in the pelagic environment.

The deformation of laminae in the enclosing shales and siltstones around the nodules indicates that the barite nodules grew within unconsolidated sediment. The sulphur isotope composition of four barite samples yielded $\delta^{34}\text{S}$ values ranging from +7.5 to +8.8‰ (SCHROLL & PAK, 1980), suggesting that the sulphate is derived from Permian seawater or the dissolution of marine Permian evaporites. SCHROLL & PAK (1980) pointed out that the sulphur isotopic composition does not allow a genetic interpretation of the barite formation.

The growth rates of diagenetically formed spherical concretions from flowing and non-flowing pore waters have been calculated by BERNER (1968, 1971, 1980). He pointed out that concretions of calcite, siderite and pyrite of a few centimeters in size may form within a very short time span of about 12,000 years, and that flow rates are relatively unimportant on the growth rates.

It is assumed that the barite nodules in the karst sediments formed by similar growth rates during early diagenetic precipitation from Barich porewaters, and that they originally were composed of fine-grained barite with radial internal structures and interstitial clay.

During burial the barite nodules experienced recrystallization and a change in mineralogical composition. Recrystallization of dolomite and of the fine-grained barite resulted in larger, randomly oriented, lath-shaped barite and blocky dolomite crystals. Petrographic observations show that barite and dolomite I were later replaced by quartz, dolomite II, newly formed micas (phengite-muscovite) and hematite. During early Alpine metamorphism (HOSCHEK et al. 1980, COLINS et al. 1980, SCHRAMM, 1980, KRALIK et al. 1987) these minerals formed within the small concretions as well as along the rim of the larger barite concretions. Replacement of

barite and dolomite I occurred from the rim toward the center of the nodules and along cleavage plains and crystal boundaries of the large barite crystals. The unusual structure and composition of the barite nodules of the karst sediments from the Kitzbühler Horn compared to the early diagenetic barite nodules was caused by this late diagenetic and metamorphic overprint.

The source of the Ba remains an unsolved problem. Ba-rich hydrothermal fluids in connection with submarine volcanism as well as biogeochemical processes can be ruled out. For similar barite mineralizations hosted in the Lower Devonian Schwaz Dolomite near Brixlegg FRIMMEL (1989) recently suggested an epigenetic origin from hydrothermal Ba-rich solutions derived from older rocks during Variscan metamorphism. It is suggested that the Ba of the barite mineralizations and nodules near the Kitzbühler Horn was remobilized from older rocks (e.g. Wildschönauer Schiefer) or derived from the weathering of Ba-rich feldspars.

Acknowledgements

The author wishes to thank Dr. Richard Tessadri (Innsbruck) for electron microprobe analysis and Mag. Dr. Christoph Spötl (Reston-Innsbruck) for constructive comments, suggestions and discussion during preparation of the manuscript.

References

- BERNER, R.A. (1968): Rate of concretion growth. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **32**, 477–483.
- BERNER, R.A. (1971): *Principles of Chemical Sedimentology*. – McGraw-Hill, New York, 240 pp.
- BERNER, R.A. (1980): *Early Diagenesis. A Theoretical Approach*. – Princeton University Press, Princeton, N.J., 241 pp.
- BOGOCH, R., BUCHBINDER, B. & NIELSEN, H. (1987): Petrography, geochemistry, and evolution of barite concretions in Eocene pelagic chalks from Israel. – *Jour. Sed. Petrol.*, **57**, 3, 522–529.
- CARLSON, E.H. & HOLDEN, W.F. (1977): Barite concretions from the Cleveland Shale. – *Geol. Soc. Am., Abstr. Programs*, **9**, 5, 580–581.
- CLARK, S.H.B. (1985): Diagenetic barite nodules in Ordovician and Devonian shales of the Appalachian Basin. – *Geol. Soc. Am., Abstr. Programs*, **17**, 7, p. 548.
- CLARK, S.H.B. & MOSIER, E.L. (1989): Barite nodules in Devonian shale and mudstone of Western Virginia. – *U.S. Geol. Surv. Bull.*, **1880**, 1–30.
- COLINS, E., HOSCHEK, G. & MOSTLER, H. (1980): Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 343–378.
- EMANUILIDIS, G. & MOSTLER, H. (1970): Zur Geologie des Kitzbühler Horns und seiner Umgebung mit einem Beitrag über die Barytvererzung des Spielbergdolomits. – *Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck*, 547–569.
- FRIMMEL, H. (1989): Einsatzmöglichkeiten der Strontium-Methode in der Lagerstättengeologie am Beispiel der Barytlagerstätte Kogel/Brixlegg (Tirol). – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **11**, 127–146.
- HAAGE, R. & KRUMBIEGEL, G. (1968): Über die Barytvorkommen im Tertiär des Geiseltales. – *Geologie*, **17**, 10, 1195–1207.
- HAM, W.E. & MERRITT, C.A. (1944): Barite in Oklahoma. – *Oklahoma Geol. Surv., Circ.*, **23**, 42 pp.
- HEMINGWAY, S.J. & VONDRA, C.F. (1992): The origin of nodules in the Lower Cretaceous Clover Formation, Bighorn Basin, Wyoming. – *Geol. Soc. Am., Abstr. Programs*, **24**, 4, p. 20.

- HOLDEN, W.F. & CARLSON, E.H. (1979): Barite concretions from the Cleveland Shale in Northern-Central Ohio. – *Ohio J. Sci.*, **79**, 5, 227–232.
- HOSCHEK, G., KIRCHNER, E. Ch., MOSTLER, H. & SCHRAMM, J.-M. (1980): Metamorphism in the Austroalpine Units between Innsbruck and Salzburg (Austria) – A Synopsis. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 335–341.
- KEYSER, A.W. (1966): Some indications of arid climate during the deposition of the Beaufort Series. – *Annals Geol. Surv. S. Afr.*, **5**, 77–79.
- KRAINER, K. & STINGL, V. (1986): Alluviale Schuttfächersedimente im Ostalpinen Perm am Beispiel der Präbichlschichten an der Typuslokalität bei Eisenerz/Steiermark (Österreich). – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **78**, 231–249.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, J.-M. (1987): Low Grade and Very Low Grade Metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: Illite-Crystallinity Data and Isotopic Ages. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.), *Geodynamics of the Eastern Alps*, 164–178, F. Deuticke, Vienna.
- LAZNICKA, P. (1976): Barite nodules of possibly late diagenetic origin from Twitya River area, Mackenzie Mountains, Northwest Territories. – *Can. J. Earth Sci.*, **13**, 1446–1455.
- LEITMEIER, H. (1936): Die Barytvorkommen am Kitzbüheler Horn. – *Zeitschr. Kristallogr., Abt. B, Mineral. Petrogr. Mitt.*, N.F., **47**, 1, 1–25.
- MAVRIDIS, A. & MOSTLER, H. Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung (Nördliche Grauwackenzone; Tirol, Salzburg). – *Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck*, 523–546.
- MOSTLER, H. (1970): Zur Baryt-Vererzung des Kitzbühler Horns und seiner Umgebung (Tirol). – *Arch. Lagerstättenforsch. Ostalpen*, **11**, 101–112.
- MOSTLER, H. (1984): An jungpaläozoischen Karst gebundene Vererzungen mit einem Beitrag zur Genese der Siderite des Steirischen Erzberges. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **13**, 4, 97–111.
- MOSTLER, H., KRAINER, K. & STINGL, V. (1982): Untersuchung der Schwespatvorkommen Tirols im Hinblick auf eine wirtschaftliche Nutzung. – *Unpubl. Report*, 74 p.
- NUELLE, L.M. & SHELTON, K.L. (1986): Geologic and geochemical evidence of possible bedded barite deposits in Devonian Rocks of the Valley and Ridge Province, Appalachian Mountains. – *Economic Geology*, **81**, 1408–1430.
- PEPPER, J.F., CLARK, S.H.B. & DE WITT, W. (1985): Nodules of diagenetic barite in Upper Devonian shales of Western New York. – *U.S. Geol. Surv. Bull.*, **1653**, 1–11.
- REVELLE, R. & EMERY, K.O. (1951): Barite concretions from the ocean floor. – *Bull. Geol. Soc. Am.*, **62**, 707–724.
- SCHÖNLAUB, H.P., KLEIN, P., MAGARITZ, M., RANITTSCH, G. & SCHARBERT, G. (1991): Lower Carboniferous Paleokarst in the Carnic Alps (Austria, Italy). – *Facies*, **25**, 91–118.
- SCHRAMM, J.-M. (1977): Über die Verbreitung epi- und anchimetamorpher Sedimentgesteine in der Grauwackenzone und in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) – ein Zwischenbericht. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **7**, 2, 3–20.
- SCHRAMM, J.-M. (1978): Anchimetamorphes Permoskyth an der Basis des Kaisergebirges (Südrand der Nördlichen Kalkalpen zwischen Wörgl und St. Johann in Tirol, Österreich). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **8** (Festschrift W. Heiße), 101–111.
- SCHRAMM, J.-M. (1980): Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 379–384.
- SCHROLL, E. & PAK, E. (1980): Schwefelisotopenzusammensetzung von Baryten aus den Ost- und Südalpen. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **27**, 79–91.
- SHEAD, A.C. (1923): Notes on barite in Oklahoma with chemical analyses of barite rosettes. – *Proc. Oklahoma Acad. Sci.*, **3**, 102–106.
- STINGL, V. (1983): Ein Beitrag zur Fazies der Prebichlschichten zwischen St. Johann i.T. und Leogang (Tirol/Salzburg). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **12**, 10, 207–233.
- TARR, W.A. (1933): The origin of sand barites of the Lower Permian of Oklahoma. – *Amer. Mineral.*, **18**, 260–272.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – *Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil II*, 580 pp., F. Deuticke, Wien.
- VAN EEDEN, O.R. (1937): The Geology of the country around Bethlehem and Kestell, with special reference to oil indications. – *S. Afr. Geol. Surv., Memoir* **33**.

VOHRZYKA, K. (1968): Die Erzlagerstätten von Nordtirol und ihr Verhältnis zur alpinen Tektonik. – Jb. Geol. B.-A., **111**, 3-38.

WETZEL, W. (1970): Die Erscheinungsformen des Baryts in jungkretazischen und ältertertiären Sedimenten. – N. Jahrb. Mineral., Mh., **1**, 25–29.

ZIMMERMANN, R.A. & AMSTUTZ, G.C. (1964): Small scale sedimentary features in the Arkansas Barite

District. – In: AMSTUTZ, G.C. (Ed.), *Sedimentology and Ore Genesis*, 157–163, Elsevier, Amsterdam.

Author's address:

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

Manuscript submitted: October 17, 1994

Plate 1

- Fig. 1: Barite nodule composed of coarse, lath-shaped, randomly oriented barite crystals. Pore space between the barite crystals is filled by dolomite (D). The barite nodule is embedded in silty karst sediments and surrounded by a thin rim of fine-grained quartz and dolomite. Crossed nicols, scale bar = 2 mm.
- Figs. 2, 3: Barite nodule embedded in silty karst sediments. Scale bar = 1 mm, 2 = plane light, 3 = crossed nicols.
- Fig. 4: Karst sediment composed of a dark, fine-grained groundmass and recrystallized, mostly euhedral dolomite rhombs. Plane light, scale bar = 0.3 mm.
- Fig. 5: Red siltstone (karst sediment) composed of anhedral to euhedral dolomite grains, detrital micas, angular quartz fragments and a hematite-pigmented, fine-grained groundmass. Plane light, scale bar = 0.4 mm.

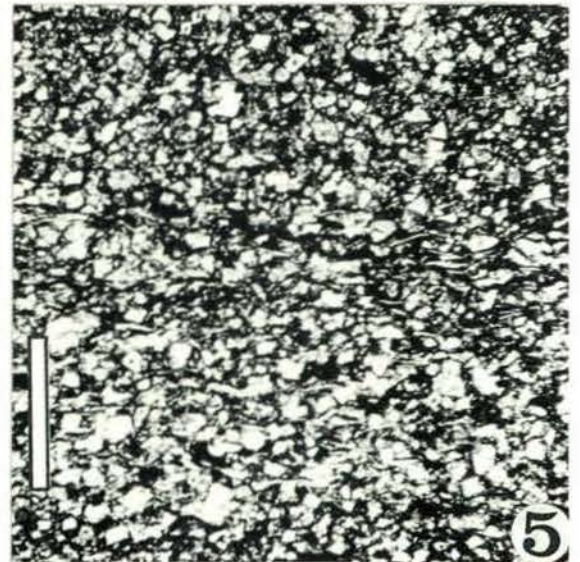
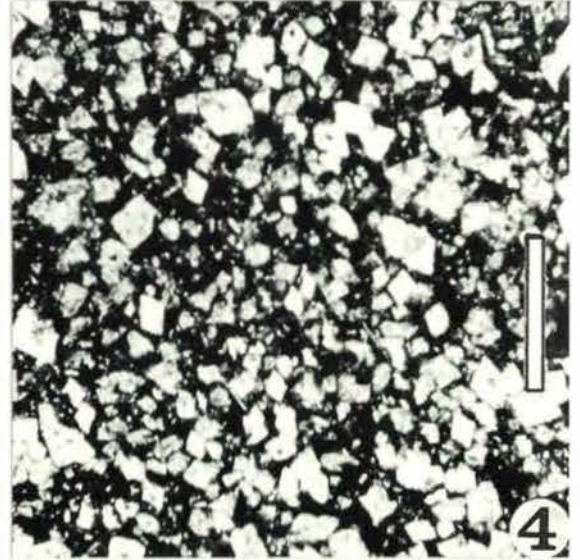
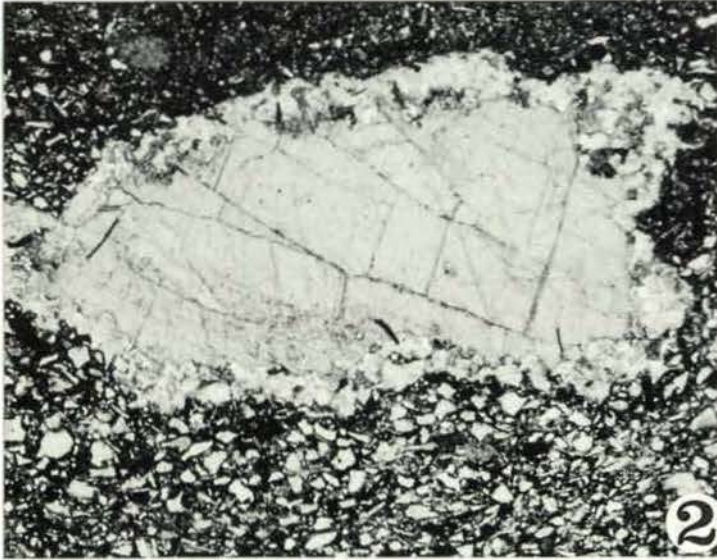
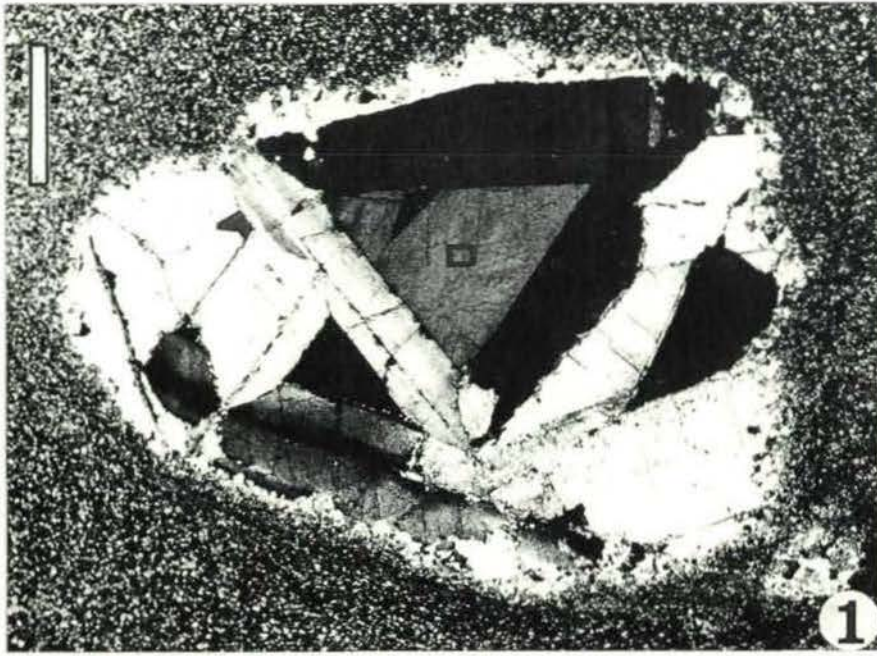


Plate 2

- Fig. 1: Small concretion in fine-grained, red-colored karst sediment. The concretion is formed of authigenic micas, quartz and dolomite. Crossed nicols, scale bar 0.5 mm.
- Fig. 2: Small concretion composed mainly of dolomite (D) and some authigenic micas (M). The larger concretions consist of coarse barite crystals, surrounded and replaced by authigenic quartz, dolomite and micas. Crossed nicols, scale bar 1 mm.
- Fig. 3: Thin section photograph of the outer zone of a barite nodule. Along the margin the large barite crystals are replaced by fine-grained authigenic quartz, dolomite and micas. Dark, fine-grained karst sediment is visible on top of the photograph. Crossed nicols, scale bar 0.4 mm.
- Fig. 4: Detail of a barite nodule composed of large barite crystals which are replaced by fine-grained, authigenic quartz, dolomite and micas along the margin. Crossed nicols, scale bar 1 mm.
- Fig. 5: Detail from the central part of a barite nodule, composed of large, randomly oriented, lath-shaped barite crystals. Crossed nicols, scale bar 3 mm.

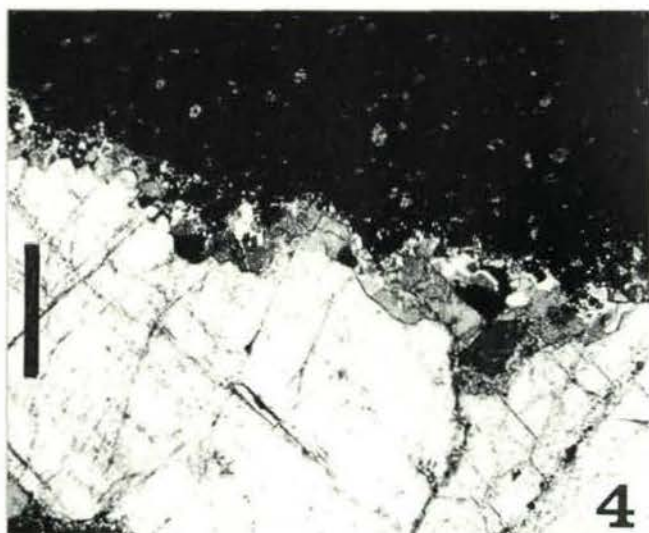
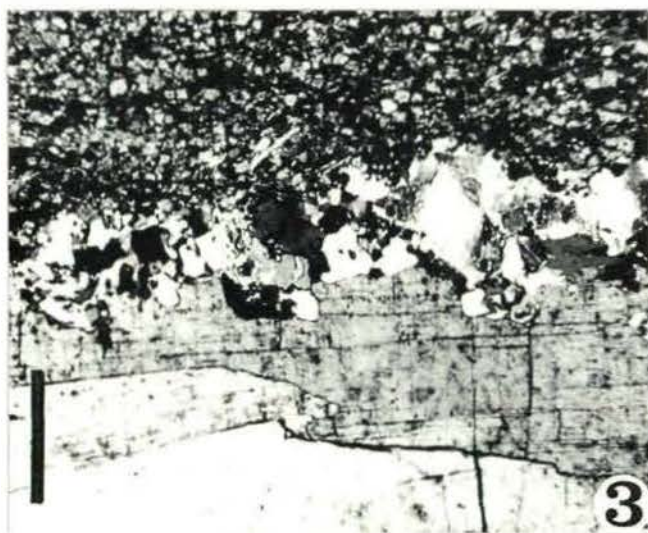
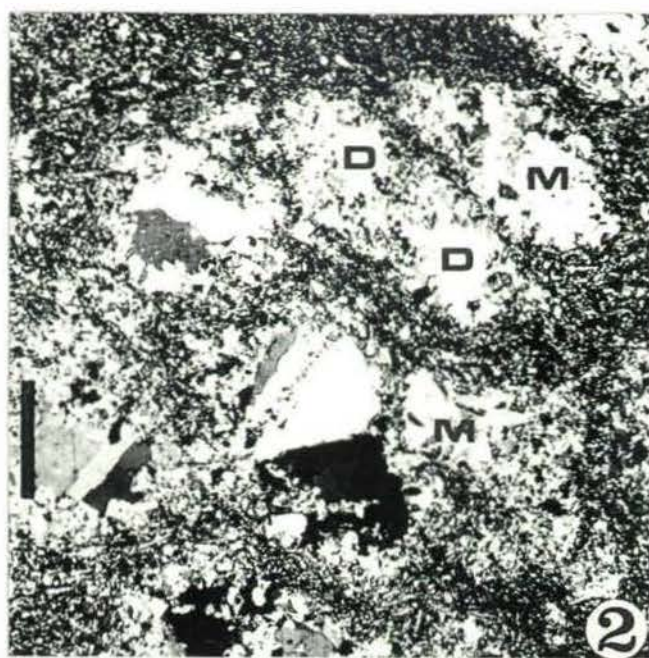
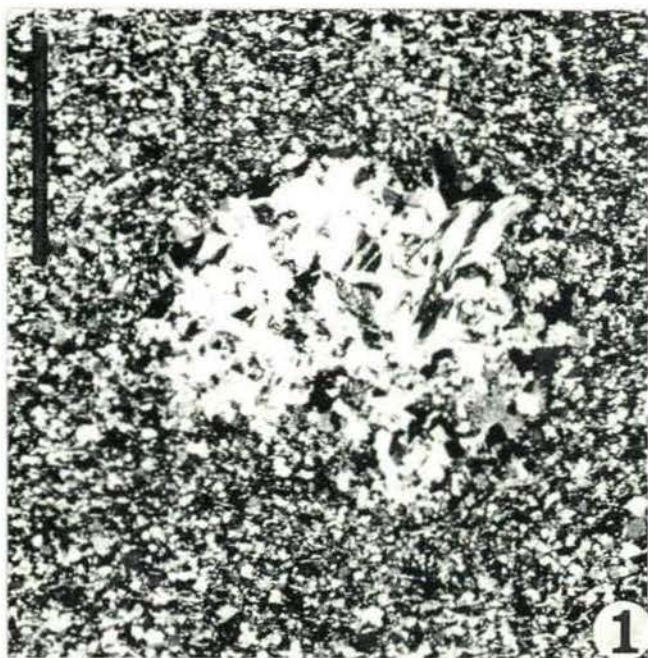


Plate 3

- Fig. 1: Thin section photograph of a barite nodule (central part) from the Tannheim Beds. The nodule is composed of fine-grained barite and calcite crystals. Septarian cracks are filled by coarse barite. Crossed nicols, scale bar 2 mm.
- Fig. 2: Barite nodule in fine-grained karst sediment. The nodule is formed of coarse barite crystals and a thin rim of fine-grained authigenic quartz, dolomite and micas. Crossed nicols, scale bar 2 mm.
- Fig. 3: Fine-grained, laminated karst sediment containing a few, anhedral to euhedral dolomite rhombs. Plane light, scale bar 1 mm.
- Fig. 4: Concretion composed of radially arranged authigenic micas, dolomite and quartz. Plane light, scale bar 0.4 mm.
- Fig. 5: Karst sediment in form of fine grained sandstone composed of angular quartz and detrital micas in a dolomitic and clay-rich, hematite-pigmented groundmass. Plane light, scale bar 0.5 mm.

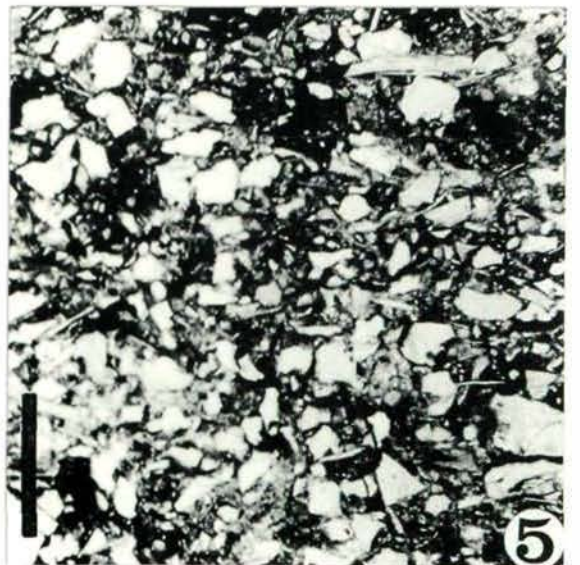
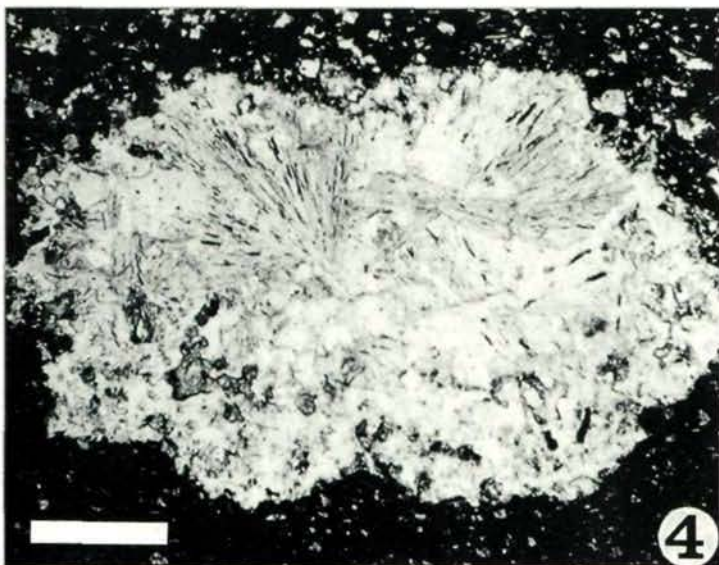
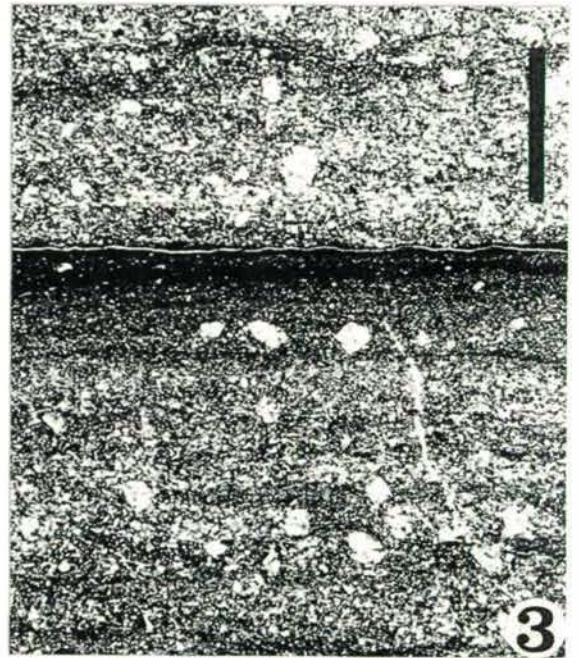
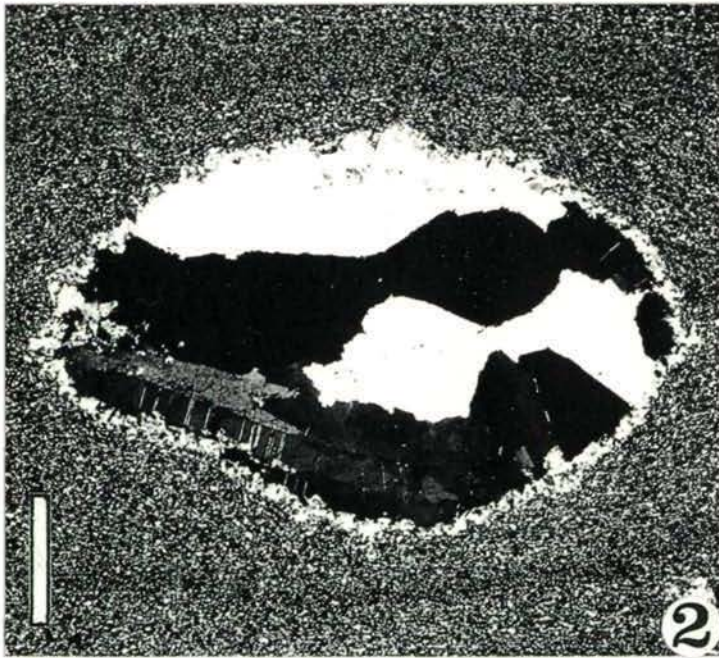
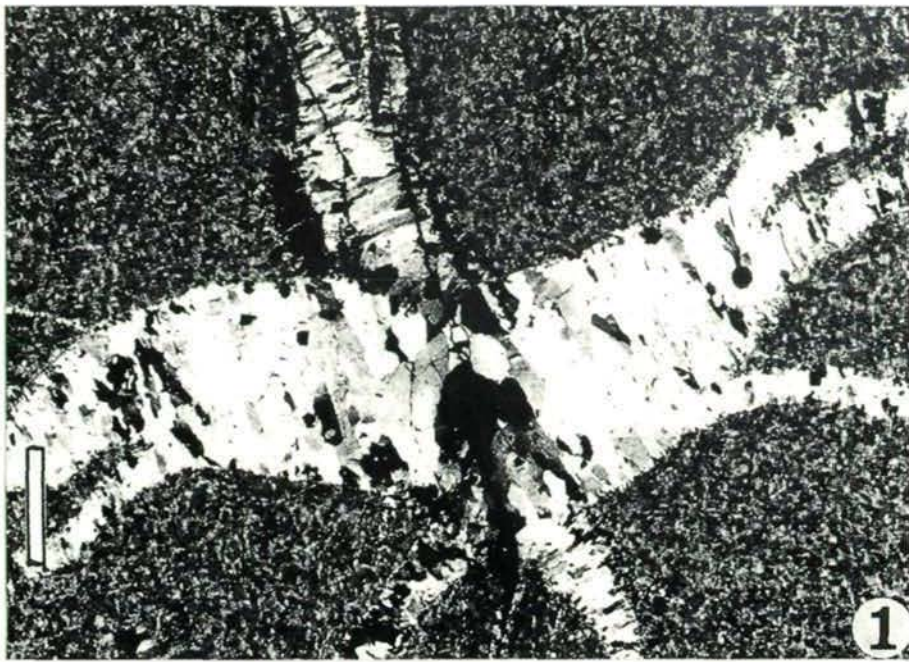
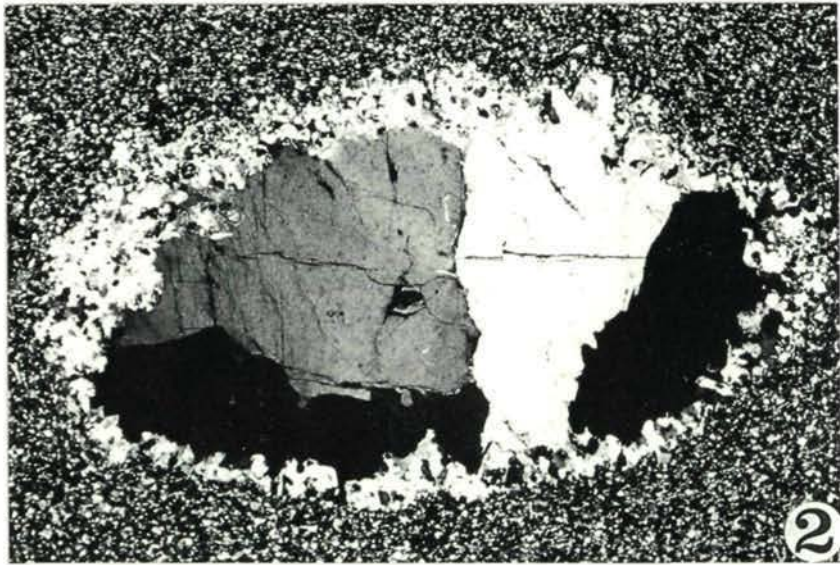
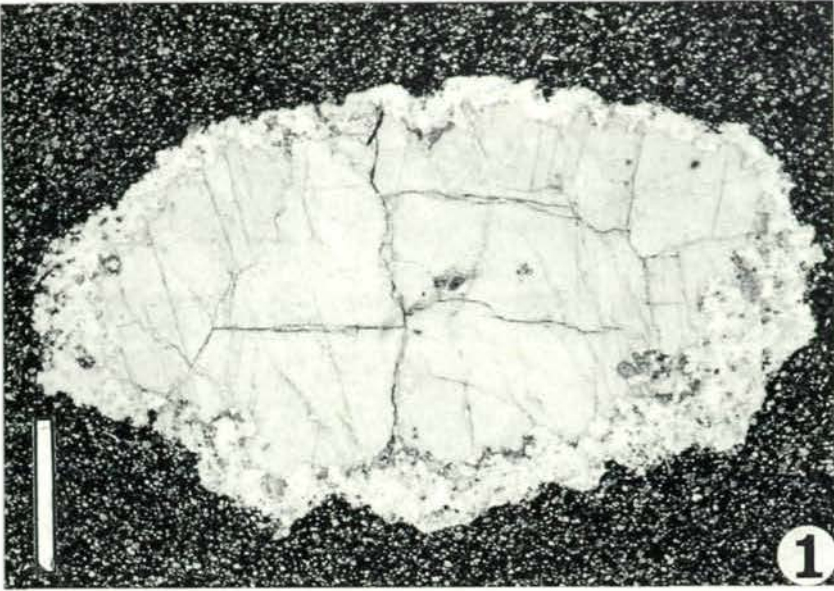


Plate 4

Figs. 1, 2: Elongated barite nodule composed of coarse barite crystals which are surrounded by a thin rim of fine-grained authigenic quartz, dolomite and micas. Fig 1 under plane light, fig. 2 under crossed nicols, scale bar 1.2 mm.

Fig. 3: Elongated barite nodule formed of large barite crystals, surrounded by fine-grained karst sediment. Crossed nicols, scale bar 3 mm.



EINFLUSS DES KATIONENAUSTAUSCHES AUF DIE HYDRATATION UND DEHYDRATATION VON TONMINERALEN

Wei Xiang & Kurt Czurda

Mit 10 Abbildungen

Zusammenfassung

Tonminerale besitzen negative Oberflächenladungen, die durch die Anlagerung von Gegenionen (Kationen) an den äußeren und inneren Oberflächen (Zwischenschichten) neutralisiert werden. Diese austauschbar gebundenen Kationen beeinflussen in unterschiedlicher Weise die Hydratation und Dehydratation der Tonminerale.

Um diese Einflüsse zu klären, wurden Untersuchungen an zwei natürlichen Tönen mit unterschiedlicher tonmineralogischer Zusammensetzung durchgeführt. Die Ergebnisse der Untersuchungen zeigen, daß Hydratation und Dehydratation der Tonminerale deutlich von der Tonmineralart, dem Ionenradius, der Wertigkeit und dem primären Hydratationszustand der Gegenionen abhängen.

Nicht quellfähige Tonminerale adsorbieren Wassermoleküle nur an der äußeren Oberfläche. Aus diesem Grund ist die Hydratation von Tonmineralen in der zweiwertigen Form wegen der vergleichsweise hohen Hydratationsenergie der Kationen deutlich stärker als von einwertigen Tonmineralen. Bei innerkristallin quellfähigen Tonmineralen, folgt die Hydratation bei der relativen Luftfeuchtigkeit von 45%–98% folgender Reihe: $K < Ca < Mg < Na$ -Form. Die strukturellen Veränderungen der Tonminerale spielen dabei eine wichtige Rolle. Im primären Hydratationszustand nach Lufttrocknung (die relative Luftfeuchtigkeit von 35%) entspricht die Hydratation der quellfähigen Tonminerale folgender Reihe: $K < Na < Ca < Mg$ -Form.

Abstract:

Charged negatively the clay minerals usually carry cations on their surfaces. The cations are exchangeable. The exchangeable cations have influence on the hydration and dehydration of the clay minerals in various ways.

The study of the two natural clays with different mineral composition was performed in order to clarify the effect of the exchangeable cations. The result clearly shows that the hydration and dehydration of the clay minerals depends on species of clay mineral, ion radius, valent of exchangeable cations and primary hydration state.

The non-swelling clay minerals can adsorb water molecules only on the outer surface. Because the divalent cations have higher hydration energies. The hydration state of the samples saturated with divalent cations is higher than those saturated with monovalent cations. The hydration of the intercrystalline swelling clay minerals follows the order of $K < Ca < Mg < Na$ at 45-98% RH (relative humidity). Here the structure changes of the clay minerals plays a decisive role in the hydration. At 35% RH the hydration of the clay minerals follows the order of $K < Na < Ca < Mg$.

1. Einleitung

Schon seit langem ist bekannt, daß die physikalischen und bodenmechanischen Eigenschaften der Tone von der Kationenbelegung der Tonminerale deutlich beeinflußt werden. Die Veränderungen der Hydratations- und Dehydratationsvorgänge der Tone spielen dabei eine sehr wichtige Rolle. Ziel der vorliegenden Arbeit sollte es daher sein, die Einflüsse des Kationenaustausches auf die Hydratation und Dehydratation von

Tonmineralen zu bestimmen und ihre Ursache zu untersuchen.

Der Kationenaustausch ist ein in der Natur häufig zu beobachtender Vorgang. Deshalb wurden zwei natürliche Tone (Verwitterungsprodukte des Haselgebirges und der Fleckenmergel/Bad Goinern, Oberösterreich) studiert. Das Haselgebirge enthält die Tonminerale Illit und Chlorit, es besitzt also keine quellfähigen Phasen. Die Fleckenmergel enthalten neben Illit, Chlorit und Kaolinit vor allem große Gehalte an Mixed-Layer-Mineralen

(Montmorillonit-Illit-Mixed-Layers), die innerkristallin quellfähig sind.

Die Tonproben wurden mehrere Tage lang bis zur völligen Sättigung in destilliertem Wasser gelagert. Dann wurde die Bodensubstanz in Suspension gebracht und die Fraktion mit einem Durchmesser von > 0.125 mm abgesiebt und verworfen. Zur Umwandlung in die monoionische Form wurden die Proben in der entsprechenden 1-n-Kationen-Chloridlösung gerührt, 7 Tage lang sedimentiert und die klare überstehende Lösung abdekantiert. Die Tonproben wurden mit destilliertem Wasser durch wiederholtes Zentrifugieren möglichst vollständig von Chlorid freigesprochen.

Hydratation und Dehydratation von Tonen wurden nach verschiedenen Methoden bestimmt: Wasseradsorption aus der Gasphase, Wasseraufnahme aus der flüssigen Phase nach Enslin-Neff, dynamische und isotherme thermogravimetrische Dehydratationsversuche und Röntgendiffraktometrie.

2. Einfluß der Kationenbelegung auf die Hydratation von Tonen

Die Hydratation beschreibt den Vorgang der Wasseranlagerung an einer geladenen Oberfläche. Die Bindungsstärke der Kationen an der Tonmineraloberfläche hängt von ihrer Ladung und Größe ab (JENNY, H., 1936; SCHACHTSCHABEL, P., 1940; MARTIN, H. & LAUDELLOT, H., 1963). Ladung und Größe der Kationen in freier Lösung bestimmen die Hydratation. Kleine und hochgeladene Ionen werden stark, große und niedrig geladene dagegen schwach hydratisiert (Abb. 1.), da zweiwertige Kationen eine höhere Hydratationsenergie: Ca = 1571 (kJ/Mol); Mg = 1802 (kJ/Mol), einwertige Kationen dagegen eine niedrigere Hydratationsenergie: K = 356 (kJ/Mol); Na = 419 (kJ/Mol) besitzen. Der Einfluß von austauschbaren Kationen an den äußeren und inneren Oberflächen der Tonminerale auf die Hydratation der Tone ist zudem von der Tonmineralart, der Ladungsdichte an der Tonmi-

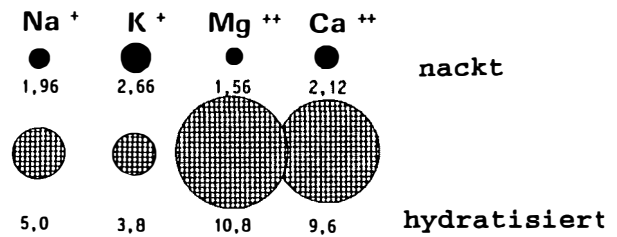


Abb. 1: Durchmesser von nackten und hydratisierten Ionen in Å (nach BUSCH, K.-F. & LUCKNER, L., 1974; SCHABABERLE, R., 1989).

neraloberfläche und dem Durchmesser der angelagerten Gegenionen abhängig.

Die Hydratation der Tonprobe wurde durch die Wasseradsorption aus der Gasphase und Wasseraufnahme aus der flüssigen Phase nach Enslin-Neff bestimmt. Die Wasseradsorption der Tonproben wurde bei einer relativen Luftfeuchtigkeit von 35–98 % bestimmt. Die Proben wurden 7 Tage bei konstanter relativer Luftfeuchtigkeit im geschlossenen Exsikkator gelagert und erst unmittelbar vor der Messung entnommen. Bei den Tonen des Haselgebirges ist die Adsorptionskapazität in der zweiwertigen Formen deutlich größer als in der einwertigen Form (Abb. 2.). Da das Haselgebirge keine quellfähigen Tonminerale enthält und die Wassermoleküle nur an der äußere Oberfläche adsorbiert werden, verläuft die Hydratation der Tonprobe ähnlich wie die von Kationen in freier Lösung. Mit steigender Wertigkeit nimmt die Hydratationsenergie der Kationen zu. Entsprechend ist die Wasseraufnahmefähigkeit von Tonen in der zweiwertigen Form höher als bei einwertiger Belegung.

Bei einer relativen Luftfeuchtigkeit von 35% folgt Wasseradsorption der Tonprobe des Fleckenmergels folgender Reihe: $K < Na < Ca < Mg$, d.h. daß Kationen an der äußeren Oberfläche der Tonminerale nur teilweise, und die Kationen in den Zwischenschichträumen noch nicht hydratisiert werden. Deshalb entspricht das Hydratationsverhalten der quellfähigen Tonminerale demjenigen der nicht quellfähigen Tonminerale. Bei einer relativen Luftfeuchtigkeit von 45%–98% für den Ton der Fleckenmergel wurde die größte Wasseradsorption in der

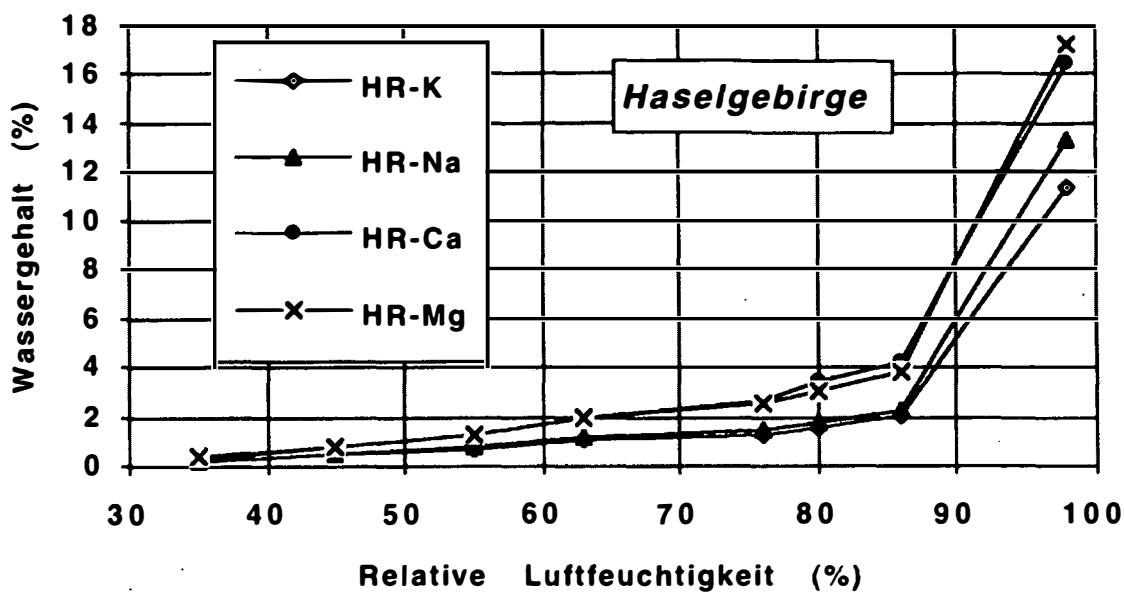


Abb. 2: Adsorptionswasser der Tonproben des Haselgebirges.

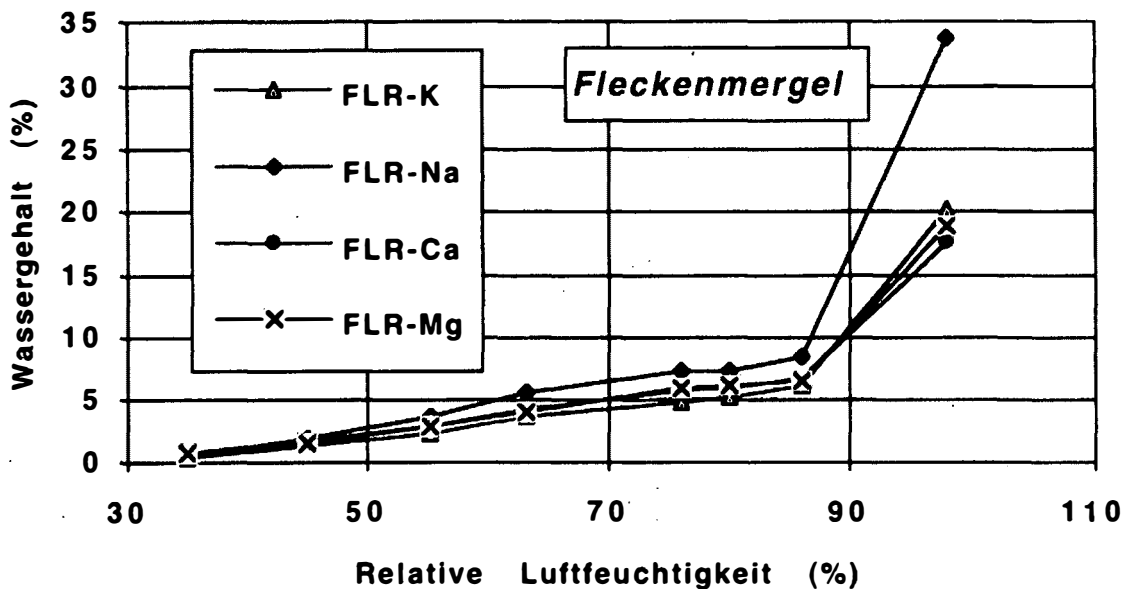


Abb. 3: Adsorptionswasser der Tonproben des Fleckenmergels.

Na-Form festgestellt (Abb. 3), da die Na-Ionen im Zwischenschichtraum der innerkristallin quellfähigen Tonminerale die stärkste innerkristalline Quellung bewirken. Für die K-Form wurde die geringste Wasseradsorption bestimmt. Dazwischen liegen die Adsorptionskapazitäten der zweiwertigen Formen.

Das Wasseraufnahmevermögen ist die von einer getrockneten Probe aufgesaugte Wassermenge, bezogen auf die Trockenmasse der Probe.

Das sogenannte Wasseraufnahmevermögen ist also der Wassergehalt (nach Enslin/Neff), der sich nach Erreichen der maximalen Wasseraufnahme einstellt. Das durch die Wasseraufnahme gebundene Wasser besteht aus Adsorptionswasser und Kapillarwasser.

Das Wasseraufnahmevermögen beider Tonproben wurde nach Enslin-Neff ermittelt. In der Regel werden die Proben hierfür bei 105°C getrocknet. Eine Trocknung bei diesen Temperatu-

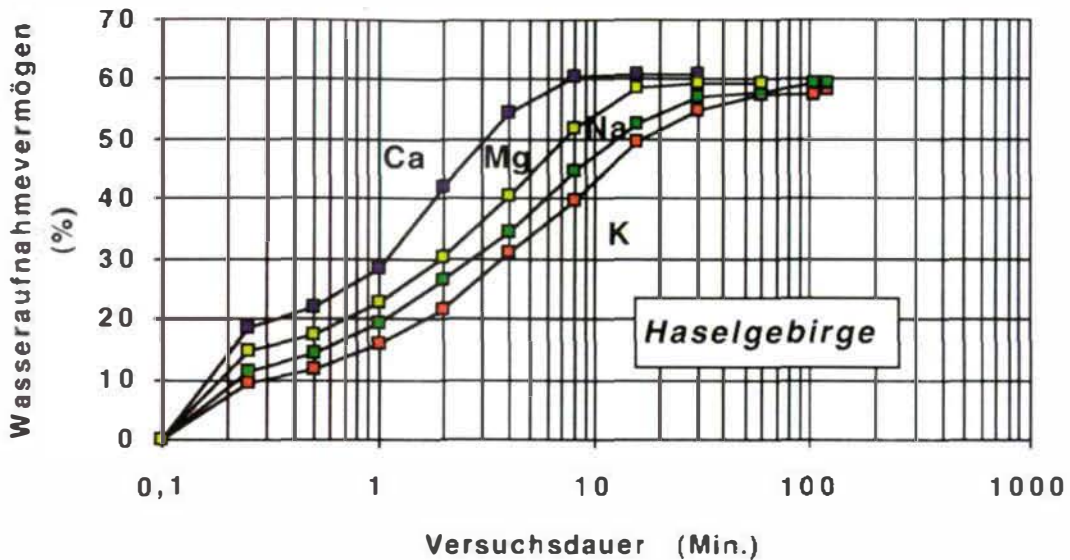


Abb. 4: Wasseraufnahmevermögen der Tonproben des Haselgebirges.

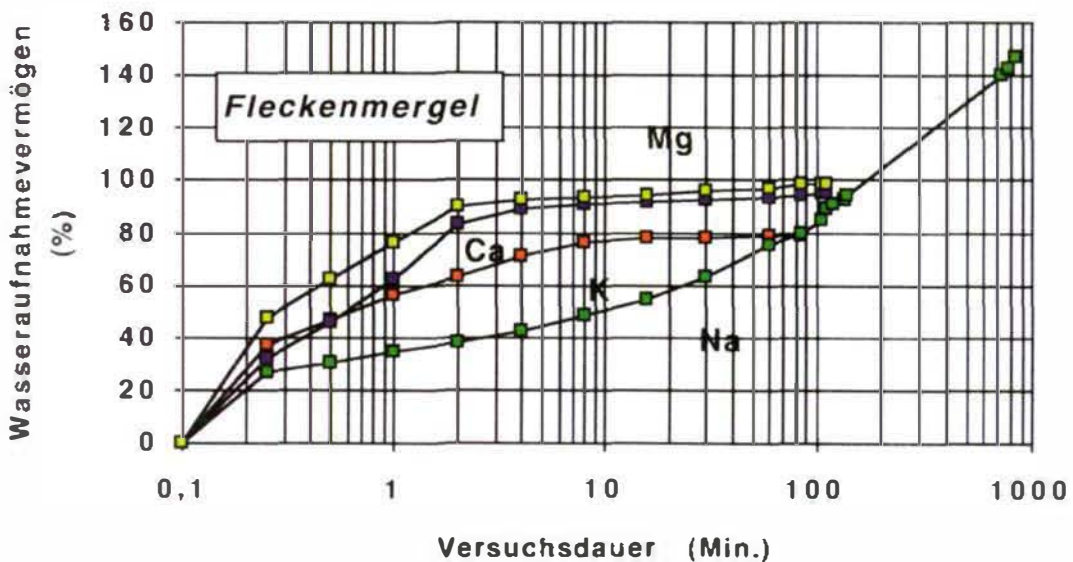


Abb. 5: Wasseraufnahmevermögen der Tone des Fleckenmergels als Funktion der Zeit.

ren führt bei quellfähigen Tonmineralen zu Veränderungen im Wasseraufnahmevermögen. Aus diesem Grund wurden die Tone aus den Fleckenmergeln nach Lufttrocknung bei Raumtemperatur gemessen. Die Probemenge betrug 1 g. Die Versuche wurden nach 24 Stunden abgebrochen.

Wie die Kurven für die Tone des Haselgebirges (Abb. 4) zeigen, ist das Wasseraufnahmevermögen in der zweiwertigen Form für nicht quell-

fähige Tonminerale größer als das in der einwertigen. Das Wasseraufnahmevermögen steigt von der K-Form mit 58,2% zur Na-Form mit 59,4%; Mg-Form mit 59,5% bis zur Ca-Form mit 61,0%.

Das Wasseraufnahmevermögen wird als Funktion der Zeit aufgezeichnet, um die Vorgänge der Wasseraufnahme zu klären. Bei den zweiwertigen Formen dauert die Wasseraufnah-

me bis zum Erreichen der maximale Werte nur 16–30 Minuten, Tone in der einwertigen Form benötigen dagegen über 2 Stunden.

Die Versuchsergebnisse der Tone des Fleckenmergels werden in Abb. 5 dargestellt. Die Wasseraufnahme der Tonprobe dauert bei der K-Form 45 Minuten, der Ca-Form 100 Minuten und der Mg-Form 105 Minuten. Die Na-Form besitzt das größte Wasseraufnahmevermögen mit 146,5%, die Wasseraufnahme dauert über 20 Stunden. Das Wasseraufnahmevermögen entspricht der folgenden Reihe: K (78,5%) < Ca (95,5 %) < Mg (99,0%) < Na (146,5%).

Da Tonminerale in der Na-Form nur schwache Bindungskräfte besitzen, können Wassermoleküle leicht in den Zwischenschichtraum eindringen. Das Wasseraufnahmevermögen der Na-Form zeigt demnach einen anderen Verlauf als das der übrigen Proben. Die Kurve steigt zuerst langsam an. Nach 120 Minuten verläuft die Kurve noch weiter bis zu dem maximalen Wassergehalt. Da beim Versuch die Tonprobe einen Kegel auf der Filterplatte des Gerätes bildet, können die Proben nur Wasser von unten nach oben ansaugen. Die Geschwindigkeit der Wasseraufnahme hängt von der Durchlässigkeit der Tonprobe nach Hydratation ab.

3. Einfluß der Kationenbelegung auf die Dehydratation von Tonen

Der stufenweise ablaufende Entwässerungsvorgang an äußeren und inneren Oberflächen sowie die Abgabe von das Kristallwasser werden als Dehydratation bezeichnet.

In der Regel wird die thermogravimetrische Analyse bei Untersuchungen des Entwässerungsverhaltens von Tonmineralen verwendet. Die Analysen wurden mit Hilfe einer Differentialthermowaage (Mettler TA 3000) durchgeführt. Versuchsergebnisse dynamischer und isotherm-thermogravimetrischer Analysen werden gegenübergestellt.

Bei der dynamisch-gravimetrischen Thermanalyse wird die Gewichtsänderung der Tonpro-

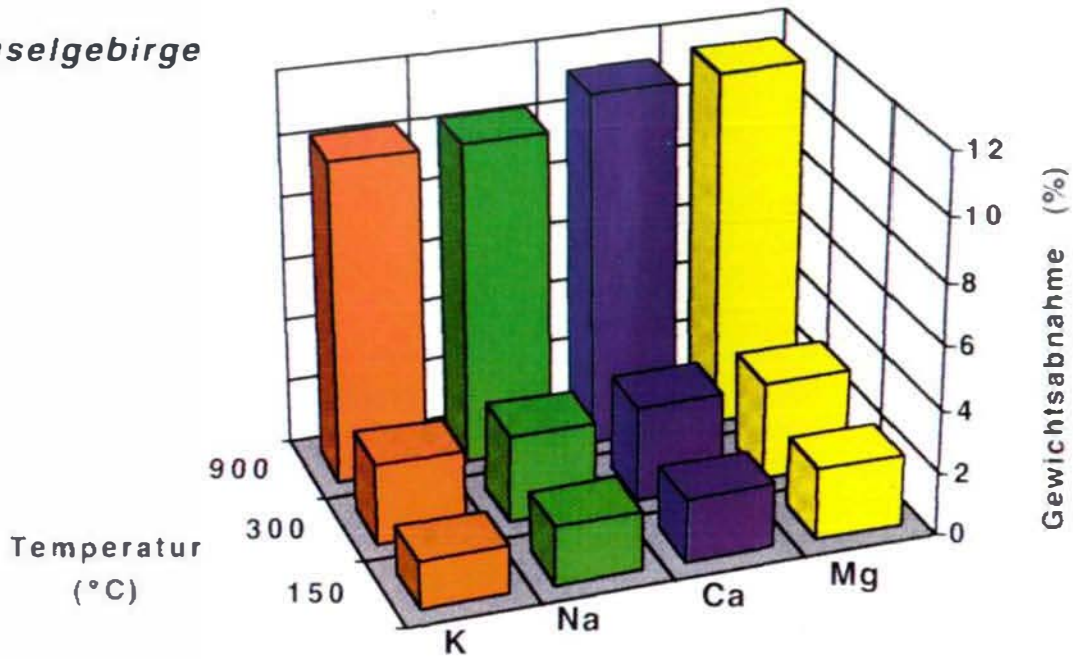
be bei steigenden Temperaturen gemessen. Es wurden etwa 30 mg Probenmaterial nach Lufttrocknung mit 10°C/min von 30°C bis auf 900°C aufgeheizt. Die Ergebnisse der dynamischen Entwässerungskurven zeigen, daß zwischen 30°C und 300°C zunächst das an den äußeren und inneren Oberflächen befindliche Wasser entfernt wird.

Die Gewichtsabnahme bei der Entwässerung der zweiwertigen Formen der beiden Tonproben ist größer als die der einwertigen Formen (Abb. 6). Bei einer Temperatur von 150 °C folgt die Gewichtsabnahme der Tonprobe des Haselgebirges folgender Reihe: K-Form (1,52%) < Na-Form (1,89%) < Ca-Form (2,02%) < Mg-Form (2,26%). Bei einer Temperatur von 300°C entspricht die Gewichtsabnahme der folgenden Reihe: K-Form (2,53 %) < Na-Form (2,78 %) < Ca-Form (3,03%) < Mg-Form (3,11%).

Die Gewichtsabnahme der Tonproben des Fleckenmergels mit quellfähigen Tonmineralen steigt bei einer Temperatur von 150°C von der K-Form mit 4,05%, Na-Form mit 5,68% und Mg-Form mit 6,72% bis zur Ca-Form mit 7,03%. Bei 300°C folgt die Gewichtsabnahme folgender Reihe: K-Form (5,64%) < Na-Form (7,47%) < Ca-Form (9,10%) < Mg-Form (9,27%). Die Ergebnisse haben gezeigt, daß Ionenradius und Wertigkeit der eingelagerten Kationen die Menge des eingelagerten Wassers bestimmen. Es sei darauf hingewiesen, daß dieses Entwässerungsverhalten nur bei einem bestimmten primären Hydratationszustand (Lufttrocknung) auftritt. In diesem Fall werden nicht genügend Wassermoleküle durch die Kationen im Zwischenschichtraum adsorbiert, deshalb spielt der Anteil quellfähiger Minerale keine Rolle.

Bei der isotherm-thermogravimetrischen Analyse wird die Gewichtsabnahme einer Probe stufenweise bei konstanter Temperatur gemessen. Jede Temperaturstufe wird bis zur Gewichtskonstanz beibehalten. Danach wird die Temperatur bis zur nächsten Stufe erhöht. Die Tone der Na-Form und Ca-Form des Fleckenmergels (nach Lufttrocknung) wurden in 6 Stufen (30°C, 50°C, 80°C, 105°C, 300°C, 550°C) getestet.

Haselgebirge



Fleckenmergel

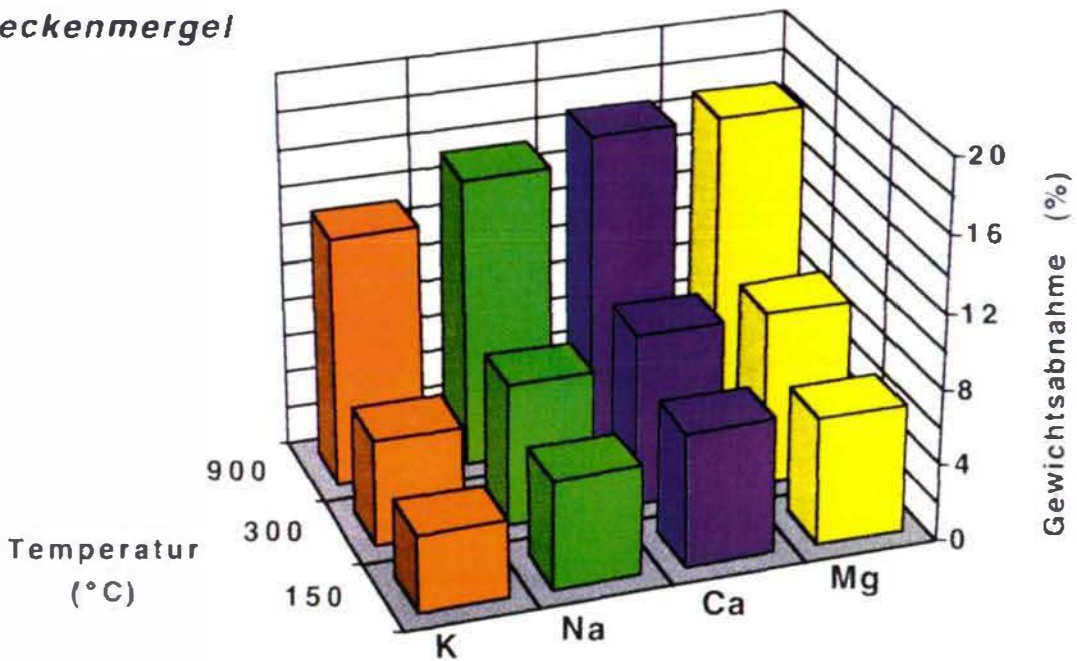


Abb. 6: Die Ergebnisse der dynamisch-thermogravimetrischen Analyse

In Abb. 7 ist die Gewichtsabnahme der Tonproben des Fleckenmergels nach der isotherm-thermogravimetrischen Analyse dargestellt. Man kann aus den Ergebnissen ersehen, daß die Gewichtsabnahme der Ca-Form größer ist als die der Na-Form. Das Verhältnis zwischen den einwertigen und zweiwertigen Formen gleicht dem der dynamisch-thermogravi-

metrischen Analyse. Obwohl die Na-Form des Fleckenmergels das größte Wasseraufnahmevermögen besitzt, ist das Adsorptionswasser der Na-Form mit primärem Hydratationszustand nach Lufttrocknung niedriger als die der Ca-Form. Das bedeutet, daß das Dehydrationsverhalten der Tone vom primären Hydratationszustand abhängt.

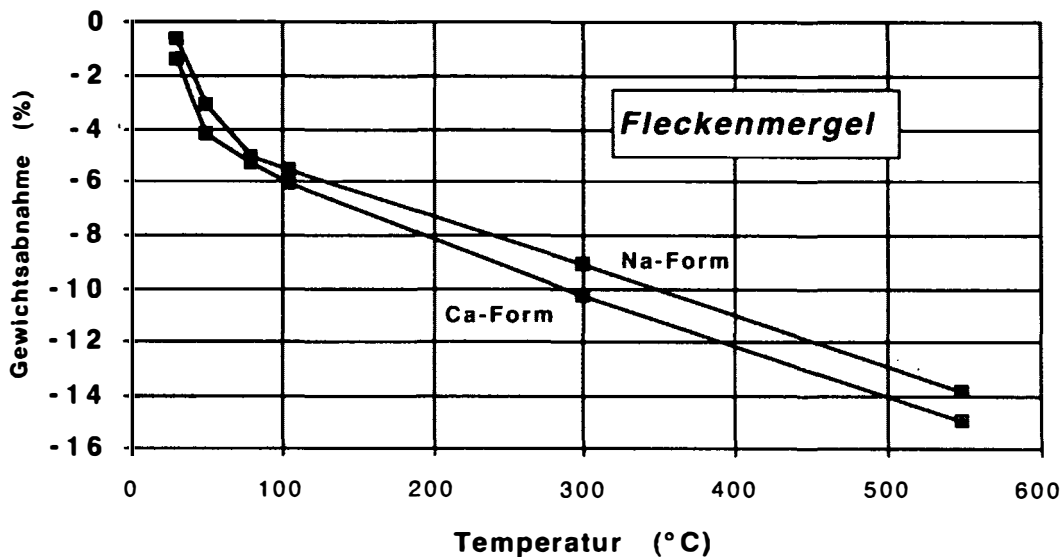


Abb. 7: Gewichtsabnahme der Probe des Fleckenmergels bei isotherm-thermogravimetrischen Dehydrationsversuchen.

Um den Einfluß des primären Hydratationszustandes auf die Dehydratation zu erkennen, wurden beide Tonproben, nach Lagerung bei einer höheren relativen Luftfeuchtigkeit von 86%, durch isotherm-thermogravimetrische Analysen studiert. Die Ergebnisse werden in Abb. 8 dargestellt. Bei Temperaturen von 200°C, 300°C und 500°C ist die Gewichtsabnahme der zweiwertigen Formen der Tonproben des Haselgebirges deutlich größer als die der einwertigen Formen. Bei 200°C betragen die Gewichtsabnahmen der zweiwertigen Formen 4,87%–5,64%, die der einwertigen nur 3,27–3,70%. Bei 300°C steigt die Gewichtsabnahme aller Formen mit ähnlichen Werten von 0,54–0,69%. Das heißt, daß die Gewichtsabnahme der einwertigen Formen des Haselgebirges niedriger ist als die der zweiwertigen Formen. Das Ergebnis entspricht dem luftgetrockneter Proben. In dieser Hinsicht hat der primäre Hydratationszustand der nicht quellfähigen Tonminerale keinen größeren Einfluß auf die Entwässerungsvorgänge.

Im Gegensatz zu den nicht quellfähigen Tonmineralen spielt der primäre Hydratationszustand der quellfähigen Tonminerale bei der Dehydratation eine wichtige Rolle. Bei 200°C wurde die größte Gewichtsabnahme (12,3%) für die Tone der Fleckenmergel in der Na-Form gemessen. Die Gewichtsabnahme der Tonproben

folgt der Reihe: K (9,25%) < Mg (11,69%) < Ca (12,25%) < Na. Bei Lufttrocknung ist die Gewichtsabnahme der Na-Form jedoch kleiner als die der zweiwertigen Formen. Es ist somit davon auszugehen, daß die Dehydratation der quellfähigen Tonminerale nicht nur von der Größe und Wertigkeit der austauschbaren Kationen, sondern auch vom primären Hydratationszustand abhängt.

Bei 300°C entspricht die Gewichtsabnahme der Tonprobe des Fleckenmergels folgender Reihe: K-Form (0,80%) < Na-Form (0,87%) < Ca-Form (1,10%) < Mg-Form (1,61%). Es hat sich gezeigt, daß das gebundene Adsorptionswasser aufgrund der hohen Hydratationsenergie und elektrostatischen Anziehung der zweiwertigen Kationen schwierig von der Oberfläche der Tonminerale zu entfernen ist.

4. Strukturelle Veränderungen der quellfähigen Tonminerale bei der Hydratation und Dehydratation

Durch zahlreiche röntgendiffraktometrische Aufnahmen von Tonproben des Fleckenmergels wurden strukturelle Veränderungen der quellfähigen Tonminerale bei der Hydratation und

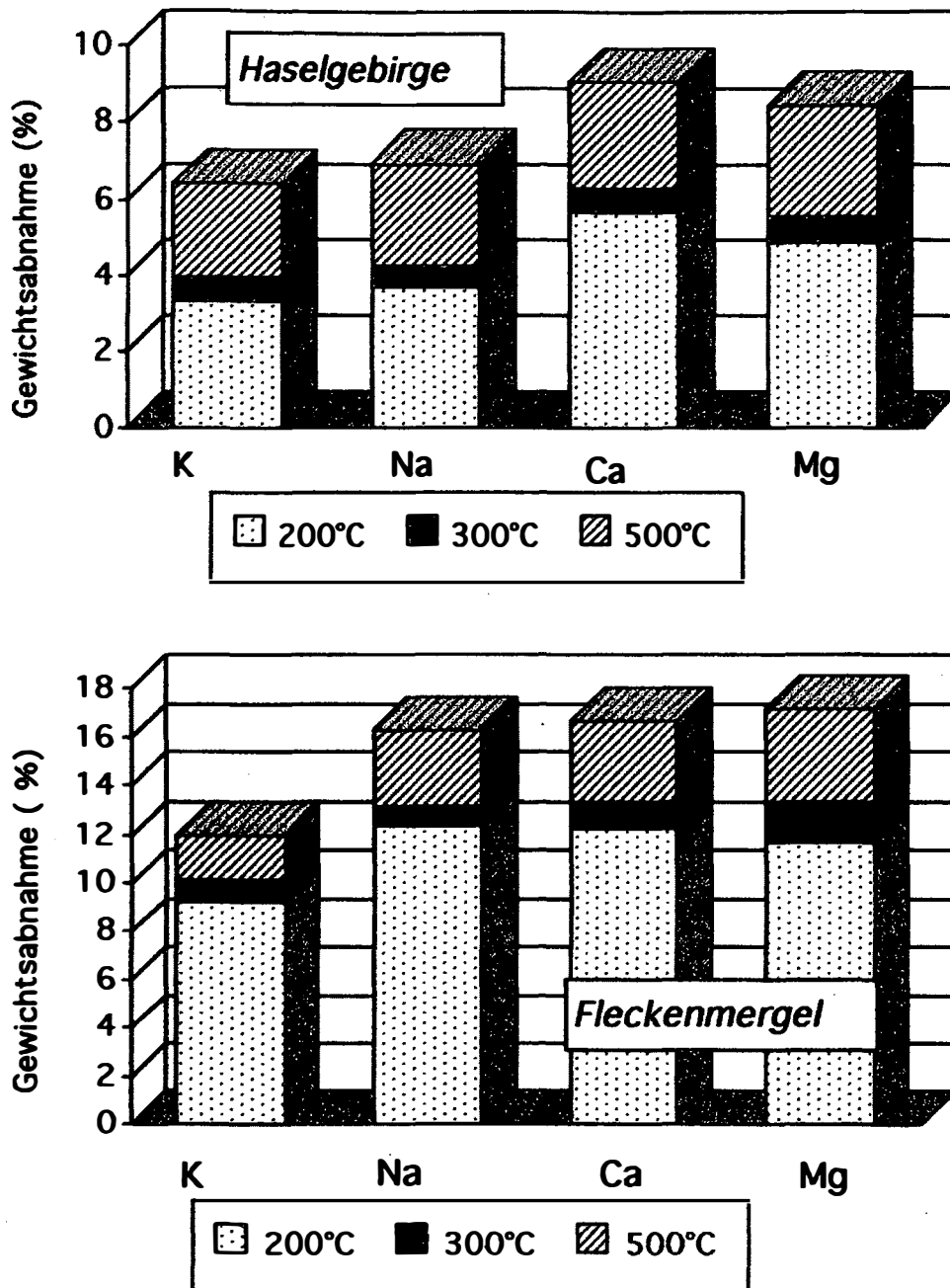


Abb. 8: Gewichtsabnahme bei isotherm-thermogravimetrischen Versuchen.

Dehydratation beobachtet. Die Veränderungen der Basisabstände der Mixed-Layer-Minerale der Fleckenmergel sind deutlich abhängig vom Wassergehalt.

In den vorliegenden Untersuchungen wurden die Pulverproben von beiden Tönen zunächst nach DIN 18 121 (Wassergehaltsbestimmung durch Ofentrocknung) bei 105°C getrocknet. Unter diesen Bedingungen sind die Tone annähernd was-

serfrei. Danach wurden die Pulverpräparate geröntgt (Abb. 9). Die d(001)-Reflexe der in zweiwertigen Formen vorliegenden Mixed-Layer-Minerale liegen bei ca. 14 Å. Das weist aus, daß noch zwei Wasserschichten durch die Kationen im Zwischenraum gebunden sind. Die d(001)-Reflexe der einwertigen Formen der Mixed-Layer-Minerale befinden sich dagegen zwischen 10–11 Å, sodaß sich kaum Adsorp-

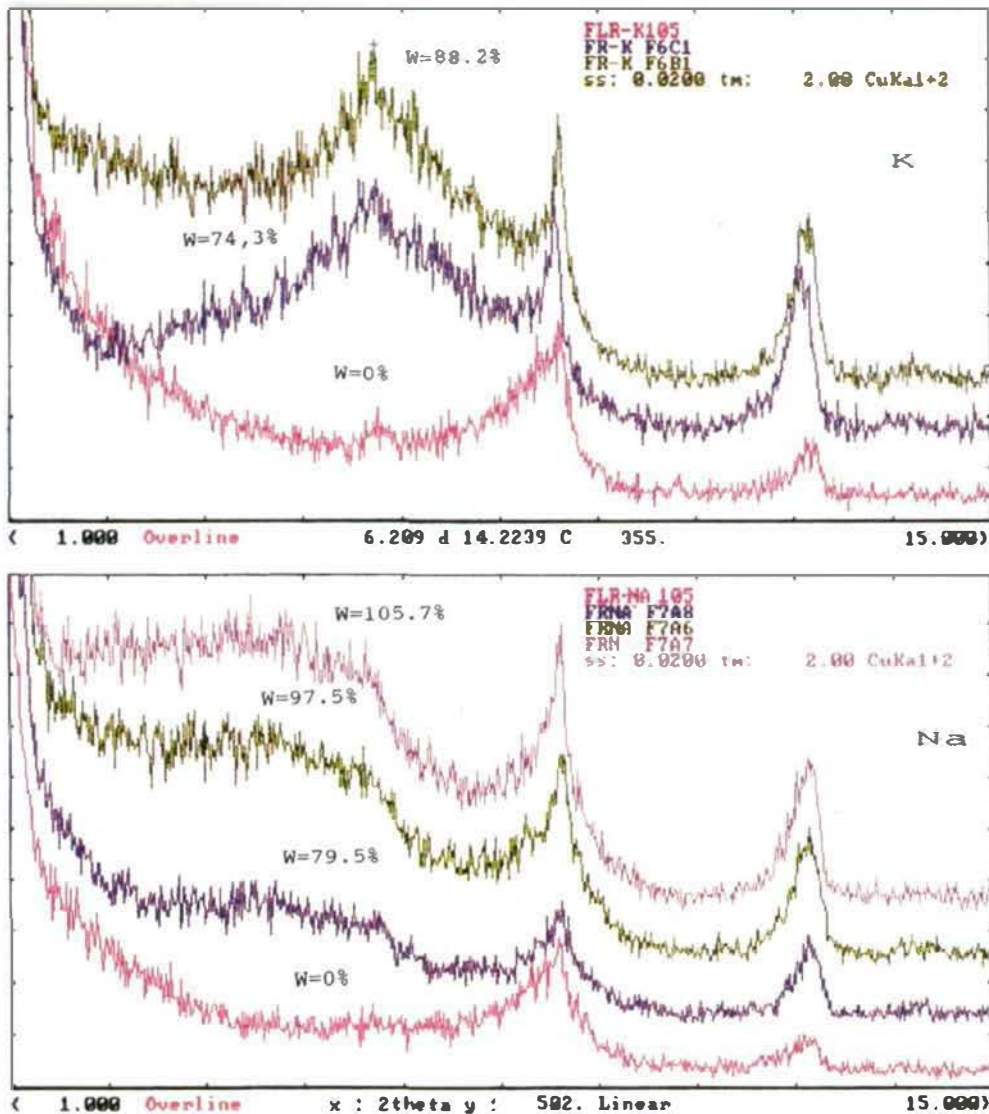


Abb. 9a: Veränderung der Basisabstände der Mixed-Layer-Minerale mit K⁺- bzw. Na⁺-Befugung bei unterschiedlichen Wassergehalten.

tionswasser in den Zwischenschichträumen befindet.

Um die strukturellen Veränderungen der quellfähigen Tonminerale während der Hydratation zu beobachten, wurden Tonpasten zunächst mit einem bei der Fließgrenze liegenden Wassergehalt (88,2–105,7%) geröntgt (Abb. 9). Der d(001)-Reflex der zweiwertigen Formen der Mixed-Layer-Minerale liegt bei ca. 19 Å. Der d(001)-Reflex der K-Form erreicht nur 14 Å. Der Basisabstand der Na-Form hingegen überschreitet 20 Å. Die Basisabstände der Mixed-Layer-Minerale entsprechen folgender Reihe: K < Ca < Mg < Na und folgen somit den Ergebnis-

sen der Wasseradsorption und des Wasseraufnahmevermögens. Bei höheren Wassergehalten können sich die Tonminerale vollständig hydratisieren. Die verschiedenen Kationen im Zwischenraum bauen zwei bis vier oder mehr Wasserschichten auf. Die zweiwertigen Kationen umgeben sich mit bis zu vier Wasserschichten und bleiben in Mittelposition zwischen den Schichten. Durch die elektrostatischen Anziehungskräfte der zweiwertigen Kationen wird eine Aufweitung des Zwischenschichtraums über 10 Å verhindert. Die entsprechenden Basisabstände gehen nicht über 19,2–19,3 Å hinaus. Das Na-Ion wandert aus der symmetrischen

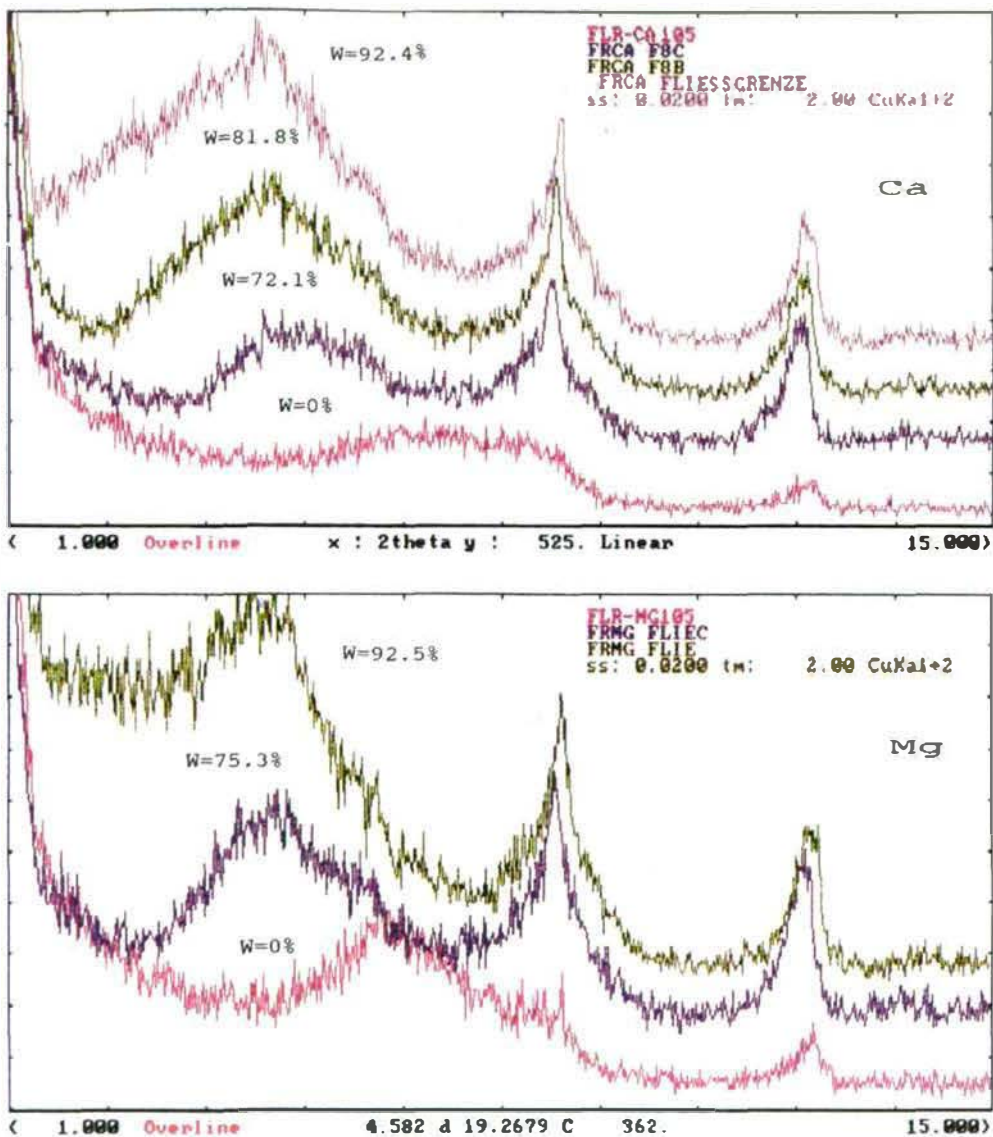


Abb. 9b: Veränderung der Basisabstände der Mixed-Layer-Mineralen mit Ca^{2+} - bzw. Mg^{2+} - Belegung bei unterschiedlichen Wassergehalten.

Mittelposition innerhalb der Zwischenschichten zu den Oberflächen einer der beiden negativ geladenen Tetraederschichten und lagert sich dort an. Dadurch entsteht eine elektrische Doppelschicht mit entsprechenden Abstoßungskräften zwischen den Elementarschichten. Wasser kann dadurch weiter in den Zwischenschichtraum bis zur vollständigen Hydratation eindringen. Der Basisreflex der Na-Form überschreitet 20 \AA . Die geringe Hydratationsenergie des K-Ions kann im Zusammenhang mit seinem für Schichtsilikate so vorteilhaften Ionenradius (2.66 \AA) nur den Aufbau von zwei vollständigen Wasser-

schichten in den Zwischenschichten bewirken und damit zu einer Aufweitung bis etwa 14 \AA führen. Diese Ergebnisse können das unterschiedliche Hydratations- und Dehydratationsverhalten quellfähiger Tonminerale dokumentieren.

Zur genaueren Bestimmung der strukturellen Veränderungen der Tonminerale während der Dehydratation wurden Texturpräparate durch Aufpipettieren auf Glasträger hergestellt. Danach wurden diese Texturpräparate in 4 Stufen (20°C , 50°C , 80°C und 105°C) getrocknet und bei 300°C und 550°C gebrannt. In einem letzten

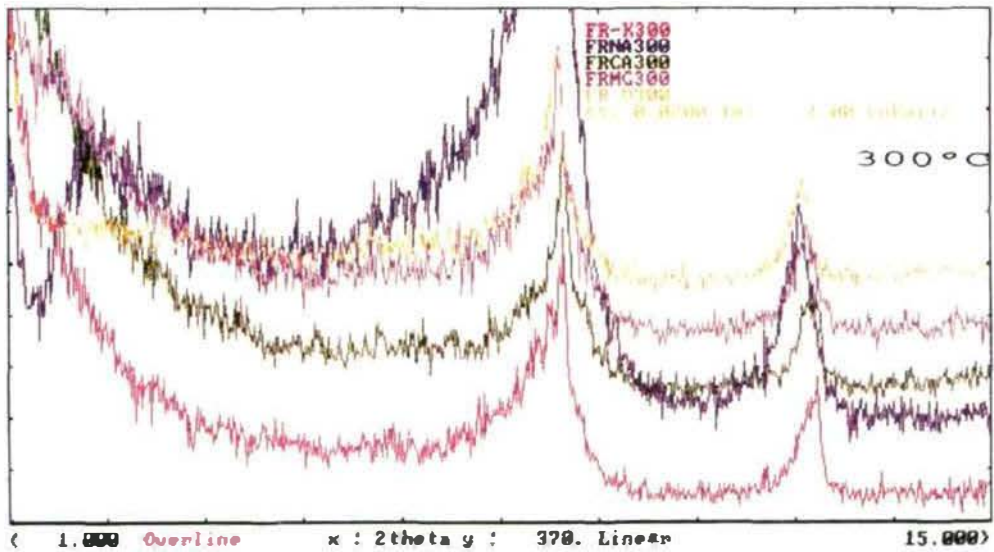
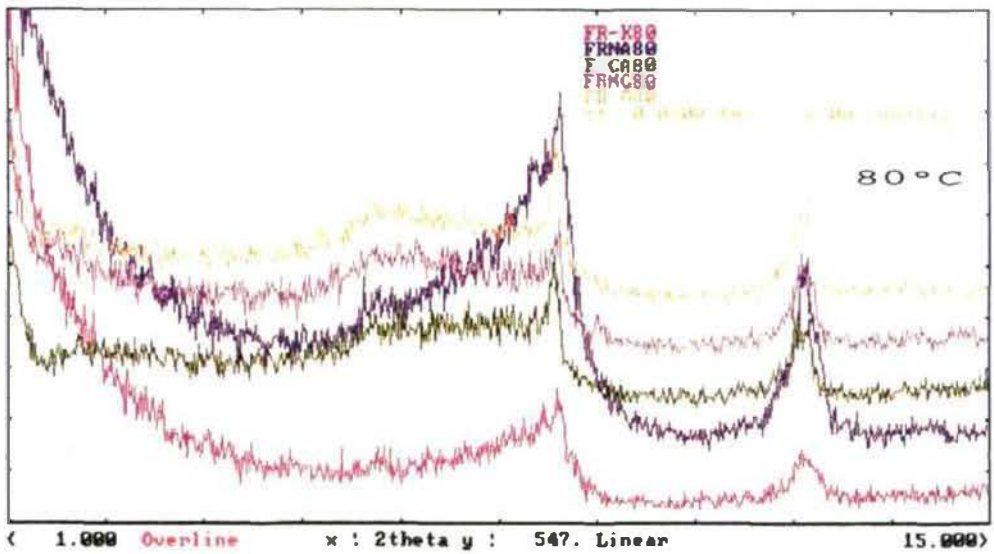
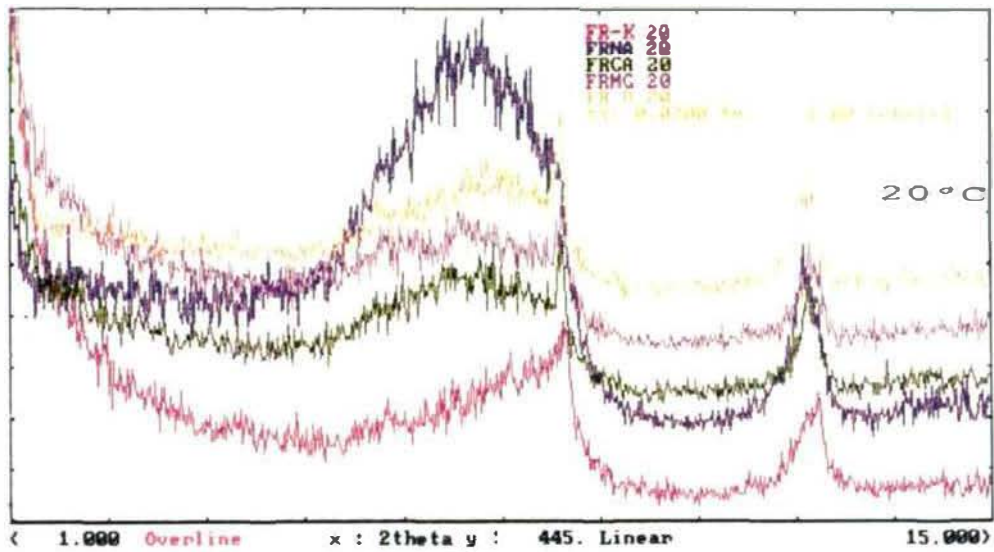


Abb. 10: Die strukturellen Veränderungen der quellfähigen Tonminerale während der Entwässerungsvorgänge.

Schritt wurden die Proben mit dem Röntgendiffraktometer im Winkelbereich von 1°–15° (2 θ) gemessen. Die röntgenographischen Untersuchungen zeigen, daß das im Zwischenschichttraum befindliche Wasser der Probe in K-Form bereits bei Lufttrocknung mit 20°C entfernt wird. Das Wasser der Probe in Na-Form wird erst nach der Trocknung mit 80°C abgegeben. Die vollständige Dehydratation der Proben in der Ca- und Mg-Form ist erst bei einer Temperatur von 300°C möglich (Abb. 10).

Da die einwertig belegten Tonproben nur geringe Hydratationsenergien und schwache Bindungskräfte besitzen, kann gebundenes Wasser an der äußeren und inneren Oberflächen leicht abgegeben werden. Die zweiwertigen Formen können durch die elektrostatischen Anziehungskräfte der zweiwertigen Kationen gebundenes Wasser an den inneren Oberflächen festhalten, sodaß die vollständige Entwässerung nur bei den höheren Temperaturen möglich ist. Dies erklärt auch, weshalb die Gewichtsabnahme der quellfähigen Tonminerale in der zweiwertigen Form bei 300°C noch größer ist als die der einwertigen Form (Abb. 6 und Abb. 8). Diese Beobachtung konnte bei der Entwässerung von nicht quellfähigen Tonmineralen nicht gemacht werden.

5. Schlußfolgerung

Die Ergebnisse der zahlreichen Versuche haben gezeigt, daß die Hydratation und Dehydratation der nicht quellfähigen Tonminerale vom Ionenradius und der Wertigkeit der Kationen an der äußeren Oberfläche abhängt. Außer diesen Faktoren hat der primäre Hydratationszustand (besonders der Kationen im Zwischengitterraum) einen entscheidenden Einfluß auf die Hydratation und Dehydratation der quellfähigen Tonminerale. Die strukturellen Veränderungen der Tonminerale spielen dabei eine wichtige Rolle.

Der Einfluß der Kationenbelegung auf die Hydratation und Dehydratation von Tonen spiegelt sich in den Veränderungen der Plastizität

und bodenmechanischen Eigenschaften sowie im rheologischen Verhalten der Tone wider (CZURDA, K. & XIANG, W., 1993) und ist somit von großer Bedeutung in Theorie und Praxis der Geotechnik.

Literatur

- BUSCH, K.-F. & LUCKNER, L. (1974): Geohydraulik. – 422 S., Stuttgart (Enke).
- CZURDA, K. & XIANG, W. (1993): Der Einfluß der Kationenbelegung auf das Kriechverhalten von Tonen am Beispiel einer ostalpinen Großhangbewegung. – Tagungsband 9. Nat. Tagung für Ingenieurgeologie, Garmisch-Partenkirchen, (DGEG), Essen.
- DEMMEBERG, W. (1991): Über die Ermittlung des Wasseraufnahmevermögens feinkörniger Böden mit dem Gerät nach ENSLIN/NEFF. – Geotechnik **14**, 31–138.
- GRIM, R.E. (1962): Applied Clay Mineralogy. – McGraw-Hill Book Co., New York.
- HARRIS, W.G., HOLLIEN, K.A., BATES, S.R., & ACREE, W.A. (1992): Dehydration of hydroxy-interlayered vermiculite as a function of time and temperature. – Clay and Clay Minerals, **40**, 3, 335–340.
- HASENPATT, R. (1988): Bodenmechanische Veränderungen reiner Tone durch Adsorption chemischer Verbindungen (Bach- und Diffusionsversuche). – Mitt. des Inst. Grundbau u. Bodenmechanik ETH Zürich, **134**, 146 S.
- HEIM, D. (1990): Tone und Tonminerale. – Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 157 S.
- JASMUND, K. & LAGALY, G. (1993): Tonminerale und Tone. – Steinkopff Verlag Darmstadt, 490 S.
- JENNY, H. (1936): J. Phys. Chim. **40**, 501.
- KAWANO, M. & TOMITA, K. (1991): X-ray powder diffraction studies on the rehydration properties of beidellite. – Clay and Clay Minerals, **39**, 1, 77–83.
- LAGALY, G. (1988): Grundzüge des rheologischen Verhaltens wässriger Tonmineraldispersionen. – Mitt. des Inst. Grundbau u. Bodenmechanik ETH Zürich, **133**, 7–22.
- MACEWAN, D. M.C. & WILSON, M. J. (1984): Interlayer and intercalation complexes of clay minerals. – In: Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification (Eds. Brindley & Brown), 197–248. Mineral. Society, London.

- MARTIN, H. & LAUDELLOT, H. (1963): Thermodynamique de l'échange des cations dans les argiles. – J. Chimie Physique, 1086.
- NEFF, K.H. (1988): Der Wasseraufnahme-Versuch in der bodenphysikalischen Prüfung und geotechnische Erfahrungswerte. – Bautechnik, **65**, 153–163.
- OSIPOV, V.I. & SERGEEV, E.M. (1972): Crystallochemistry of clay minerals and their properties. – IAEG Bulletin, **5**.
- ROHN, J. (1991): Geotechnische Untersuchungen an einer Großhangbewegung bei Bad Goisern/Oberösterreich. – Schriftenreihe Angewandte Geologie Karlsruhe, **14**, 193 S.
- SCHABABERLE, R. (1989): Stofftransport und Gefügeänderungen beim partiellen Gefrieren von Ton-Barrieren. – Schriftenreihe Angewandte Geologie Karlsruhe, **7**, 214 S.
- SCHACHTSCHABEL, P. (1940): Untersuchungen über die Sorption der Tonmineralien – Kolloidbeih., **51**, 199.
- SCHAEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1982): Lehrbuch der Bodenkunde. – 11. Aufl., Stuttgart, Verlag Enke, 442 S.
- SUQUET, H., DE LA CALLE, C. & PEZERAT, H. (1975): Swelling and structural organization of saponite. – Clays Clay Miner., **23**, 1–9.

Anschrift der Verfasser:

Univ.-Prof. Dr. Wei Xiang und Univ.-Prof. DDr. Kurt Czurda, Lehrstuhl für Angewandte Geologie, Universität (TH) Karlsruhe, Kaiserstr. 12, D-76128 Karlsruhe, BRD

Manuskript eingegangen: 27. Oktober 1994

**STRUKTURELL GUT ERHALTENE 2-MAGMEN-GÄNGE SOWIE
MAFISCHE ENKLAVEN UND GROSSKÖRPER
IN DEN ZENTRALGNEISEN DES ZILLERTAL-VENEDIGER-KERNS**
(Westliches Tauernfenster / Tirol / Zillertaler Alpen)

Günther Frasl & Andreas Schindlmayr*

Mit 21 Abbildungen und 1 Tabelle

Zusammenfassung:

Im westlichen Tauernfenster treten innerhalb des über 60 km großen, überwiegend tonalitisches-granodioritischen, variszischen Zillertal-Venediger-Zentralgneiskerns (ZVK) auch beachtliche Mengen von verschiedenartigen mafischen bis ultramafischen, biotit- und/oder amphibolreichen Gesteinen auf. Im wesentlichen lassen sich drei Erscheinungsformen von mafischen Gesteinen unterscheiden: Einerseits gibt es die mafischen Anteile an den 2-Magmen-Gängen („2M-Gänge“ – entsprechend den „composite dikes“ im Englischen, Kap. 2), andererseits weithin verteilte, bis wenige dm große, fein- bis feinkörnige Einschlüsse mit meist dioritischer Zusammensetzung („MME“, „mafic microgranular enclaves“, Kap. 3), und schließlich große, bis mehrere 100 m mächtige Einlagerungen von mittel- bis grobkörnigen Metadioriten, Metagabbros und Metahornblenditen („Metabasiteinlagerungen“, Kap. 4). Alle diese verschiedenen Typen von mafischen Gesteinen sind endogener, magmatogener Natur und repräsentieren Reste basischer bis intermediärer Schmelzen, die sich jeweils mit den zum gleichen Pluton gehörigen, vorwiegend sauren Haupt- oder Teilschmelzen des ZVK in verschiedenem Ausmaß vermischt haben („Magma-Mingling“).

Trotz alpidischer, \pm duktiler Deformation und amphibolitfazieller metamorpher Überprägung des ZVK blieben große, zumeist innere Teile des Plutons strukturell überraschend geschont, sodaß sich in dem gut aufgeschlossenen Hochgebirgsgebiet der Zillertaler Alpen ein günstiges Betätigungsfeld für das Studium von Interaktionen zwischen koexistierenden dunklen und hellen Magmen bot. Mingling-Prozesse zwischen unterschiedlich zusammengesetzten Schmelzen mit den entsprechenden Kontaktbildern – wie unter anderem Pillow-Bildungen – können besonders im Tal-schluß des Zemmgrundes zwischen Berliner Hütte und Zillertaler Hauptkamm vor allem an den 2M-Gängen verfolgt werden. Sowohl die kleinen MME als auch die großen Metabasiteinlagerungen erwiesen sich als sichtlich mit den 2M-Gängen genetisch verwandt, wobei deren schmelzflüssiger Ursprung auch durch petrographische Detailuntersuchungen (z.B. die Einmischung von Wirtsgesteins-Kristallen in die MME; Reliktstrukturen in Amphibolen der Metabasiteinlagerungen) belegt werden konnte.

Unterschiede in der geologischen Erscheinungsform sowie bezüglich der mineralogischen Zusammensetzung und Korngröße der verschiedenen mafischen Bestandsmassen weisen darauf hin, daß basische bis intermediäre Schmelzen mehrfach, und zwar während ganz bestimmter Reife- und Erstarrungsstadien des tonalitisches-granodioritischen Hauptgesteins an der magmatischen Entwicklung des Plutons beteiligt waren. Das Ausmaß der Interaktionen zwischen den etwa gleich alten mafischen und hellen Magmen ist dabei sichtlich abhängig vom Verfestigungsgrad bzw. rheologischen Zustand des tonalitisches-granodioritischen Hauptgesteins zum Zeitpunkt der Intrusion des mafischen Magmas, aber auch vom lokalen Volumen sowie von der physikalischen und stofflichen Beschaffenheit der mafischen Intrusivmassen.

Abstract:

The late-Paleozoic Zillertal-Venediger pluton of the western Tauern window consists mainly of medium-grained tonalite and granodiorite lithology, but also contains remarkable volumes of mafic rocks. The whole pluton was exposed to the Alpine orogeny, but selected areas (e.g. south of the Berliner Hütte) show still well preserved primary contacts that allow to study genetic relationships between the mafic rocks and the granitoids.

* Herrn Prof. Dr. H. MOSTLER, dem langjährigen Institutsvorstand der Nachbaruniversität, anlässlich seines 60. Geburtstages gewidmet.

Three different forms of mafic rocks can be distinguished: (1) large elongated bodies (up to 2 km length) of medium- to coarse-grained metadiorites, -gabbros and -hornblendites within the tonalite-granodiorite, (2) fine-grained dioritic microgranular enclaves ("MME") in the tonalite-granodiorite host and (3) mafic portions in composite dikes that intrude the tonalite-granodiorite. All these mafic rocks represent injections of a basic to intermediate magma, which mingled and interacted to various degrees with the felsic magmas of the pluton.

Mingling phenomena can be best studied in the composite dikes, where the mafic magmas locally form typical pillow-shaped bodies with lobate, crenellate contacts and chilled margins. In the MME, mineralogical features of host-rock-derived xenocrysts may be used to document host- and enclave-magma interactions.

The different features of the mafic rocks suggest that injections of a basic magma occurred at several stages of the crystallisation of the tonalite-granodiorite pluton. However, different mingling-phenomena result from changing thermal and rheological relations between the felsic and the mafic magmas as well as from the local size of the mafic intrusives.

1. Einleitung und Problemstellung

Der variszische Zillertal-Venediger-Kern (ZVK), der südlichste Zentralgneiskörper des westlichen Tauernfensters (Abb. 1), bildet eine lithologische Einheit von mittel- bis grobkörnigen Metatonaliten, Metagranodioriten und Metagraniten, die infolge einer in-situ-Fraktionierung durch mehr oder weniger unscharf-graduelle Übergänge miteinander verbunden sind („Tonalitgranite“ nach KARL, 1959; „Zillertal-Venediger-Tonalitgruppe“ nach SCHINDLMAYR, 1993).

Seit den Anfängen der Zentralgneisforschung (ab BECKE, 1903) wurde in diesem Gneiskörper auch immer wieder auf das Vorkommen dunkler, ± basischer bis intermediärer, biotit- und/oder amphibolreicher Gesteine hingewiesen (besonders CHRISTA, 1931, 1934; DAL PIAZ & BIANCHI, 1934; LAMMERER, 1986). Diese mafischen Gesteine treten innerhalb der tonalitisch-granodioritischen Intrusivmassen in unterschiedlicher Form und Häufigkeit auf:

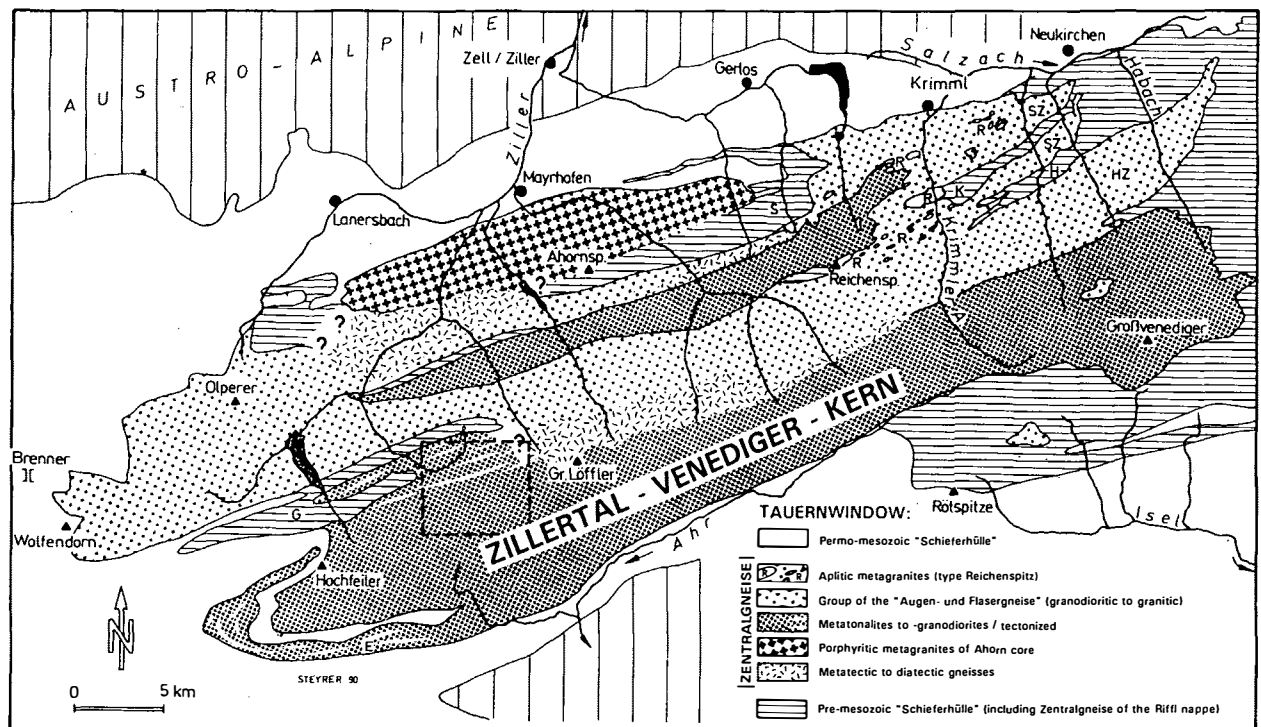


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Zentralgneisgebietes des westlichen Tauernfensters (aus FINGER et al., 1993). Das Hauptuntersuchungsgebiet (vgl. Abb. 2) ist mit strichlierter Linie umrahmt. Abkürzungen: G = Greinermulde, E = Eisbrugglamelle, S = Schönachmulde, R = Reichenspitze-Granitstöcke, K = Knappenwandmulde, H = Habachmulde, SZ = Sulzbachzungen, HZ = Habachzunge.

- als verschieden gerundete bis eckige, z.T. auch pillow- und lappenförmig begrenzte mafische Anteile an 2-Magmen-Gängen („2M-Gänge“; Kap. 2),
- als ungemein weit verbreitete kleine, meist bis wenige dm große, feinkörnige Einschlüsse von meist dioritischer Zusammensetzung („MME“; Kap. 3),
- und seltener als große, bis max. 500 m mächtige Einlagerungen von mittel- bis grobkörnigen Metadioriten, Metagabbros und Metahornblenditen („Metabasiteinlagerungen“; Kap. 4).

Derartige mafische Bestandsmassen sind keine Ausnahmerecheinung des ZVK, treten sie doch weltweit nahezu charakteristisch in kalkalkalischen I-Typ Granitoiden auf. Untersuchungen aus solchen geochemisch vergleichbaren Plutongebieten in den Alpen (z.B. Bergell, Adamello), aber auch in außeralpinen (z.B. Französisches Zentralmassiv, Iberisches Variszikum) und überseeischen Gebieten (z.B. Sierra Nevada, Anden, Labrador, Australien) zeigen, daß der Großteil derartiger mafischer Bestandsmassen im allgemeinen endogener, magmatogener Natur ist, und daß deren Entstehungsge-

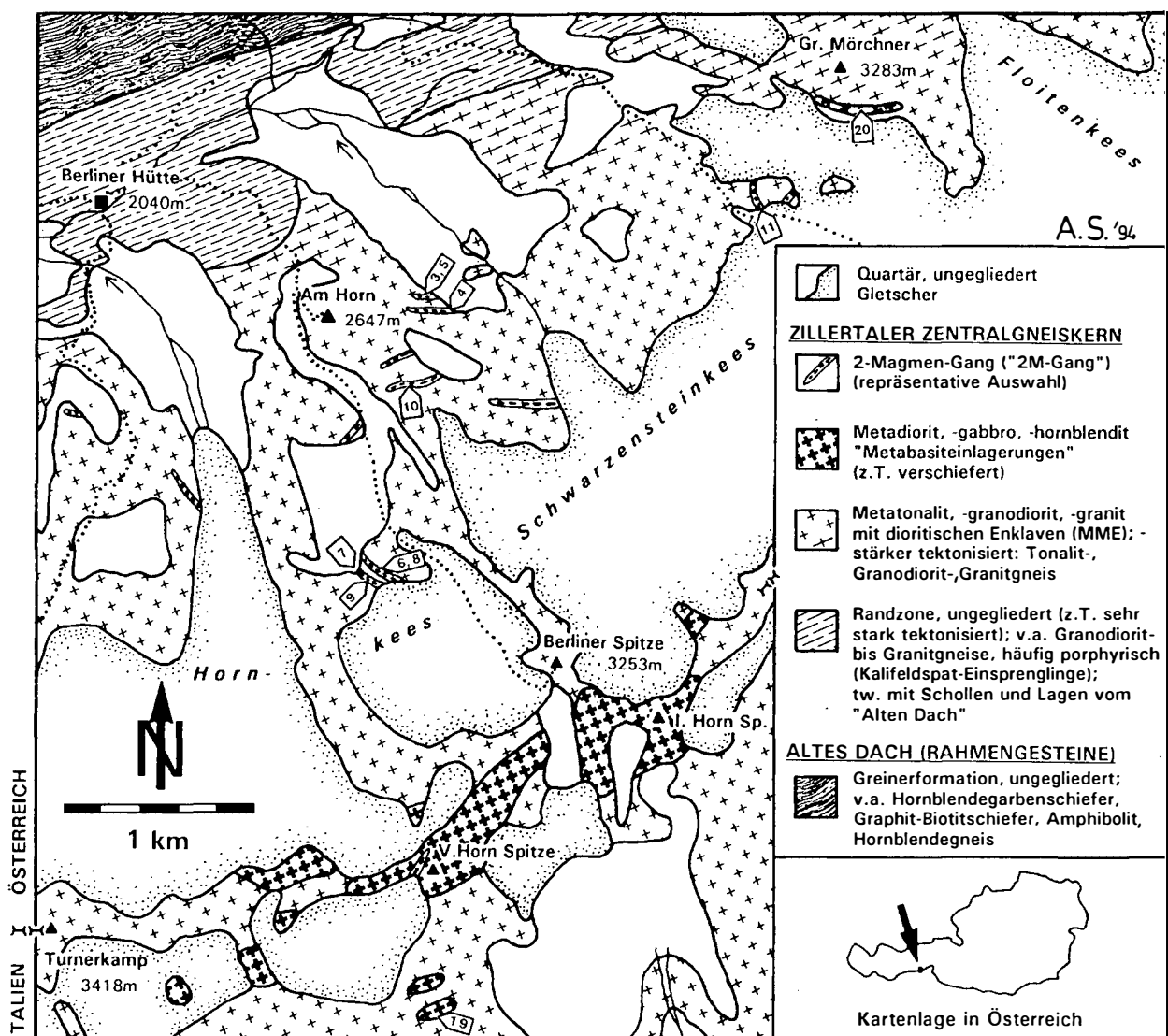


Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des Oberen Zemmgrundes im Bereich Berliner Hütte – Gr. Mörchner und Hornspitzen (Zillertaler Alpen). Die Pfeile mit den eingetragenen Abb.-Nummern zeigen die Lokalitäten zu den jeweiligen Abbildungen im Text. -- Zusammengestellt nach LAMMERER (1975), WYSS (1993), ARMING (1993) und eigenen Aufnahmen.

schichte sehr eng mit den saureren Hauptintrusivmassen verknüpft ist (u.a. Diethelm, 1985, 1990; Blundy & Sparks, 1991; Didier, 1987; Castro et al., 1991; Dias & Leterrier, 1994; Barbarin, 1991; Michael, 1991; Wiebe, 1988; Eberz & Nicholls, 1988; Vernon et al., 1988). Heute wird weitgehend anerkannt, daß der Großteil solcher mafischer Gesteine, insbesondere der dioritischen Enklaven (MME) wichtige Indikatoren für Magma-Mingling-Prozesse, also für eine unvollständige Vermischung zwischen etwa gleichaltrigen sauren und mafischen Schmelzen sind (vgl. zit. Lit. in Didier & Barbarin, 1991a), wengleich eine solche Betrachtungsweise im Untersuchungsgebiet des ZVK – mit Ausnahme weniger Autoren (z.B. Schindlmayr & Arming, 1991; Schermaier, 1992; Wyss, 1993) – bisher weitgehend außer acht gelassen wurde.

Zur Erklärung solcher komagmatischer Prozesse zwischen sauren und mafischen Magmen werden heute zunehmend moderne geochemische Untersuchungen herangezogen (zit. Lit. siehe oben). Wie aber anregende Studien z.B. von FISCHER (1959), GANSSER & GYR (1964), BLAKE et al. (1965) oder etwa auch von BERTHELSEN (1972) zeigen, können sich schon allein bei der geologischen Feldarbeit wertvolle und schlüssige Argumente für die Frage nach der zeitlichen Interferenz beim Intrusionsgeschehen solcher visuell und chemisch so verschiedener und nun fast regelmäßig engst miteinander verbundener dunkler und heller Tiefengesteinskörper ergeben.

Ziel der vorliegenden Studie war es nun, mit ähnlichen Feldbeobachtungen¹⁾ auch im gut aufgeschlossenen Hochgebirge der Zillertaler Alpen wesentlich zur Erklärung der Genese solcher mafischer Bestandsmassen beizutragen, freilich nicht ohne die genetischen Überlegungen der zuletzt genannten Autoren unter Berücksichtigung moderner magmen genetischer Kenntnisse gerade im Hinblick auf Magma-Mingling-

Prozesse weiter zu verfeinern und auszubauen. Das Hauptgewicht der Untersuchungen wurde dabei auf die Geländebeobachtung der 2M-Gänge gelegt. In solchen Gängen fanden Magma-Mingling-Vorgänge auf engstem Raum und \pm in situ statt, wodurch sie eine ausgezeichnete Möglichkeit bieten, das Mischungsverhalten koexistierender saurer und mafischer Schmelzen zu studieren und zu verstehen. Die daraus gewonnenen Erkenntnisse über das Zusammenwirken von etwa gleichaltrigen, aber stofflich so unterschiedlichen Schmelzen ließen sich prinzipiell auch für die genetische Deutung der kleinen dioritischen Einschlüsse (MME) und der großen Metabasiteinlagerungen anwenden, deren Bildung ja ebenfalls \pm mit Magma-Mingling-Prozessen zusammenhängt. Zum besseren Verständnis der Genese der MME und der Metabasiteinlagerungen wurden neben Feldbeobachtungen zusätzlich auch noch ausgewählte petrographische (mikroskopische und bei den MME auch zirkontypologische) Untersuchungen eingesetzt.

Voraussetzung für eine derart feldgeologisch betonte Studie war eine entsprechend geringe Deformation im Untersuchungsgebiet. Diesbezüglich zeigt sich das Zentralgneisgebiet des Oberen Zemmgrundes im Bereich des Zillertaler Hauptkammes (Abb. 2) trotz der Regionalmetamorphose und achsialen Deformation bei der alpidischen Orogenese über große Bereiche in einem erstaunlich wenig deformierten, relik-tisch recht gut erhaltenen Zustand, worauf übrigens auch schon CHRISTA (1931) hingewiesen hat. Zumindest bereichsweise ermöglichen somit strukturell noch z.T. ausgezeichnet erhaltene Intrusionsverbände und primärmagmatische Kontaktverhältnisse Rückschlüsse auf die Platznahme und Entwicklung der mafischen Bestandsmassen sowie auch auf ihre Wechselbeziehungen mit den sauren Haupt- und Teilschmelzen des ZVK. Durch diese exzeptionell gute relik-tische Erhaltung wird letztendlich auch ein wesentlich vertiefter Einblick in die spätvariszische magmatische Entwicklung dieses nun tektonisch tiefsten Teiles des Tauernfensters und damit des ganzen Ostalpenbaues gewährt.

¹⁾ Beginn der Geländeaufnahmen im Sommer 1989 während einer gemeinsamen Exkursion in die Zillertaler Alpen und insbesondere in das Gebiet der Berliner Hütte.

Auch für die petrographische Bearbeitung wurden gezielt Gesteinsproben aus jeweils möglichst gering deformierten und alpidisch relativ geschonten Teilbereichen herangezogen, um trotz metamorpher Überprägung am ehesten dem primärmagmatischen Zustand der Gesteine nahezukommen, bzw. gegebenenfalls durch relativ gut erhaltene Mineralrelikte nähere Hinweise auf das präalpidische Ausgangsgestein zu erhalten.

Die näheren Untersuchungen zur vorliegenden Studie erfolgten im Rahmen einer Diplomarbeit über die Zentralgneise des ZVK vom Ge-

biet des Oberen Zemmgrundes (Abb. 2) am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg (SCHINDLMAYR, 1993), während die Klärung der Problematik des hiesigen Themas von beiden Autoren gemeinsam erfolgte. Mit einem ähnlich gelagerten Thema befaßte sich übrigens zur gleichen Zeit auch die Diplomarbeit von W. ARMING (1993) südlich des Tauernhauptkammes, während schwerpunktmäßig geochemische Studien von diesen Gebieten aus den letzten Jahren von DE VECCHI & MEZZACASA (1986) und WYSS (1993) vorliegen.

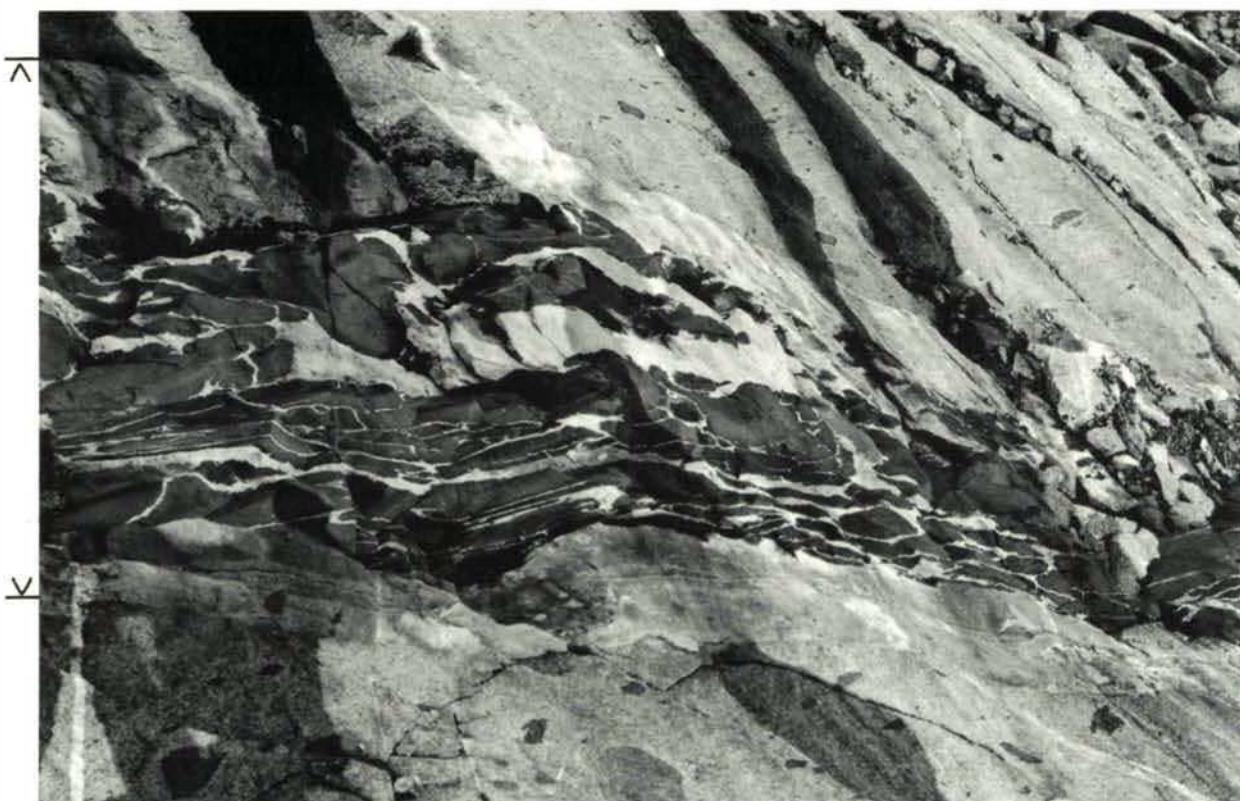


Abb. 3: Blick von oben auf eine mittelsteil einfallende Felswand gegen das Fall- und Moränenblockwerk rechts. Der MME-führende Tonalit wird von einem mittelsteil hangeinwärts einfallendem 2M-Gang (composite dike) von etwa 3m Mächtigkeit gequert. Der Gang ist außen beiderseits nur von der sauren Schmelze erfüllt, während im Ganginneren auch basische Schmelzkörper darin schwimmen. Diese dunklen Körper haben je nach den lokalen relativen Viskositätsverhältnissen z.T. recht unregelmäßig lappige Formen (vor allem die Schollen der im Bild oberen Ganghälfte), z.T. aber auch gerade begrenzte, längliche Formen (untere Schollengruppe). Letztere weisen auf eine Zerdehnung einer schon weniger bildsamen, also eher zu Klüftung neigenden dunklen Gangfüllung hin, während die saure Gangschmelze diese Spalten in Form eines engen Netzwerks ausfüllt (Ausschnittsvergrößerung in Abb. 5). Orographisch linker Wandfuß des Schwarzensteinkees-Tales in 2320 m Sh.

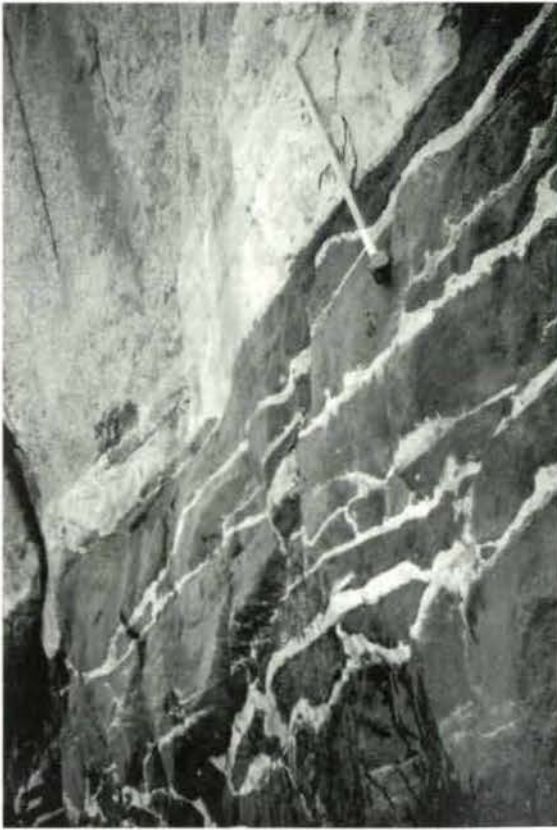


Abb. 4

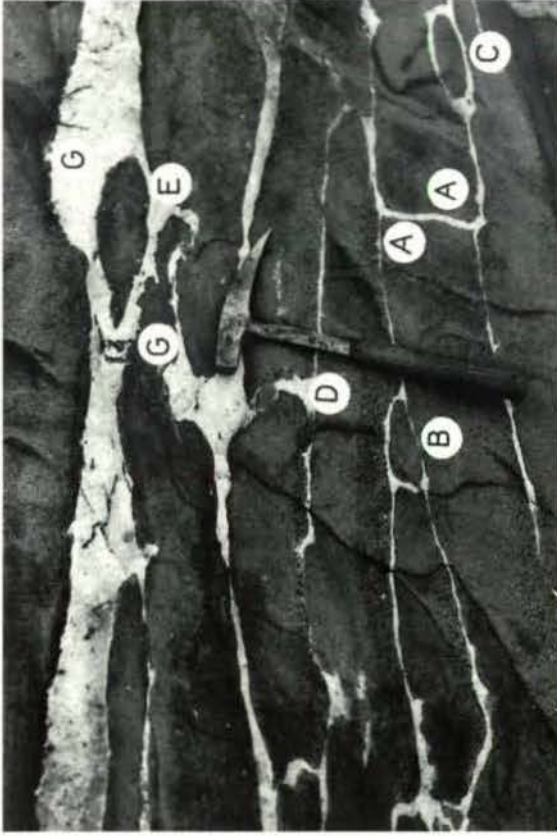


Abb. 5

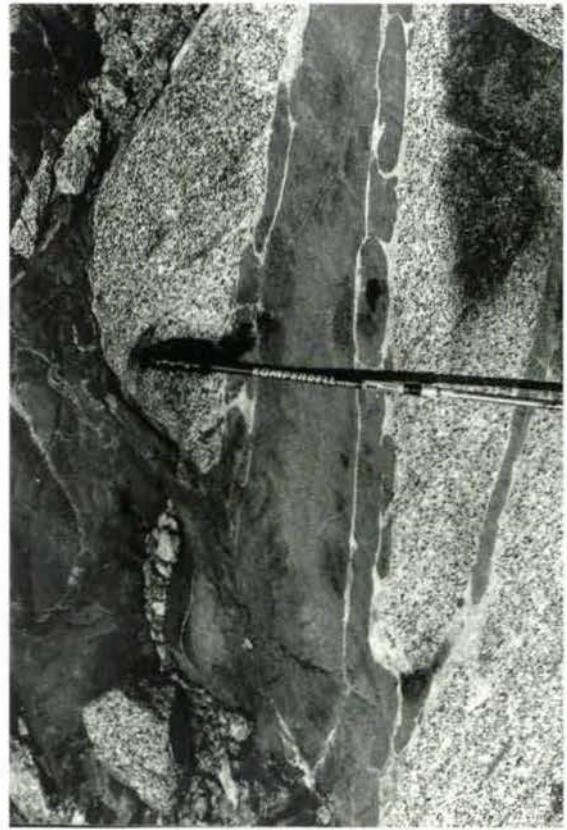


Abb. 6

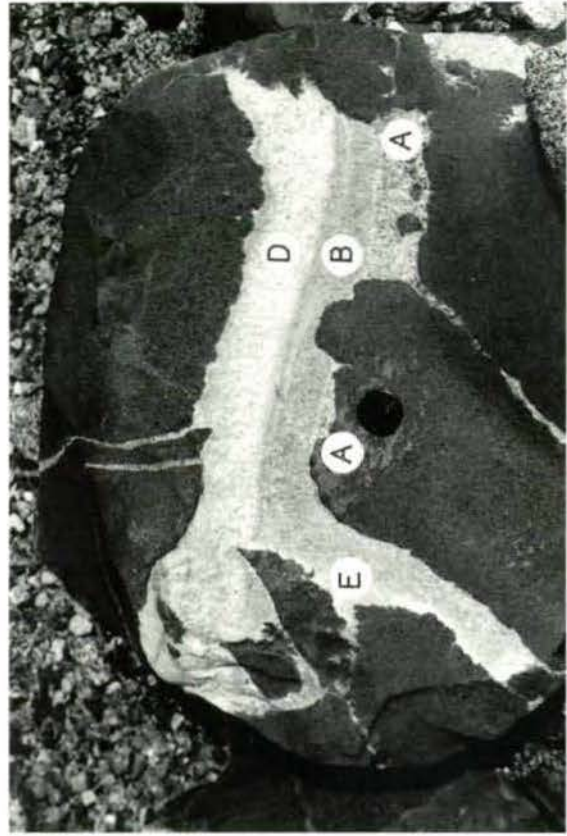


Abb. 7

Abb. 4: Dieser 2M-Gang hat einen ungleichmäßig breiten Rand aus saurer Gangschmelze gegen das scharf abgegrenzte tonalitische Nebengestein. Der basische Ganganteil zeigt im wesentlichen eine Zerteilung in vorwiegend wandparallele, eher plattige Klufkörper. Diese mafischen Körper konnten aber während der Platznahme der sauren Schmelzanteile in ihren Zwischenräumen noch nicht völlig verfestigt gewesen sein, wie die teilweise Krepung ihrer Oberfläche und die Bildung von knollig-rundlichen Formen (z.B. unmittelbar unter dem Hammerkopf) erkennen läßt. Orographisch linker Wandfuß des Schwarzensteinkes-Tales in 2340 m Sh.

Abb. 5: Im Inneren des 2M-Ganges von Abb. 3 ist die basische Gangfüllung in meist flache bis kofferartige Körper zerlegt. Vorher muß aber bereits ein durch verschiedene Körnigkeit (besonders der größeren dunklen Amphibole) angedeuteter streifiger Lagenbau existiert haben, der mit den Gangwänden etwa gleichlaufend orientiert war. Solche grobkörnige, dunklere Streifen können wohl am ehesten als ein Einströmgefüge mit laminiert hineingezogenen „Fahnen“ von Kumulatbrei gedeutet werden. Davon unabhängig erfolgte eine Zerlegung in Schollen, welche aber stellenweise noch deutlich gekreppte Ränder gegen die relativ leichtflüssigere saure Gangschmelze bilden konnten (z.B. bei G). An anderen Außenflächen der dunklen Körper kann auch eine dünne, besonders feinkristalline und dunkler erscheinende Randzone auf eine lokal relativ rasche Abschreckung der mafischen Schmelze hinweisen (besser erkennbar in Abb. 9). Offenbar waren also die mafischen Anteile bei der Schollenzerlegung noch ungleichmäßig verfestigt. Bei A haben sich bereits eckige Klufkörper ausgebildet, aber z.B. bei B, C und besonders bei D und E agierten die dunklen Bestandsmassen noch wie ein ± steifer Brei. Da war also vermutlich noch etwas mehr Porenschmelzanteil vorhanden während die Schollenzerlegung stattfand und die helle Begleitschmelze nachgedrungen ist. Beide Schmelzen blieben im Zuge der allgemeinen Abkühlung sichtlich scharf getrennt und haben keine stofflichen Übergänge gebildet. Orographisch linker Wandfuß des Schwarzensteinkes-Tales in 2320 m Sh.

Abb. 6: Als hier ein 2M-Gang mit zwei Gangästen diskordant eindrang, hatte das tonalitische Nebengestein bereits ein Fließgefüge, das z.T. durch diffuse Schlieren und z.T. durch langgestreckte MME markiert ist. Die beiden Gangäste (30 und 5 cm breit) zeigen deutlich, daß das mafische Gangmaterial im sauren schwimmt und besonders im mittleren Ast z.T. eine rundliche Abgrenzung der Teilkörper hat. An der schrägen Form und der internen Streifung der dunklen Teilkörper wird hier überdies eine nachträgliche Durchschering erkennbar. Gletscherschliff am Rand des Hornkeeses (östlicher Gletscherteil) unterhalb des markierten AV-Weges Berliner Hütte – Berliner Spitze in etwa 2690 m Sh.

Abb. 7: Der ca. 1 m große Fallblock aus einem 2M-Gang ist so aufgestellt, daß er in den hellen Anteilen an eine natürliche Wasserwaage erinnert. Daraus ließe sich nämlich die folgende lokale Erstarrungsabfolge im Inneren des Ganges ableiten: Zuerst bildete das dunkle Magma ca. 0,5 m große mafische Körper mit z.T. noch nierig-lappiger Gestalt aus. Dann wurde aus der sauren Gangschmelze anscheinend zuerst der größte Anteil ausgeschieden (bei A), darüber dann die mittelgraue feinkörnige, im oberen Bereich lagig ausgebildete Partie B. Wegen ihrer konkaven Aufhängung an den Spitzen der links eingeschlossenen dunklen Schollenbruchstücke – die offenbar von oben abgebrochen und daher nur einseitig gelappt sind – könnte man auch an eine geringe Volumsabnahme des Schmelzbreies B denken, bevor der sauerste und am längsten leichtflüssig gebliebene Anteil der sauren Gangschmelze im Restraum D zur Erstarrung kam. Vermutlich haben auch erst dann die sauersten, fluidreichsten Schmelzreste links an den gekreppten Schollenrändern bei E auskristallisieren können (etwa in Kontraktionsresträumen). Fallblock am Rand des Hornkeeses (östlicher Gletscherteil) unterhalb des markierten AV-Weges Berliner Hütte – Berliner Spitze in etwa 2670 m Sh.

2. 2-Magmen-Gänge (2M-Gänge, composite dikes)

Im Zentralgneisgebiet des ZVK treten markante Gänge auf, die aus gegeneinander scharf begrenzten hellen und dunklen Schmelzanteilen zusammengesetzt sind (Abb. 3–11). Derartige Gänge kommen übrigens weltweit, wenn auch nicht sehr häufig, in der magmatischen Entwicklungsgeschichte vor allem kalkalkalischer Plutone vor (z.B. VERNON et al., 1988, Fig. 7; BARBARIN, 1991, Fig. 3B; WIEBE, 1988, Fig. 7; HAUSER & ZURBRIGGEN, 1992, Fig. 4–4). In der englischsprachigen Literatur wird für solche Gänge häufig der Begriff „**composite dikes**“ verwendet (z.B. WIEBE, 1973, 1988; TAYLOR et al., 1980; BARBARIN & DIDIER, 1991; FERNANDEZ & BARBARIN, 1991). Dagegen gibt es im deutschsprachigen Raum offensichtlich aufgrund unterschiedlicher genetischer Deutung noch keine allgemein verbreitete passende Bezeichnung für solche aus sauren und basischen (bis intermediären) Gesteinen „zusammengesetzte Gänge“. So werden beispielsweise im Zentralgneisgebiet des ZVK für solche Gänge recht verschiedene Begriffe wie etwa „Schollenmigmatit“ (KARL, 1959), „Intrusionsbreccie“ (KARL, 1964), „gemischter Gang“ (SCHINDLMAYR, 1993) oder „Brekziengang“ (WYSS, 1993) verwendet. Wir möchten hier dafür aufgrund der im folgenden darzulegenden genetischen Eigenschaften die deutsche **Kurzbezeichnung „2M-Gänge“** einführen.

Zur Definition: Als 2M-Gänge seien magmatische Gänge bezeichnet, in denen dunkle, mafische Schmelzen mit hellen, sauren Schmelzen zugleich eingedrungen sind, dann aber nicht als \pm homogenisierte Mischung, sondern als weiterhin dunkel und hell stark kontrastierende Schmelzen getrennt erstarrt sind, wobei die dunklen Teilkörper regelmäßig in der sauren „Begleitschmelze“ schwimmen und von letzterer z.T. auch noch durchhäutert werden.

Solchen 2M-Gängen wurde bisher im Untersuchungsgebiet nur wenig Beachtung geschenkt, obwohl sie eine im Gelände recht auffällige Erscheinung sind und außerdem eine aus-

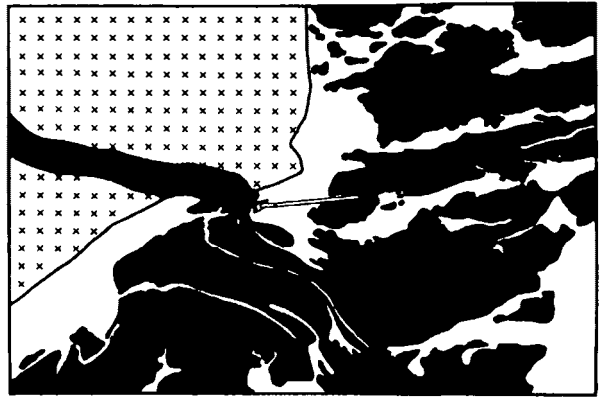


Abb. 8: Gleichzeitigkeit zweier Gangarten: Die Schmelze eines intermediären bis basischen Ganges dringt (links Mitte) aus dem tonalitisches-granodioritischen Hauptgestein kommend in einen 2M-Gang ein (beim Hammerkopf), und spaltet sich darin in mafische Teilkörper auf. Die mafische Schmelze bildet dabei typische Kontaktformen gegenüber der sauren Gangschmelze mit lappig-buchtigen Rändern und bis zu mehrere Dezimeter langen Schwundrissen (weitere Erklärungen im Text). Aufschlußskizze nach Photo; Gletscherschliff im Vorfeld des Schwarzensteinkees auf der orographisch linken Talseite in etwa 2590 m Sh.

gezeichnete Gelegenheit bieten, um die Interferenz gleichaltriger saurer und mafischer Schmelzen zu studieren und genetisch zu deuten. In der geologischen Übersichtskarte (Abb. 2) findet sich eine repräsentative Auswahl an Lokalitäten von 2M-Gängen.

2.1. Geländebefund

2M-Gänge treten im Untersuchungsgebiet zwar nicht so häufig auf wie Aplitgranite oder Ganggranite; sie lassen sich aber an etlichen Stellen vor allem auf den ausgedehnten Gletscherschliffen im Bereich des Zillertaler Hauptkammes beobachten (z.B. im Vorfeld des Schwarzensteinkees oder Hornkees) und bisweilen über mehrere 100 m weit verfolgen (Abb. 2). Die Meter- bis max. wenige 10er-Meter mächtigen 2M-Gänge intrudieren wohl als Spätphasen bzw. Nachschübe innerhalb des ZVK-Magmatismus mit scharfen Grenzen und im allgemeinen diskordant in das tonalitisches-granodioritische Hauptgestein (Abb. 3, 4, 6, 8, 9, 11). In der relativen zeitlichen Abfolge der diversen Gang-

generationen des ZVK durchschlagen hier übrigens die 2M-Gänge noch den Großteil der sauren Gänge, sind etwa gleich alt wie manche intermediäre bis basische, biotitreiche Ganggesteine²⁾, werden ihrerseits aber noch von späten Apliten (Abb. 11) und Lamprophyren³⁾ durchschlagen (vgl. z.B. CHRISTA, 1931; LAMMERER, 1986; SCHINDLMAYR & ARMING, 1991; SCHINDLMAYR, 1993).

2) Diese intermediären bis basischen, hier nicht eingehender berücksichtigten Gänge zählen ebenfalls zu den mafischen Bestandsmassen des ZVK. Solche scharf begrenzte mafische Gänge durchdringen ohne saure Begleitschmelzen mit reichsweiser unregelmäßig geschwungenem Verlauf ein offensichtlich noch nicht völlig verfestigtes und starres tonalisch-granodioritisches Hauptgestein, wodurch sie sich neben stofflichen Unterschieden auch schon im Gelände von den jungen, weitgehend gerade verlaufenden lamprophyrischen Spaltenfüllungen unterscheiden. Manchmal benützen die Schmelzen der reinen mafischen Gänge z.T. auch 2M-Gänge (oder saure Gangsysteme) als weitere Aufstiegsbahnen. So zeigt Abb. 8 links oben die Intrusion einer intermediären bis basischen Schmelze zuerst in den Tonalit und dann in einen 2M-Gang. Die darin sichtbare Aufspaltung in einzelne Teilkörper deutet darauf hin, daß zwischen derartigen mafischen Gängen und den stofflich ähnlichen mafischen Bestandsmassen der 2M-Gänge offensichtlich ein enger genetischer Zusammenhang besteht. Diesbezüglich zeigt auch WYSS (1993) in seinen geochemischen Untersuchungen, daß unter den mafischen Bestandsmassen der 2M-Gänge (bei ihm „Brekziengänge“), den mafischen Gängen (bei ihm „andesitische“ Gänge) und auch den MME (bei ihm „Endoxenolithe“) seitens der Geochemie durchaus große Affinitäten bestehen.

3) Mit vermutlich zeitlich etwas größerem Abstand treten außerdem lamprophyrische Gänge auf, die auch noch von der alpidischen Metamorphose erfaßt wurden. Unter den Lamprophyren konnte übrigens ein andersartig „zusammengesetzter Gang“ mit den verschiedenartigsten Einschlüssen beobachtet werden (vgl. Abb. 5-8 in REISSINGER, 1971: S. 34–36; Abb. a, b in LAMMERER, 1986: S. 61; Abb. 6, 28 in SCHINDLMAYR, 1993: S. 23, 53), der aber weder in seiner Entstehung, noch in der stofflichen Zusammensetzung der Einschlußkörper mit den hiesigen 2M-Gängen zu vergleichen ist. Die verschiedenartigen kristallinen Einschlüsse sind Nebengesteins-Xenolithe, die im Zuge der Intrusion des Lamprophyrs mitgerissen wurden („Explosionsbrekzie“). Jene ungünstigerweise z.T. auch für die 2M-Gänge verwendeten Begriffe „Intrusionsbrekzie“ (KARL, 1964) oder „Brekziengang“ (WYSS, 1993) würden hier eher passen.

Das gemeinsame Auftreten und Zusammenwirken von mafischen und sauren Intrusiva in 2M-Gängen kann z.T. in recht unterschiedlicher Form zum Ausdruck kommen, wobei zwischen dem dunklen und dem hellen Schmelzanteil in der Regel scharfe Grenzen bestehen. Die mafischen Anteile eines 2M-Ganges treten häufig in Form von unterschiedlich gerundeten bis eckigen, z.T. lappenförmig begrenzten Einschlüssen auf, die entweder einzeln oder auch dicht aneinandergedrängt in der sauren Begleitschmelze schwimmen (Abb. 3–11). Andererseits gibt es aber auch 2M-Gänge, in welchen die saure Schmelze stellenweise noch von mafischen Schmelzanteilen gangförmig durchdrungen wird, wobei hier dann die saure Gangschmelze nochmals in die Abkühlungs- bzw. Schwundrisse der mafischen Gangschmelze nachdringen kann. Es kann schließlich auch vorkommen, daß der basische Schmelzanteil innerhalb eines 2M-Ganges nebeneinander sowohl als zusammenhängender Gang, als auch in Form von Einschlüssen vorliegt (Abb. 6).

An einem Aufschluß war sogar zu beobachten, wie die Schmelze eines intermediären bis basischen Ganges, aus dem tonalisch-granodioritisches Hauptgestein kommend in einen 2M-Gang eindringt, und in diesem zu verschiedenen großen, z.T. mit Schwundrissen versehenen mafischen Einschlußmassen aufspaltet (Abb. 8).

Solche Phänomene, wie sie auch in den Abbildungstexten beschrieben werden, lassen sich nur dadurch erklären, daß sich im Gang die sauren und mafischen Magmen zur gleichen Zeit in \pm schmelzflüssigem Zustand befunden haben und auch etwa gleichzeitig in das tonalisch-granodioritische Hauptgestein intrudiert sind.

Die mafischen Bestandsmassen der 2M-Gänge unterscheiden sich übrigens ganz klar von den eckigen, z.T. gebänderten Nebengesteins-Xenolithen (ähnlich Abb. 13), wie sie noch am ehesten in Gängen des Pluton-Randbereiches auftreten können. Nur vereinzelt findet man in den 2M-Gängen nebenbei auch scharf begrenzte, eckige Schollen des vom Gang durchbrochenen tonalisch-granodioritischen Hauptgesteins.

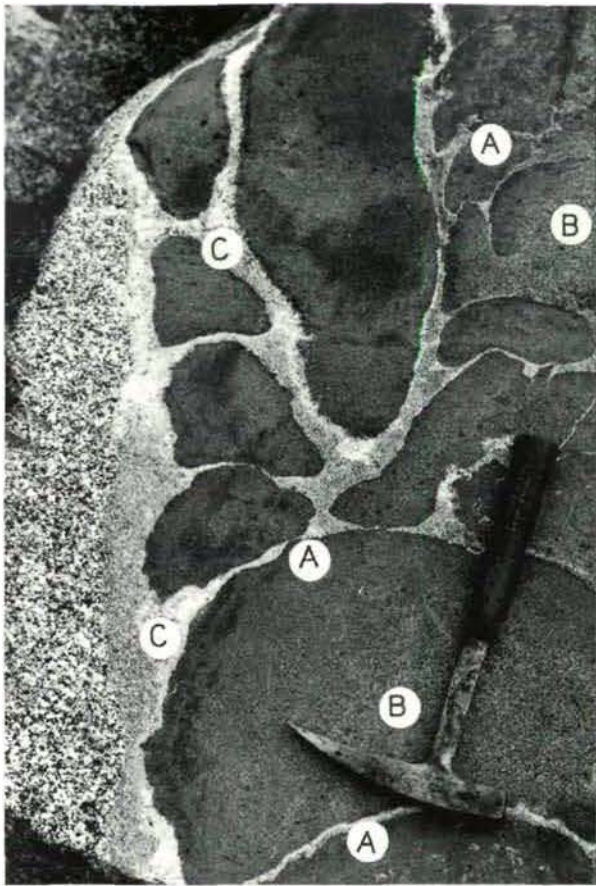


Abb. 9: Randbereich eines mehrere m mächtigen 2M-Ganges. Links der mittelkörnige Zillertaler Metatonalit als Nebengestein, rechts die mafischen und hellen Schmelzanteile des 2M-Ganges. Folgende Reaktionen zwischen den beiden koexistierenden Gangschmelzen lassen sich hier ableiten: Eine heißere dunkle Schmelze begann zuerst mit der relativ raschen Erstarrung innerhalb einer hellen Schmelze und bildete dabei pillowartige Teilkörper mit einer „abgeschreckten“ feinstkristallinen Erstarrungskruste A („chilled margin“). Vor allem die größeren „Pillows“ konnten gegen innere Partien (B) hin größer auskristallisieren. Besonders deutlich ist diese \pm kontinuierliche Korngrößenänderung in den beiden kleinen dunklen Lappen (rechts oben) zu sehen, wo die viel gröberkörnigen Partien (bei B) gegenüber der kühleren sauren Schmelze besonders geschützt gewesen sind. Auch die beiden Pillows unter dem Hammer sind einseitig abgeschreckt worden. Die saure Begleitschmelze hat sich im Kontakt mit dem noch kühleren tonalitisches Nebengestein zwar auch relativ rasch abgekühlt, im Vergleich zu den wärmeabgebenden Basitmassen blieb sie aber länger schmelzflüssig. Sie verfestigte sich erst nach der Formung der mafischen Körper, wobei die hellsten, sauersten Stellen z.T. als dünne Säume an die Pillows anschließen (Kontraktionsanzeichen?), und in manchen Zwickeln (C) auch einer pegmatoiden Restkristallisation entsprechen. Gletscherschliff am Rand des Hornkeeses (östlicher Gletscherteil) unterhalb des markierten AV-Weges Berliner Hütte – Berliner Spitze in etwa 2690 m Sh.

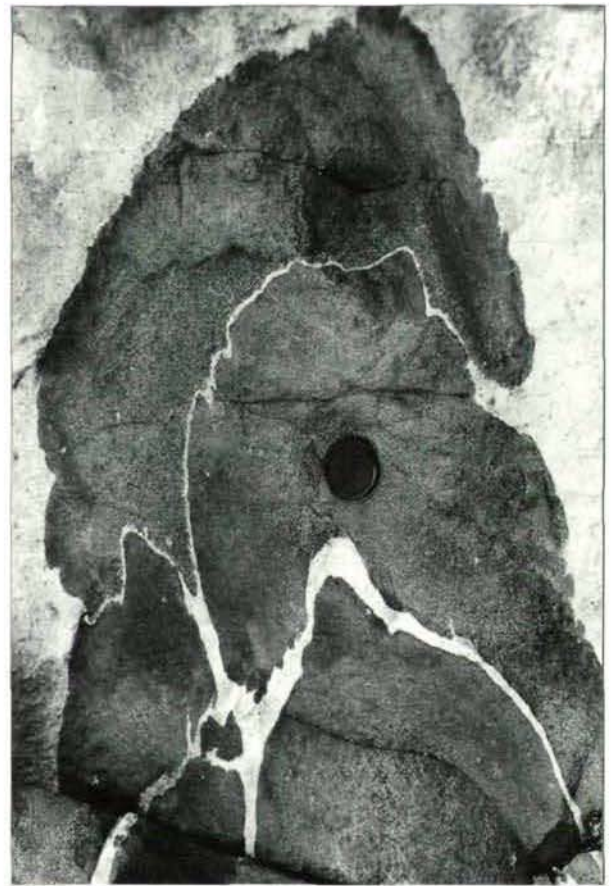


Abb. 10: Mafische Pillows im Inneren eines 2M-Ganges. Wie in Abb. 9 sieht man auch hier an den dunklen Körpern eine feinkörnigere Abschreckungsfront, die in einen klein- bis mittelkörnigen, offensichtlich langsamer auskristallisierten Innenbereich übergeht. Die übereinander gestülpten Pillows haben anscheinend die dazwischen befindliche saure Begleitschmelze z.T. noch weitgehend ausgepreßt und eine gemeinsame schwache Deformation erfahren. Gletscherschliff am Rand des Hornkeeses (östlicher Gletscherteil) unterhalb des markierten AV-Weges Berliner Hütte – Berliner Spitze in etwa 2690 m Sh.

2.2. Zur Petrogenese der 2M-Gänge

Schon die regelmäßig enge Verknüpfung der basischen bis intermediären Intrusiva mit sauren Gang- bzw. Aplitgraniten läßt auf eine regelmäßig gekoppelte Entstehung der beiden Magmatitgruppen schließen. Während der gemeinsamen Intrusion dürfte dann die basischere Schmelze, die als heißere Schmelze auf- bzw. eingedrungen ist und eine wesentlich höhere Solidustemperatur hat als ein tonalitisches oder gar

trondhjemitisch-aplitgranitisches Gestein, infolge von Wärmeaustauschprozessen offensichtlich unter Volumsverlust rascher abgekühlt sein (vgl. z.B. WIEBE, 1991). Die „abgeschreckte“ dunkle Schmelze weist zur saureren Gangschmelze je nach der lokalen Viskosität häufig typisch runde, lobenförmige bis pillowartige, globulitische und dabei im Detail auch z.T. feinkreppte, gekerbte Grenzen auf (Abb. 3–11), die aber innerhalb von Metern auch in glatte, gerade Grenzen sowie in scharfkantige Formen überleiten können (Abb. 3, 4, 5). In den mafischen Bestandsmassen der 2M-Gänge können sich im Zuge der allgemeinen Abkühlung enge Spalten, Spannungs- und Schwundrisse bilden (z.B. Abb. 7, 11), in welche die saure Schmelze ihrerseits noch nachdringt (vgl. auch Abb. 4 in KARL, 1964). Dabei können von der leichtflüssigeren sauren Begleitschmelze auch kleinere mafische Körper abgelöst und in zähem bis festem Zustand, und daher mit z.T. bruchstückhafter Gestalt, weiter transportiert werden (Abb. 4, 5, 7, 11).

Die mafischen und die sauren Anteile der 2M-Gänge haben sich also anfangs zugleich in \pm schmelzflüssigem bzw. schmelzbreiartigem Zustand befunden, ohne daß es dabei zu einer deutlichen Vermischung oder gar völligen Homogenisierung der beiden Magmen gekommen ist. Dieses Phänomen der unvollständigen Vermischung zweier ungleich zusammengesetzter Schmelzen wird im allgemeinen als „**Magma-Mingling**“ (zit. Lit. in DIDIER & BARBARIN, 1991a) bezeichnet. Im Vergleich mit dem anderen weitverbreiteten Mingling-System MME/Wirtsgestein (siehe Kap. 3) ist bei den 2M-Gängen die Erstarrung der dunklen und hellen Schmelzanteile aber relativ rasch erfolgt, was vor allem in einer pillowförmigen Ausbildung sowie in einem z.T. dichten Abschreckungsrand („chilled margin“) mancher mafischen Komponenten zum Ausdruck kommt (z.B. Abb. 9, 10). Die vielfältige Gestalt der mafischen Körper in den 2M-Gängen mit den typisch gelappten bzw. gekräuselten Rändern und den Übergängen in mehr zusammenhängende basische Gangstücke, wie z.B. in Abb. 4 und 6,

weist darauf hin, daß die Erstarrung beider Magmen \pm in situ erfolgt ist. Im Gegensatz dazu konnten die MME (siehe Kap. 3) im Zuge der Platznahme ihres Wirtsgesteins als unterschiedlich kompakte kleine Körper viel weiter mitgerissen werden, wodurch sie offensichtlich eine gewisse Angleichung in ihrer Gestalt erfahren haben (vgl. z.B. auch DIDIER, 1987). Durch die langsamere Abkühlung blieb den MME auch wesentlich mehr Zeit zur Wärmeabgabe sowie zum Stoffaustausch mit den tonalitisches-granodioritischen Wirtsganitoiden, während so deutliche Abschreckverbände zwischen hell und dunkel, wie z.B. auf Abb. 7, 9 und 10, bei den MME seltener entwickelt sind (vgl. Kap. 3).

Manchmal weisen die mafischen Teilkörper in den 2M-Gängen selbst noch deutlich dunklere, kleinere Einschlüsse von pillowartiger, aber auch eckiger Gestalt auf, wie z.B. in Abb. 11. Derartige „zusammengesetzte Einschlüsse“ („2-Magmen-Einschlüsse“, „composite enclaves“) sind sichtlich das Resultat mehrphasiger Magmen-Mingling-Prozesse, die vermutlich Weiterbewegungen während verschiedener Reifestadien im Intrusions-, Reaktions- und Abkühlungsprozeß entsprechen. Im vorliegenden Fall wären zumindest drei unterschiedlich zusammengesetzte Schmelzen beteiligt, wobei der hiesige große, dunkle 2-Magmen-Einschluß eine frühe Magmenmischungsphase (1. Mingling-Prozeß) zwischen einer früher erstarrenden basischeren und einer etwa intermediären Schmelze repräsentieren würde. Beim Zusammentreffen mit einer weiteren, viel saureren Schmelze (in unserem Fall mit der hellen Begleitschmelze) in einem vermutlich höheren tektonischen Niveau konnte es dann zu einem 2. Mingling-Prozeß kommen. Voraussetzung für derartig komplexe Mischungsvorgänge wäre eine relativ raschere Abkühlung und schnellere Kristallisation bis Verfestigung des basischeren Magmas vor oder beim Kontakt mit dem jeweils saureren Magma. Auch die Bildung des jetzt vorliegenden mächtigen, komplexen Ganges von Abb. 11 ist schließlich in einer kälteren Umgebung, also z.B. in einem hochplutonischen Niveau bzw. in einer plutonischen Spätphase anzunehmen, bei der

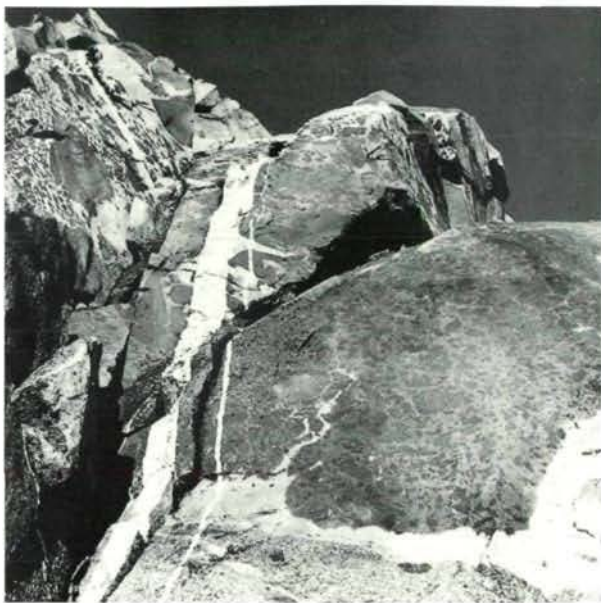


Abb. 11: Ein etwa 10–20 m mächtiger 2M-Gang mit sehr verschiedenen großen, dunklen Einschlüssen steckt diskordant im tonalitisches-granodioritischen Hauptgestein. Die Intrusionsgrenze vom 2M-Gang gegen den Tonalit ist nur unten, und zwar rechts vom jungen, alles steil durchschlagenden Aplitgang gut zu sehen. Im Gang ist die vorwiegend etwa intermediär zusammengesetzte, besonders große Einschlußmasse (rechte Bildhälfte) am Unterrand noch deutlich lappig gegen die saure Gangschmelze ausgebildet. Im Inneren weist diese auffallend inhomogene Einschlußmasse jedoch eine Vielzahl von kleinen, meist eckigen basischen Einschlüssen auf. Ein solcher „zusammengesetzter“ Einschlußkörper („composite enclave“) weist auf komplexe, mehrphasige Magmenmischungsvorgänge hin (Erklärung im Text, Kap. 2.2.). Derselbe Großeinschluß zeigt außerdem verästelte Schwundrisse, in welche die saure Begleitschmelze nachgedrungen ist. Die krumme Form der Verästelung läßt sich durch die wechselhafte Festigkeit im heterogenen Großeinschluß unschwer verstehen. Im linken oberen Teil des Bildes ist die dioritische Gangfüllung in zahlreiche größere und kleinere Schollen aufgelöst. Südlicher Wandfuß der Felshalbinsel im Schwarzensteinkees – etwa 800 m SW des Großen Mörchner – in 2850 m Sh.

zumindest ein großer Teil des Plutons, wie unseres ZVK, bereits weitestgehend erstarrt war, denn sonst hätte ja die große Spalte gar nicht so aufreißen können.

Zur Herkunft der sauren Ganganteile

Da gibt es theoretisch verschiedene Möglichkeiten: Zum einen könnten die hellen und die mafischen Anteile der 2M-Gänge auf zwei von-

einander unabhängige Schmelzen zurückgehen, die eher zufällig in derselben Spalte des weitgehend verfestigten Hauptgesteins zusammengetroffen sind (ähnlich wie in Abb. 8). So könnte beispielsweise ein mafischer Gang einem sauren Gang gefolgt sein und in diesem \pm schollig zerlegt und netzartig durchzogen worden sein. Es könnte aber auch ein von unten eindringender mafischer Gang einen sauren Anteil von dem noch flüssigen tieferen Teil des Plutons mitgerissen haben.

Andererseits sind manche 2M-Gänge von einer Vielzahl so eng aneinander gepreßter, mafischer Einschlüsse erfüllt, daß die helle Gangschmelze nur mehr als schmale Riß- und Zwickelfüllung auftritt, und der dunkle Anteil ist dazu auch noch sichtlich aktiv mit Loben- und Pillowformung. Gerade an solchen Aufschlüssen wäre es naheliegend, daß die meist besonders feinkörnige, saure Begleitschmelze gar nichts Fremdes darstellt, sondern nicht viel tiefer unten infolge von Wiederaufschmelzung des gröberkörnigen tonalitisches-granodioritischen Hauptgesteins (wo dieses noch dem Solidus näher war) durch die dort auch in größeren Ausmaßen (vgl. Kap. 4) auftretende heiße basische Schmelze selbst erzeugt wurde, und zwar als Produkt einer Art „Kontaktanatexis“ (vgl. z.B. BERTHELSEN, 1972; BARBARIN & DIDIER, 1991).

Die Stichprobe der Begleitschmelze eines 2M-Ganges zeigte hier jedenfalls leukotonalitische Zusammensetzung. Zumindest da könnte somit die Begleitschmelze durchaus durch eine Wiederaufschmelzung des bereits einigermaßen verfestigt gewesenen tonalitisches Hauptgesteins unter Ausschmelzung des leichtest schmelzbaren Anteils erklärt werden. Würde es sich dagegen um eine sonstige saure späte Schmelze des sich abkühlenden Zillertal-Venediger-Plutons handeln, so wäre erfahrungsgemäß doch mit einem höheren Kalifeldspat-Gehalt zu rechnen gewesen.

Dem Modell der kontaktanatektischen Entstehung wird in den meisten Fällen der Vorzug zu geben sein, da auf diese Weise gerade die so regelmäßige Kombination der mafischen Schmel-

zen mit den „Begleit-Schmelzen“ am besten erklärt werden kann. Letztere könnten freilich auch z.T. aus sonstigen Nebengesteinen ausgeschmolzen worden sein. In unserer Stichprobe konnten jedoch keine fremden Zirkone (z.B. aus Paragneisen) festgestellt werden. Sie enthielt nur solche Zirkone, wie sie auch für den Zillertal-Venediger-Tonalit typisch sind.

3. Kleine dioritische Enklaven (MME)

In den tonalitisch-granodioritischen Gesteinen des ganzen, ca. 60 km langen Zillertal-Venediger-Kerns befinden sich als typisches Merkmal meist etwa faustgroße, aber auch bis 1 m große, biotitreiche Einschlüsse, die sich durch die dunkle Farbe und die feinere Körnung meist auffallend vom saureren Wirtsgestein abheben (Abb. 12, 14).

Diese so verbreiteten dunklen, fein- bis feinkörnigen Einschlüsse werden im allgemeinen mit verschiedenen Namen wie Diorit-Enklaven, endogene Einschlüsse, endogene Xenolithe, basische oder mafische Einschlüsse bezeichnet. In der modernen englischsprachigen Literatur findet man häufig Namen wie „mafic microgranular enclaves“ (z.B. DIDIER, 1973), „mafic microgranitoid enclaves“ (ab VERNON, 1983), „mafic microdiorite enclaves“ (z.B. HOLDEN et al., 1987) oder „mafic magmatic enclaves“ (ab BARBARIN, 1988). Als Kurzbezeichnung dieser Einschlüsse wird im folgenden die für alle genannten englischen Begriffe gleich lautende **Abkürzung „MME“** (DIDIER & BARBARIN, 1991b) verwendet, die zugleich auch mit der Abkürzung für die deutsche Übersetzung „mafische magmatische Einschlüsse“ übereinstimmt.

3.1. Geländebefund

Die MME finden sich hauptsächlich in den tonalitisch-granodioritischen Gesteinen des ZVK. Sie erscheinen oft über weite Strecken

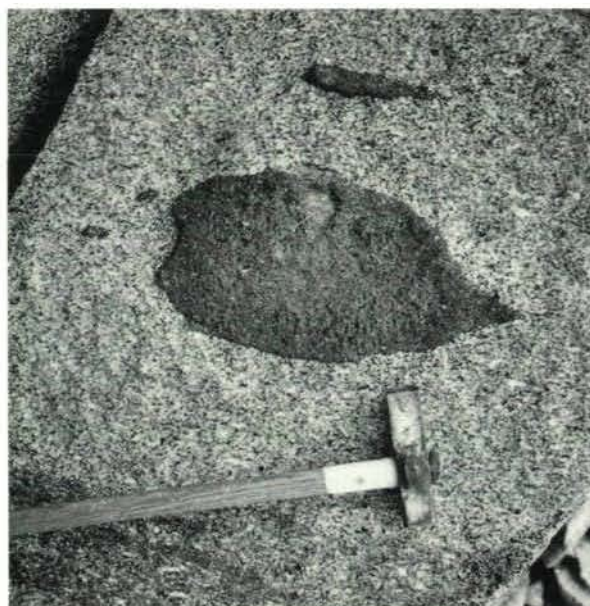


Abb. 12: In der Mitte ein Beispiel eines endogenen MME von dioritischer Zusammensetzung (massig; weder gebändert noch geschiefert; etwa 30 cm lang) im tonalitisch-granodioritischen Wirtsgestein. Seine Form erinnert an einen (besonders außen) gegenüber der Umgebung rasch abgekühlten und erstarrten Magmatropfen. Die ungleichmäßig gelängten Formen der dioritischen Enklaven (auch jene oben Mitte und unten links) dürften hier bis zu einem gewissen Grad noch die Deformation und Einregelung im tonalitischen Magma widerspiegeln (Fließregelung). Das Nebeneinander so verschieden gedehnt erscheinender Einschlußformen im undeutlich geregelten Tonalit läßt auf einen recht unterschiedlich konsistenten oder viskosen Zustand dieser MME innerhalb der sauren Wirtsgesteinsschmelze während des Intrusionsgeschehens schließen. Das kann bei entsprechender Auflockerung des mafischen Schmelzbreies (links unten) bis zum Zerfließen gehen. NE Wandfuß des Horn (Kote 2647) in 2460 m Sh.

recht gleichmäßig locker verteilt. In den saureren Granitoiden (saure Metagranodiorite, Metagranite) nehmen sie gegenüber dem Tonalitbereich an Anzahl und Größe deutlich ab oder fehlen völlig. Sie haben oft runde bis ovale Formen (Abb. 12), im Gegensatz zu den oft kantig-eckigen exogenen Einschlüssen (Xenolithe des Alten Daches, z.B. Lagengneise, Bändergneise, Abb. 13). Die MME kann man im gesamten Zentralgneisgebiet des ZVK regelmäßig beobachten und dabei keine Abhängigkeit von der Entfernung zum Plutonkontakt feststellen, während demgegenüber die exogenen Xenolithe viel seltener, und im wesentlichen nur im Randbereich des Plutons auftreten.



Abb. 13: zeigt im Gegensatz zu Abb. 12 vorplutonisch gefaltete und gebänderte Nebengesteinsxenolithe, die von den intrusiven Granitoiden des Zillertal-Venediger Plutons aus dem nahen alten Dach („Greinerformation“) übernommen wurden. Die alte Gefügeprägung bzw. die Streifengneisausbildung dieser exogenen Xenolithe ist vom Granitoid diskordant abgeschnitten. SW der Berliner Hütte, Zembachschlucht-Ausgang in 2000 m Sh.

Selten sind auch ganze Schwärme von MME zu finden, wie WYSS sie vom hiesigen Gebiet abbildet (1993, Abb. 12: 446; vgl. auch ARMING, 1993, Abb. 8: 29) und dazu modellhaft ihre Entstehung aus vermutlich recht frühen basischen Gängen skizziert. Eine solche Ableitung ist sehr plausibel, wurde doch ein so enger Zusammenhang im Gebiet des Bergeller Plutons bereits von DIETHELM (1990) beobachtet.

In ihrem makroskopischen Erscheinungsbild sind die MME einander sehr ähnlich. Wenn sie auch eine unterschiedliche, etwa knollige bis fischförmige Gestalt haben, so sind sie innen doch \pm homogen gleichkörnig. Sie unterscheiden sich damit deutlich von den verschiedenartigen exogenen, \pm kantigen Einschlüssen, die häufig auch noch ein altes (vortonalitiches), gebän-

deres und z.T. gefaltetes Gefüge aufweisen (Abb. 13). Die Gefügeprägung jener metatektischen Biotitgneis- oder Bändergneisxenolithe steht bisweilen noch deutlich diskordant zum umgebenden Zentralgneis (falls dieser nicht alpidisch zu stark geschiefert wurde), und die Schollen können auch gegeneinander verdreht sein, wodurch eindeutig ein vorplutonisches, also voralpidisches Alter dieser exogenen Xenolithe belegt wird. Lithologisch entsprechen die exogenen Nebengesteinseinschlüsse großen Teilen der Greinerformation, sodaß es nahe liegt, sie als Reste des stark deformierten und hochmetamorphen Alten Daches (Greinerformation) des variszischen Zillertaler Plutons zu interpretieren. Übergangsformen zwischen den endogenen MME und den exogenen Einschlußtypen konnten nicht festgestellt werden.

Die MME sind in den bei der alpidischen Orogenese tektonisch stärker beanspruchten Gebieten auch (sub)parallel zur Hauptschieferung gestreckt und eingeregelt worden, wobei sie je nach Verformungsgrad oval bis fischförmig gelängt sind. In besonders stark tektonisierten Gebieten, wie z.B. im Tonalit- bis Granodioritgneis westlich des Gr. Mörchners, können sie sogar zu einem Längen-/Dicken-Verhältnis von bis zu 50 : 1 ausgedünnt sein (vgl. Abb. 14, 15 in SCHINDLMAYR, 1993: 36–37). Daß es sich bei solchen dann z.T. lagig aussehenden Tonalitgneisen mit vielen ausgedünnten MME nicht um Paragesteinsanatekite handelt (vgl. KARL, 1966), konnte durch vergleichende zirkontypologische Untersuchungen belegt werden (SCHINDLMAYR, 1993).

Die überwiegend ellipsoidalen oder fischartigen Formen in den gering deformierten Plutonpartien müssen freilich nicht immer nur durch alpidisch-tektonische Beanspruchungen verursacht worden sein, sondern es ist manchmal im Gelände gut ablesbar (z.B. in Abb. 6), daß sie bis zu einem gewissen Grad auch noch die lokalen Einströmungsgefüge des tonalitischen Magmas widerspiegeln, wobei sie auch selbst je nach Kohärenz, oder z.B. entsprechend ihrer jeweiligen Durchtränkung mit Porenschmelze, verschieden stark deformiert wurden, was ein

variabel plastisches Verhalten der Einschlüsse gegenüber dem zähflüssigen Wirtsgesteins-Schmelzbrei voraussetzt (Abb. 12).

Die MME haben in der Regel recht scharfe Grenzen zum Wirtsgestein (Abb. 12, 14). Helle Reaktionssäume sind sehr selten, ja sie fehlen im allgemeinen. Manchmal haben die MME aber einen schmalen, feiner kristallinen, dunkleren Rand ausgebildet (Abb. 12 Mitte; vgl. auch Abb. 1, 2 in KARL, 1964: 10), der wohl am ehesten als Abschreckrand („chilled margin“) – ähnlich wie bei manchen mafischen Körpern der 2M-Gänge – infolge relativ rascher Abkühlung der MME-Schmelze beim Kontakt mit dem weniger heißen Wirtsgesteins-Schmelzbrei zu erklären ist (vgl. z.B. EBERZ & NICHOLLS, 1988).

3.2. Petrographie der MME

Ein wesentliches Merkmal der MME des ZVK ist der hohe Gehalt an Biotit (z.T. bis zu 50%), demgegenüber die anderen Hauptgemengteile Plagioklas, Quarz und Klinozoisit deutlich zurücktreten. Hornblende und Kalifeldspat kommen in den MME in der Regel nur dann vor, wenn sie auch im umgebenden Metatonalit zu finden sind. Der genannte hohe Biotitgehalt dürfte jedoch wegen der strukturellen wie mineralogischen Änderungen bei der alpidischen Metamorphose nicht mehr exakt dem primären Biotitbestand des Ausgangsmaterials



Abb. 14: Teil eines MME mit scharfer Grenze zum umgebenden Metatonalit. Am Kontakt kann man einzelne größere, helle Kristalle erkennen, welche vom Wirtsganitoid in den dunklen Einschluß hineinreichen. Auch innerhalb der im allgemeinen sehr feinkörnigen Textur der Enklave finden sich einzelne auffällig größere Kristalle (Plagioklas- und Quarz-„Xenokristalle“) eingemengt, die gelegentlich auch gemeinsam in Form von kleinen, isolierten, tonalitähnlichen Aggregaten auftreten können (nähere Erklärungen im Text). Fallblock in der Roßrugg E-Flanke in 2350 m Sh.

entsprechen, sondern erhöht sein. Vergleicht man beispielsweise MME aus jüngeren und mineralogisch geschonteren Plutongebieten (z.B. Adamello, Bergell), so findet man dort einen beachtlichen Prozentsatz von Hornblende anstelle der hier überwiegenden Biotite. Das dürfte die Vermutung begründen, daß auch die MME des ZVK ursprünglich einen höheren Hornblende-

MME-Nr.	Qu	Plag ^{*)}	Kf	Bi	Kl/Ep Or ⁺	Hbl	Ti	Cc	Akz
A6/88-2	2,1	27,5	-	50,8	16,6	-	1,4	x	x
A10/89	7,4	30,1	-	49,8	7,6 ⁺	x	1,1	2,1	1,1
A60/90	18,5	32,7	x	32,6	13,9 ⁺	-	x	1,7	x

Tab. 1: Modalanalysen von typischen MME des ZVK: Auszählung von je 1000 Dünnschliffpunkten, Angaben in Vol.-%. Die untersuchten Proben haben (meta)dioritische (A6/88-2, A10/89) und (meta)tonalitische (A60/90) Zusammensetzung (nach STRECKEISEN, 1974).

*) Die Mikrolithenfüllung der jetzt meist als Oligoklas vorliegenden Plagioklase wurde, soweit eindeutig als Entmischung in Plagioklasen zu erkennen, zum Plagioklas gerechnet.

-...abwesend; x...unter 1%; Or+...Orthit anwesend

gehalt gehabt haben. Bereichsweise finden sich aber auch im Untersuchungsgebiet noch hornblendereiche Varianten (vgl. KARL, 1959; REISINGER, 1971). Überdies sind auch die z.T. häufig auftretenden Klinozoisite im wesentlichen als sekundäre Neubildungen (hauptsächlich aus Plagioklas) bei der alpidischen Metamorphose aufzufassen.

In manchen MME befinden sich auffallende, bis maximal 1 cm große „Megakristalle“, welche den Enklaven bisweilen ein porphyrtartiges Gefüge verleihen (Abb. 14). Dabei sind es vorwiegend Plagioklase und Quarzkornaggregate, seltener auch Biotit, die einsprenglingsartig oder zu Großkornaggregaten gruppiert in unterschiedlicher Verteilung und Größe aus der feinkörnigen Grundmasse der MME hervortreten (siehe Kap. 3.2.2.).

3.2.1. MME unter dem Mikroskop

Im folgenden werden nur einige ausgewählte Beobachtungen aus 4 Dünnschliffen wiedergegeben:

Das Strukturbild der feinkörnigen MME wird im allgemeinen von mehr oder weniger hypidiomorphen Biotitblättchen sowie von überwiegend xenomorphen, aber z.T. auch von auffallend mikrolithenreichen Plagioklaskörnern bestimmt. Quarz ist eher untergeordnet als Zwickelfüllung anzutreffen.

Die makroskopisch scharfe Grenze zwischen MME und Wirtsgestein äußert sich unter dem Mikroskop meist durch ein relativ abruptes Einsetzen der feinkörnigen Ausbildung der Enklaven, wobei größere Kristalle des Wirtsgesteins in die Enklaven hineinreichen können. In den untersuchten Schliffen zeigt sich weder eine randliche Anreicherung einer Mineralart wie z.B. Biotit (also kein Reaktionsraum), noch ein allmählicher Übergang durch Abnahme der Korngrößen von Wirtsgestein zu MME. Manche Enklaven können allerdings einen feinkörnigeren Rand (chilled margin) ausgebildet haben, wie sich schon mit freiem Auge erkennen läßt (vgl. Kap. 3.1.).

Von den Hauptgemengteilen ist vor allem der **Plagioklas** hervorzuheben, der in drei Ausbildungsformen auftritt: meist als 0,1–0,8 mm große Körner der MME-Grundmasse, unter denen sich wiederum äußerst mikro-

lithenreiche (**Typ 1**) von mikrolithenarmen Plagioklasen (**Typ 2**) unterscheiden lassen, und selten als weitgehend idiomorphe, bis etwa 10 mm große Individuen (**Typ 3**; Abb. 14, 15). Alle drei Plagioklastypen sind heute im allgemeinen der alpin-metamorphen Oligoklas-Stabilität angepaßt (häufig An 20 bis 25%), ganz vereinzelt treten aber auch noch reliktsche Plagioklase mit stellenweise etwas höheren An-Gehalten auf (Typ 1 und Typ 3 gehen in manchen MME innen bis etwa 40%). Jene intensiv mit Mikrolithen gefüllten Plagioklase vom Typ 1 dürften primär einen wesentlich höheren An-Gehalt gehabt haben (vermutlich Labradore, vgl. z.B. KARL & SCHMIDEGG, 1964) und offensichtlich die alte, primärmagmatische Plagioklas-Generation der MME mit ihren basischen Kernen repräsentieren. Manchmal sind solche Plagioklaskörner vor allem in den Kernbereichen sogar derartig stark von Klinozoisit/Zoisit erfüllt, daß von der Plagioklassubstanz fast nichts mehr sichtbar ist. Im Gegensatz dazu dürfte der Großteil jener kaum mit Mikrolithen gefüllten, und bisweilen deutlich inverszonar gebauten klaren Plagioklase vom Typ 2 im Zuge der alpidischen Metamorphose gebildet worden sein. Bei den großen, z.T. komplex verzwilligten Plagioklasen vom Typ 3 handelt es sich jedoch im wesentlichen um „Xenoplagioklase“, die aus dem umgebenden tonalitischesch-granodioritischen Wirtsgestein übernommen wurden (siehe Kap. 3.2.2.).

Neben den weiteren Hauptgemengteilen Biotit, Quarz und Klinozoisit kommen auch noch Hornblende, Kalifeldspat, Zoisit/Epidot, Titanit, Karbonat sowie akzessorischer Granat, Orthit, Zirkon, Apatit und opakes Erz vor (vgl. Tab. 1).

3.2.2. Zur Deutung der „Megakristalle“ als „Xenokristalle“

Die Entstehung bzw. Herkunft von „Megakristallen“ in MME könnte prinzipiell einerseits durch mechanische Einmischung von außen („Xenokristalle“), andererseits durch porphyroblastisches „in-situ-Wachstum“, aber auch als „primäre Einsprenglingsbildung“ in einer porphyrischen dioritischen Schmelze erklärt werden. Zur Klärung dieser Problematik werden vor allem die großen Plagioklase herangezogen, da diese in Form von genetisch recht bezeichnenden, nämlich in komplex verzwilligten und z.T. schön idiomorph ausgebildeten Indivi-

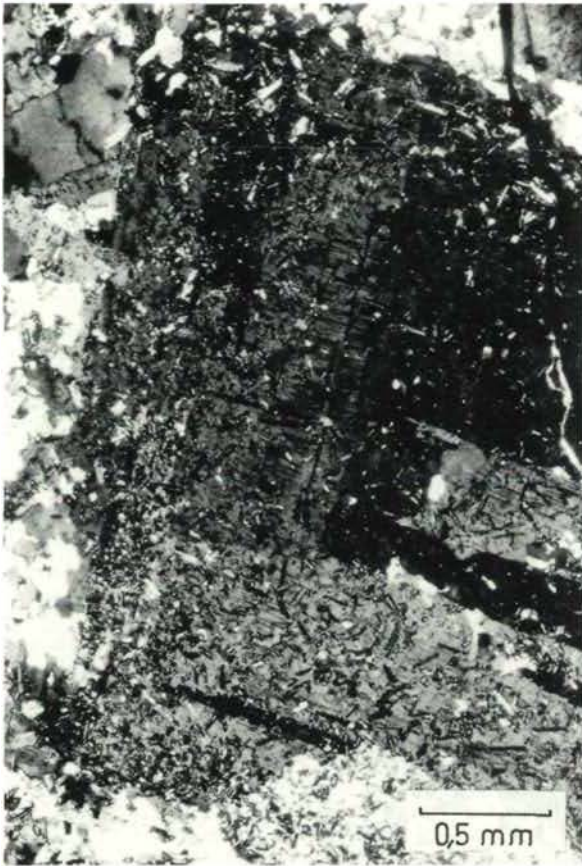


Abb. 15: Ein Teil eines größeren, in einem MME eingeschlossenen, komplex verzwilligten und noch deutlich primärzonal gebauten Plagioklas-„Xenokristalls“ mit hauptsächlich Zoisit-/Klnzoisit-Mikrolithenfüllung. Daß es sich bei solchen Großplagioklasen um aus dem granodioritischen Wirtsgestein übernommene Plagioklasen handelt, wird im Text erörtert (Kap. 3.2.2.), gekreuzte Polarisatoren: MME (A60/90) aus Granodiorit-Block im Waxeggbach in 1900 m Sh.

duen auftreten (Abb. 15), während die Quarzaggregate kaum Entscheidungskriterien liefern.

Ein wesentliches Argument für die Abstammung der MME-Megaplagioklasen aus dem helleren Wirtsgestein ist deren weitgehende Übereinstimmung mit den Plagioklasen der umgebenden Metatonalite bis Metagranodiorite. Sie gleichen sich weitgehend in Korngröße und -form, sowie auch in der speziellen Zwillingsbildung und Füllungsichte. Größere Kristalle des Wirtsgesteins reichen übrigens in manche Enklaven hinein oder stecken förmlich in ihnen (Abb. 14), was als weiterer Hinweis für eine mechanische Einmischung von außen in einen dioritischen Schmelzbrei der MME gelten kann. Auch der ursprüngliche chemische Zonarbau wird wie bei den Plagioklasen des tonalitischen Wirtsgesteins durch

lockere, im Kern konzentrierte oder ringförmige Mikrolithenanreicherungen abgebildet. Klnzoisit und Zoisit, die bevorzugten Füllungsminerale der Megaplagioklasen, stimmen vom Mikrolithentyp und der Verteilungsdichte entsprechend der Klassifikation von CHRISTA (1931: 557 f) gut mit den Plagioklasen aus den Metatonaliten und -granodioriten überein. Auffallend ist allerdings eine intensive Mikrolithenanreicherung am Rand mancher Großplagioklasen, wie sie in dieser Form in den Nebengesteins-Plagioklasen nicht zu beobachten ist. Nach außen folgt dann noch ein sehr schmaler, mikrolithenarmer Plagioklas-Anwachsraum. All diese Beobachtungen an den MME-Megaplagioklasen lassen sich gut durch deren mechanische Einmischung von der teilweise auskristallisierten Wirtsgesteinsschmelze her erklären: Die Einbringung von idiomorphen, komplex verzwilligten Plagioklasen in die basischere Enklavenschmelze dürfte in manchen Fällen zuerst eine beginnende Zurundung (Teilresorption), und dann kurzzeitig ein Weiterwachsen mit erhöhtem An-Gehalt bewirkt haben, was auch die entsprechende sekundäre Mikrolithenanreicherung am Saum erklären würde. Der letzte, mikrolithenfreie Anwachsrand (ein Oligoklas) dürfte schließlich „in situ“ im Zuge endomagmatischer Reaktionen vorgebildet worden sein, und sich wegen seines geringen An-Gehaltes bei der alpidisch-metamorphen Überprägung weitgehend stabil verhalten haben.

Bemerkenswert ist auch die Tatsache, daß daneben der Quarz- und Plagioklasengehalt der MME-Grundmasse weitgehend unabhängig von der Anzahl und Größe der Plagioklas- und Quarz-Megakristalle ist. Demnach sind die Variationen im Modalbestand der MME nur z.T. auf einen unterschiedlichen Fraktionierungsgrad der MME-Schmelze zurückzuführen, z.T. aber auf die jeweilige Menge der vom umgebenden Wirtsgestein her eingemengten Plag- und Quarz-Megakristalle.

Allen Anzeichen nach handelt es sich bei den Megakristallen also um wirkliche „Xenokristalle“, die für die petrogenetische Interpretation der MME insofern von besonderer Bedeutung sind, weil für die mechanische Einmischung der „fertig auskristallisierten“ Wirtsgesteins-Plagioklasen in die MME bereits eine weit fortgeschrittene Kristallisation der Wirtsgesteinsschmelze, und zugleich ein noch immer mobiler Zustand des MME-Schmelzbreies vorausgesetzt werden muß. Im Zuge des im großen etwa gleichzeitig ablaufenden Intrusions- und Kristallisationsprozesses der MME-Schmelze und der

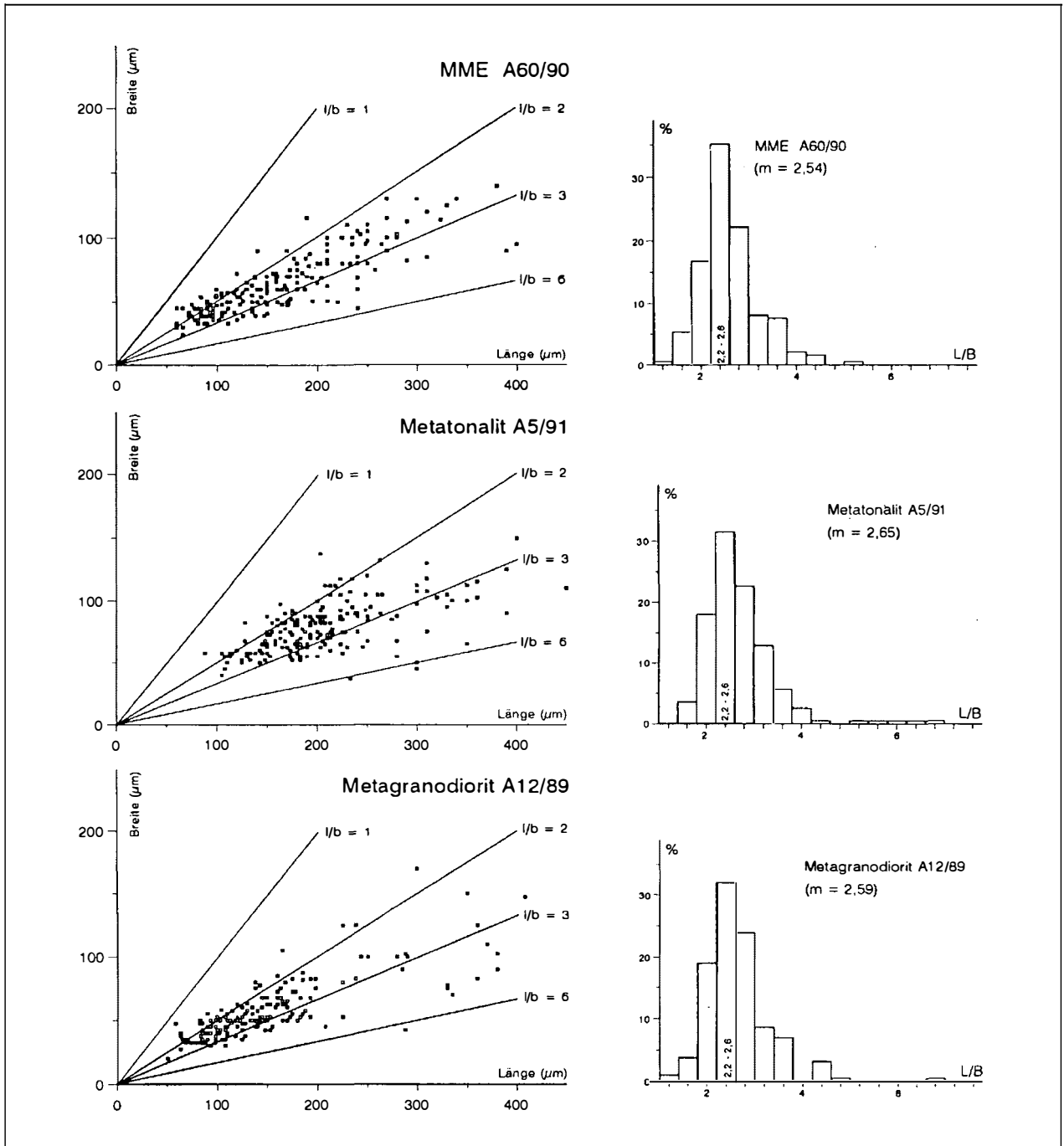


Abb. 16: Zirkonstatistischer Vergleich eines MME (A60/90) gegenüber zwei typischen Wirtsganitoiden (A5/91, A12/89). Die Fundpunkte der Proben von Abb. 15-17 sind in der Probenkarte von SCHINDLMAYR (1993) eingezeichnet.

Linke Spalte: Diagramme zur Darstellung von Längen- und Breitenabmessungen unzerbrochener Zirkone. In diesen Diagrammen können die absoluten Größen der im Streupräparat auftretenden Zirkone einer Probe direkt miteinander verglichen werden.

Rechte Spalte: Dazugehörige Elongations-Histogramme, in denen die prozentuelle Häufigkeit der Länge/Breite-Verhältnisse dargestellt wird (je Probe etwa 300 unzerbrochene Zirkone). L/B-Klassen auf der Abszisse: 1–1,4; 1,4–1,8; 1,8–2,2; 2,2–2,6; usw.; m...rechnerischer L/B-Mittelwert.

Wirtsgesteinsschmelze kommt es jedoch, ähnlich wie bei den 2M-Gängen (siehe Kap. 2), zu keiner homogenisierenden Vermischung der beiden Magmen. Das Mingling zwischen MME- und Wirtsgesteinsschmelze betrifft den Gesamtpluton und findet daher bereits spätestens während der Hauptphase der Pluton-Platznahme statt, wogegen die 2M-Gänge bloß lokale Mingling-Prozesse in der Endphase der magmatischen Entwicklung des ZVK repräsentieren (vgl. Kap. 2).

Eine Entstehung von Megaplagioklasen als Einsprenglinge im dioritischen Magma selbst würde jedenfalls stärker gefüllte Plagioklase erwarten lassen, als in Abb. 15 gezeigt wird. Ein geringer Teil der Mega-Plagioklase könnte prinzipiell auch durch porphyroblastische Sprossung entstanden sein. Dann würden eine runde Form mancher Körner oder der \pm gleichmäßig über das ganze Korn verteilte Einbau von Fremdmineral-Einschlüssen (keine Entmischungsmikrolithen) am ehesten für eine kristalloblastische Natur derartiger Megaplagioklase sprechen. Manche Autoren führen freilich den Großteil der Megakristalle in den MME auf porphyroblastische Entstehung zurück (z.B. GANSSER & GYR, 1964; REISSINGER, 1971; BAILEY, 1984), meist ohne dafür Belege zu bieten.

In den untersuchten MME des ZVK dürften jedenfalls allen Anzeichen nach die vom Wirtsgestein übernommenen Megaplagioklase den eventuell vorhandenen Anteil an blastisch gewachsenen Megakristallen bei weitem übertreffen. Übrigens zeigen viele Arbeiten über MME aus anderen Granitoidgebieten, daß offenbar eingemengte Xenokristalle (z.B. auch Kalifeldspat oder Apatit) weltweit immer wieder und nahezu charakteristisch in MME auftreten (z.B. HIBBARD, 1981; REID et al., 1983; VERNON, 1983, 1991; DIDIER, 1987; EBERZ & NICHOLLS, 1988; LORENC, 1990; CASTRO et al., 1991; POLI & TOMMASINI, 1991).

3.2.3. Zirkontypologie der MME

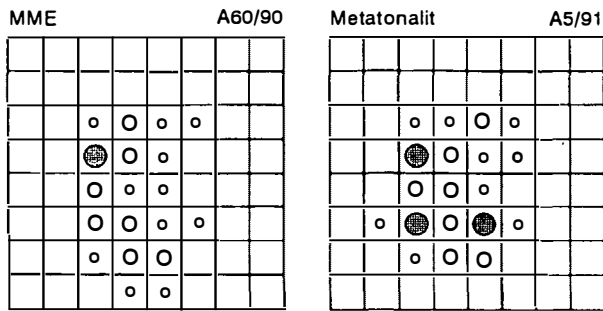
Der Zirkon erweist sich gegenüber den z.T. mehrfachen metamorphen Überprägungen der Granitareale des Tauernfensters sowie auch gegenüber spätmagmatischen Prozessen als erstaunlich formbeständiges Reliktmineral (z.B. FRASL, 1963; DÖLZLMÜLLER et al., 1989; SCHERMAIER, 1993; HAUNSMID, 1993). Die vielfältigen magmatischen Wachstumserscheinungen der akzessorischen

Zirkone lassen dabei wichtige Rückschlüsse auf die Bildungsbedingungen von Granitoiden zu, und können oft sehr wesentlich zur Klärung petrogenetischer Fragestellungen beitragen (z.B. PUPIN, 1980; SCHERMAIER et al., 1992). Gerade im Hinblick auf „Magma-Mingling“-Vorgänge zwischen MME und Wirtsgestein wurden nun stichprobenartig die Zirkone eines MME im Streupräparat untersucht und auf allfällige morphologische bzw. typologische Affinitäten mit den Zirkonpopulationen des tonalitisches-granodioritischen Wirtsgesteins hin geprüft. Die MME wurden auch auf Paragesteins-Zirkone hin untersucht, um der öfters behaupteten etwaigen Abkunft der MME von z.B. Biotit-Plagioklasparagneisen (z.B. KARL, 1966) nachzugehen.

Die Zirkone des MME weisen statistisch im großen und ganzen die gleichen morphologischen Eigenschaften auf, wie sie erst unlängst an den Zirkonen des tonalitisches-granodioritischen Wirtsgesteins festgestellt wurden (vgl. dazu SCHINDLMAYR, 1993, SCHERMAIER, 1993). Sie unterscheiden sich weder in der Art und Häufigkeit ihrer Fremdmineraleinschlüsse, noch in ihren Kornabmessungen von den Zirkonen der Metatonalite und Metagranodiorite. Sowohl in den Elongationen als auch in den Kornlängen und -breiten stimmen die Zirkone mit jenen des tonalitisches-granodioritischen Wirtsgesteins gut überein (Abb. 16). Sehr selten findet man im MME sogar jene großen (bis 580 μm), z.T. schwach rötlichen und einschlußreichen Zirkone, wie sie ähnlich vereinzelt auch in den Wirtsganitoiden auftreten.

Der vielleicht auffallendste Unterschied ist: eine vergleichsweise stärkere Rundung der Kristallkanten sowie etwas stärker ausgeprägte Resorptions- oder Anwachsercheinungen an den Kristallflächen der MME-Zirkone. Dadurch erscheinen diese Zirkone durchwegs etwas dunkler und sind nicht so schön idiomorph und scharfkantig ausgebildet wie vergleichsweise jene des Wirtsgesteins.

Wie man aber darüber hinaus dem PUPIN-Diagramm (PUPIN, 1980) entnehmen kann (Abb. 17), treten im MME im wesentlichen Trachtformen auf, die auch für die Zirkone des tonalitisches-granodioritischen Hauptgesteins typisch sind. In der untersuchten Probe sind bevorzugt Zirkone mit etwa gleich großem (100)- und (110)-Prisma oder größerem (110)-Prisma, sowie mit etwa gleich großen steilen und flachen Pyramiden ausgebildet.



SYMBOLLE: ⊙ 10 - 20 %; ○ 5 - 9 %; ○ 1 - 4 %

Abb. 17: Vergleich der PUPIN-Diagramme (nach PUPIN, 1980) von einem MME (A60/90) und einem typischem Wirtsgranitoid (A5/91). Diese Diagramme dienen zur qualitativen Darstellung, welche Zirkontrachten in welcher Häufigkeit auftreten. Die Häufigkeits-Verteilungsmuster beruhen jeweils auf der Auswertung von 100 Zirkonkristallen.

Insgesamt besitzen also die Zirkone des MME weitgehend jene morphologischen Merkmale und Trachtformen, wie sie auch für die Zirkone des sauren Wirtsgesteins der MME typisch sind. Aufgrund dieser guten Übereinstimmung ist mit großer Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß es sich kaum um magmeneigene Zirkone der dioritischen Enklave handelt, sondern daß ein Großteil der Zirkone in der tonalitischer bis granodioritischer Wirtsgesteinsschmelze gewachsen sein dürfte. Diese in Form und Größe weitgehend fertig auskristallisierten Zirkonkristalle dürften also mechanisch in den Enklavenschmelzbrei eingemengt worden sein, etwa so wie die Plagioklas-Xenokristalle, die sich ebenfalls in der zirkontypologisch untersuchten Enklave befinden. Die Zirkone sind allerdings viel kleiner als die Großplagioklase und daher leichter in die MME-Schmelze einzubringen. Vermutlich sind die erwähnten Zurundungen der Zirkonkanten sowie die Anwachserscheinungen durch die Einwirkung in dem thermisch und chemisch anderen Milieu der „heißeren“ MME zu erklären, wobei allerdings die ursprünglichen Trachtformen und Korngrößen der übernommenen Zirkone nicht mehr wesentlich verändert wurden.

Jedenfalls handelt es sich aber nicht um Paragesteins-Zirkone, die eine Ableitung der MME etwa als ± durch die Einwirkung der tonalitischer-granodioritischer Schmelze veränderte „melanosome Anatexisrelikte“ bestätigen würden, wie KARL (1966: 421) diese „basischen Butzen“ erklärt.

3.3. Zur Petrogenese der MME

Bisher wurden die MME des Zillertal-Venediger-Zentralgneisgebietes von den meisten Autoren als „Restite“ oder „Xenolithe“ des Nebengesteins bzw. Alten Daches interpretiert, welche durch die Einwirkung der Wirtsgesteinsmagmen mehr oder weniger ihr ursprüngliches Gefüge verloren hätten (CHRISTA, 1931, 1934; KARL, 1959, 1966; REISSINGER, 1971; PROSSER, 1975; LAMMERER et al., 1976; LAMMERER, 1986; NEUMAYR et al., 1990). Bemerkenswerterweise hat jedoch schon F.BECKE (1903: 5–6) die „*basischen Konkretionen und Schlieren in den tonalitischer Partien der Intrusivmasse*“ aufgrund ihrer „*dioritischen Zusammensetzung*“ als magmatogene Bildung betrachtet. E. CHRISTA (1934) zieht dafür auch eine „*frühzeitige Ausscheidung des sauren Schmelzflusses*“ in Erwägung.

Aufgrund der vorliegenden Untersuchungen kann man jedoch davon ausgehen, daß die fein- bis feinkörnigen, meist wenige dm großen MME auf eine ± basische bis intermediäre, etwa dioritisch zusammengesetzte Schmelze zurückgehen, die im allgemeinen von unten in die umfangreiche tonalitischer-granodioritische Wirtsgesteins-Schmelzmasse zugeführt wurde, wobei es – neben Magma-Mixing-Prozessen (s. u.) – beim weiteren gemeinsamen Aufstieg bzw. Intrusionsvorgang zu keiner vollständig homogenen Vermischung der beiden Schmelzen gekommen war, sondern zur Bildung von ursprünglich ± runden mafischen Tropfen bis Ballen (vgl. auch SCHINDLMAYR & ARMING, 1991; SCHERMAIER, 1992; WYS, 1993). Die in die MME eingemengten Plagioklas- und Quarz-Xenokristalle sowie die übernommenen Zirkontypen können als wichtige Belege für einen solchen Mingling-Prozeß zwischen koexistierenden Schmelzen gelten.

Eine solche Auffassung von einer komagmatisch ablaufenden Intrusions- und Kristallisationsgeschichte der MME und des umgebenden Wirtsgesteins ist im Prinzip in vergleichbaren Plutongebieten außerhalb der Hohen Tauern von vereinzelt Autoren (z.B. SALOMON, 1910; HOLMES, 1931; GOTTFRIED, 1932; WEBER, 1957;

GANSSE & GYR, 1964) schon lange vertreten worden, und wird vor allem in jüngerer Zeit in zahlreichen Arbeiten wieder aufgegriffen und bestätigt (z.B. REID et al., 1983; VERNON et al., 1988; EBERZ & NICHOLLS, 1988; DIETHELM, 1990; CASTRO et al., 1991; POLI & TOMMASINI, 1991). Hier sei vor allem auch auf das bemerkenswerte und sehr umfassende Buch von DIDIER & BARBARIN (1991a) hingewiesen, in dem sich eine Vielzahl von Autoren sehr ausführlich mit der Herkunft und Entstehung von Enklaven in granitoiden Gesteinen beschäftigen, und in dem sich vermutlich auch eine der umfangreichsten Literaturzusammenstellungen zu dieser Thematik befindet.

Die nicht vollständige Mischbarkeit zwischen sauren und mafischen Schmelzen wird hauptsächlich auf Unterschiede in Temperatur und Kristallisationszustand und die damit einhergehenden Viskositätsunterschiede zurückgeführt (z.B. BLAKE et al., 1965; VERNON, 1983; HUPPERT et al., 1984; SPARKS & MARSHALL, 1986; EBERZ & NICHOLLS, 1988; WIEBE, 1991; FERNANDEZ & BARBARIN, 1991; POLI & TOMMASINI, 1991). Beim Zusammentreffen der relativ heißeren, basischeren Enklavenschmelze mit dem saureren Kristallbrei des Wirtsgesteins kommt es zu einem Wärmeaustausch, der schließlich zu einer Umkehr des Viskositätsunterschiedes zwischen saurer und mafischer Schmelze führt (SPARKS & MARSHALL, 1986; WIEBE, 1991). Die „abgekühlten“ basischen Bestandsmassen verhalten sich zäher und lassen sich nicht mehr homogen mit der saureren Schmelze vermischen.

Durchaus ähnlich reagieren ja auch die hellen und die mafischen Schmelzanteile innerhalb der 2M-Gänge miteinander, wobei freilich bei diesen der Mingling-Prozess wegen der Kleinräumigkeit wesentlich rascher abläuft, und sich aufgrund der im Aufschluß visuell gut überblickbaren Erscheinungen sogar noch besser verstehen läßt (vgl. Kap. 2.2.). Vollständiges „Magma-Mixing“ („Hybridmagma“) zwischen zwei unterschiedlich zusammengesetzten Schmelzen dürfte eher im Frühstadium einer magmatischen Entwicklung und in einem tieferen plutonischen

Niveau stattfinden, wo sich beide Magmen über einen längeren Zeitraum in relativ leichtflüssigem Zustand befinden und etwa gleich hohe Temperatur haben, während Mingling-Prozesse offensichtlich erst später im zähflüssigen, schon mehr mit Mineralausscheidungen beladenen Zustand des Aufstiegs beider Magmen in weniger überhitzte Niveaus auftreten (vgl. auch FERNANDEZ & BARBARIN, 1991). Es ist aber anzunehmen, daß vor und neben der Enklavenbildung auch ein Teil der MME-Schmelze sowohl in gleichem Niveau, aber vor allem in tieferen Plutonbereichen praktisch homogen im Tonalit aufgegangen ist, daß also etwa zur gleichen Zeit auch ein Magma-Mixing zwischen den beiden Schmelzen bestanden hat. Gelegentlich kann man ja auch MME beobachten, die sich in ihrer stofflichen Zusammensetzung schon weitgehend dem Wirtsgestein angepaßt haben und sich deshalb nur mehr schemenhaft vom Tonalit abheben (Abb 12, unten).

4. Große Metabasiteinlagerungen (z.T. verschiefert)

Im W-Abschnitt des Zillertal-Venediger-Kerns befinden sich innerhalb der tonalitisches-grandodioritischen Intrusivmassen wesentlich dunklere, bis zu 500 m mächtige Einlagerungen von mittel- bis grobkörnigen, hornblendereichen Metadioriten bis Metagabbros sowie Metahornblenditen (Abb. 2). Diese mafischen bis ultramafischen Körper mit zusammen bis zu 2 km Längserstreckung treten vorwiegend in den zentralen Teilen des ZVK auf (Zillertaler Hauptkamm, vor allem im Bereich der Hornspitzen), zumeist kleinere Vorkommen finden sich aber auch in den nördlichen und südlichen Randbereichen des ZVK wie z.B. nahe der Scharte südl. des Gr. Mörchners oder im Bereich Nevesjoch-Ursprungbachtal (vgl. CHRISTA, 1931, 1934; DAL PIAZ & BIANCHI, 1934; PROSSER, 1975; LAMMERER, 1975, 1986; LAMMERER et al., 1976; DE VECCHI & MEZZACASA, 1986; SCHINDLMAYR & ARMING, 1991; SCHINDLMAYR, 1993; ARMING,



Abb. 18: Fallblock aus dem Randgebiet einer größeren basischen Einschlußmasse. Der dunkle Metadiorit bis Metagabbro von der linken Blockseite zeigt z.T. noch einen wellig-nierigen Grenzverlauf zum helleren, lokal stark kontaminierten tonalitischem Hauptgestein. Rechts ist das dunkle Material in mehrere Bruchstücke aufgelöst, welche z.T. noch an Kugelfragmente erinnern, wobei die helle Schmelze bis in die engsten Spannungsrisse des mittleren Bruchstücks nachgedrungen ist. Mitterbachtal (Italien) südl. der Hornspitzen; orographisch linke Talseite am unteren Wandfuß des Scharhaggen in 2120 m Sh.



Abb. 19: Tektonisch geschnittener Grenzverlauf zwischen basischem Großkörper (Großgang?) rechts, und granodioritisch-granitischem Nebengestein links. Der lokal relativ helle Rand dieser sonst überwiegend gabbroiden bis hornblenditischen großen Einlagerung zeigt gegenüber dem hier anschließenden, fein- bis mittelkörnigen, ungewöhnlich hellen Zentralgneis (einer „Begleitschmelze“ des Tonalits?) den typisch lappigen, pillowförmigen Kontakt zweier koexistierender Schmelzen. Vom Rand einer großen Metabasiteinlagerung (in Blockauflösung) südlich der V. Hornspitze in 2770 m Sh. (Italien).

1993; WYSS, 1993). Auch diese großen Basiteinlagerungen stehen, wie man sehen kann, in engem genetischen Zusammenhang mit den sie umschließenden saureren Intrusivmassen (Metatonaliten bis Metagraniten) des ZVK. Eine eingehendere geologisch-petrographische Bearbeitung solcher „dunkler Einschlußmassen“ des ZVK (besonders auf Südtiroler Gebiet) erfolgte unlängst von W. ARMING (1993), worauf hier verwiesen wird.

4.1. Geländebefund

Innerhalb der „Basiteinlagerungen“ zeigen sich bisweilen starke Korngrößenschwankungen

und recht unterschiedliche Gehalte an Hornblende und Plagioklas. Die größten und massigsten, fast nur aus grünen, bis über 1 cm großen Hornblenden bestehenden Partien („Metahornblendite“) finden sich als relativ eigenständige, meist ± scharf begrenzte Körper innerhalb der gabbroiden bis dioritischen Einschlußmassen.

Hingegen bestehen zwischen den klein- bis mittelkörnigen Metadioriten und den meist gröberkörnigen, hornblendereichen Meta-Meladioriten bis Metagabbros im allgemeinen kontinuierliche Übergänge. Daraus läßt sich innerhalb der dioritischen bis gabbroiden Gesteine ebenfalls ein zusammenhängender Differentiationsprozeß ableiten, wie er hier vergleichsweise auch unter den saureren Granitoiden der tonalitischem-granodioritischen Gesteinsgruppe existiert

(vgl. z.B. CHRISTA, 1931; LAMMERER, 1986; SCHINDLMAYR, 1993).

Zwischen der mafischen und der sauren Magmatitgruppe gibt es, mit Ausnahme geringfügiger, engräumiger Vermengungsprozesse bzw. Austauschreaktionen im dm- bis m-Bereich unmittelbar am Kontakt (z.B. eine Zunahme an hellen Mineralanteilen im Randbereich der Metabasiteinlagerungen), keine weitreichenden Übergangs- bzw. Mischungsgebiete. Deshalb heben sich die dunklen Basiteinlagerungen im Gelände als geschlossene, große Körper mit einem im allgemeinen relativ scharfen Kontakt auch weithin sichtbar von den umgebenden hellen Zentralgneisen ab (Abb. 18, 19). Gelegentlich beobachtet man auch die randliche Ablösung kleinerer dunkler Teilschollen durch die granodioritische Schmelze (Abb. 18). Stellenweise wurden übrigens auch große Basiteinlagerungen noch gangförmig von helleren Teilschmelzen des tonalitisches-granodioritischen Hauptgesteins intrudiert, wie beispielsweise westlich der Scharte zwischen IV. und V. Hornspitze.

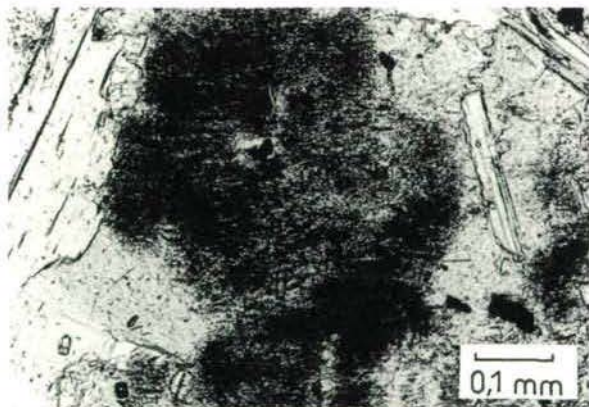


Abb. 20: Der Ausschnitt aus dem Inneren eines großen Amphibols aus einem massigen, grobkörnigen Metagabbro zeigt reliktsche, dicht mit Rutil- und ähnlichen Mikrolithen gefüllte wolkige Kernpartien sowie größere Einschlüsse von Biotit und im Bild schwärzlich erscheinendem Rutil. Probe (A1 1/91) von der bis zu ca. 50 m mächtigen Metabasiteinlagerung südlich des Gr. Mörchners in etwa 3150 m Sh. Einfach polarisiertes Durchlicht.

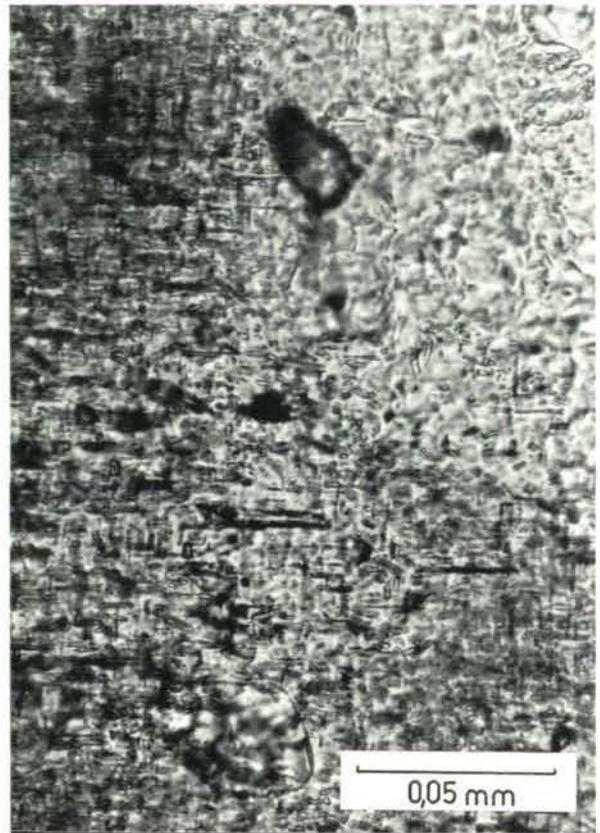


Abb. 21: Stark vergrößerter Ausschnitt vom rechten oberen Randbereich der dicht gefüllten, reliktschen Kernpartie des Amphibols von Abb. 20. Die etwa rechtwinklig zueinander stehenden Regelungs-Richtungen der Mikrolithen bilden wohl eine alte Entmischungsstruktur ab, wie sie etwa in Form von geregelten, länglichen Ilmenitplättchen in titanreicheren, magmatischen Amphibolen (und Pyroxenen) häufig vorkommt. Hier sind allerdings die Ilmenitlamellen am ehesten durch Rutilnadelchen ersetzt. Das läßt jedenfalls auf eine Ti-reiche Kernpartie der primären Hornblende schließen. Einfach polarisiertes Durchlicht.

Deformation

Während die mafischen Einlagerungen in eher geschonten Bereichen meist eine größere Kompetenz aufweisen als die umgebenden hellen Metagranitoide, zeigen Basiteinlagerungen, die sich in den z.T. stärker tektonisierten Randbereichen des ZVK befinden, bisweilen eine ähnlich starke Schieferung wie die sie umgebenden Tonalit- und Granodioritgneise (z.B. die langgestreckte Metabasiteinlagerung südl. des Gr. Mörchners). Insbesondere die biotitreiche-

ren, dioritischen Randpartien sind dann straff geschiefert. Bei solchen „Dioritgneisen“ bzw. „Gabbroamphiboliten“ haben oft nur mehr innere, hornblenditische Partien mit ihren über 1 cm großen, unregelmäßigen Hornblenden ihren massigen Charakter beibehalten. Vor allem in weitläufigen Scherzonen können die basischen Bestände sogar so stark deformiert und metamorph überprägt sein, daß eine sichere Zuordnung zu einem dioritischen oder gabbroiden Ausgangsgestein nur mehr bedingt möglich ist (vgl. auch ARMING, 1993).

Metagabbro bis Metahornblendit unter dem Mikroskop

Für die primäre Gesteinsgenese sind am ehesten die Hauptbestandteile, die großen Amphibole bezeichnend. Deren markanteste Eigenheit, ihre starke Trübung in manchen Kernpartien, ist in allen großen Metabasiteinlagerungen vom Gr. Mörchner im Norden bis weit südlich des Zillertaler Hauptkammes (vgl. auch ARMING, 1993) verbreitet.

An den größeren grünen Hornblenden von massigen und grobkörnigen, „hornblenditischen“ Gesteinspartien lassen sich nämlich unter dem Mikroskop z.T. noch schwach bräunliche Kernbereiche mit Ti-reichen Entmischungsmikrolithen beobachten (Abb. 20), die darauf hinweisen, daß die primärmagmatischen Minerale sehr Ti-reich gewesen sein müssen. In manchen Schnitten und bei entsprechend großer Vergrößerung kann man bevorzugt in den Randbereichen solch dunkler Kernpartien noch nach zwei etwa senkrecht zueinander stehenden Richtungen geregelte Rutil-Stengelchen als Mikrolithen erkennen (Abb. 21), welche am ehesten alte Ilmenit-Entmischungsstrukturen nachzeichnen. Es dürfte sich demnach bei einem beachtlichen Teil der jetzigen großen Hornblenden ursprünglich um ehemalige magmatische Amphibole mit höherem Ti-Gehalt im Kern (event. Kaersutit) gehandelt haben (vgl. SCHINDLMAYR, 1993; ARMING, 1993; WYSS, 1993). Aus diesem Grund ist eine Deutung der Metabasiteinlagerungen als aus dem Dach stammende, altkristalline „Amphibolitxenolithe, welche im Magma eine weitgehende Umkristallisation erfahren haben“ (LAMMERER, 1986: 59) eher auszuschließen.

Außerdem treten derartige Ti-reiche Amphibole (Kaersutite) im allgemeinen nur in Alkaligesteinen und nicht in Amphiboliten auf. Andererseits gibt es z.B. von DUCHESNE et al. (1974) auch Hinweise auf „upper mantle kaersutite“, was wegen der besagten allgemeinen Verbreitung in den hiesigen Hornblenditen eventuell auch als Hinweis auf eine entsprechende Derivation des Ausgangsmaterials dienen könnte. Bemerkenswerterweise bildet auch PALIVKOWA (1982) in ihren Abb. 5a und b ähnlich dicht gefüllte Amphibol-Kernpartien eines Gabbros und eines Hornblendits aus dem Adamellogebiet ab, wobei dort kein Zweifel besteht, daß es sich dabei um Schmelzflußgesteine aus der Begleitung des Tonalits handelt.

4.2. Zur Petrogenese der großen Metabasiteinlagerungen

Aufgrund der vorhandenen Kontaktverhältnisse (Abb. 18, 19) können auch diese Metabasiteinlagerungen als koexistierende, also mit der Platznahme der tonalitisches-granodiotitischen Magmen eng verknüpfte, etwa zeitgleiche plutonische Teilkörper des variszischen ZVK verstanden werden (vgl. auch SCHINDLMAYR & ARMING, 1991, WYSS, 1993). Bisher wurden sie ja von den meisten Bearbeitern als die ältesten Intrusiva oder sonst alte Einschlüsse des ZVK gedeutet (CHRISTA, 1931; DAL PIAZ & BIANCHI, 1934; PROSSER, 1975; LAMMERER et al., 1976; DE VECCHI & MEZZACASA, 1986; LAMMERER, 1986).

Manche nierig-buchtigen oder lappigen Grenzen sowie auch die feinen Schwundrisse (wie z.B. in Abb. 18, 19) sind mit den Kontakterrscheinungen zwischen den mafischen und den sauren Schmelzanteilen der 2M-Gänge durchaus vergleichbar und ebenfalls durch Mingling-Prozesse erklärbar (vgl. Kap. 2.1.). Im Gegensatz zu den 2M-Gängen sind die Kontakte zwischen den Basiteinlagerungen und dem saureren Hauptgestein – selbst im Falle der späteren tektonischen Schonung – meist nicht so deutlich und klar ausgebildet. Wahrscheinlich deshalb, weil hier das Zusammentreffen der basischen

Bestände mit den saureren Intrusivmassen in einem insgesamt noch wärmeren (inneren/tiefen), weit weniger abgekühlten und folglich noch sichtlich reaktionsfähigeren Zustand des Gesamtplutons stattgefunden hat (Abb. 18, 19). Im Zuge der allgemeinen Abkühlung werden sich aber, ähnlich wie die mafischen Anteile der 2M-Gänge, auch hier die basischen Massen aufgrund der höheren Solidustemperatur etwas früher verfestigt haben. Vereinzelt wurden sie ja auch von saureren Teilschmelzen des tonalisch-granodioritischen Hauptgesteins noch gangförmig durchdrungen oder schollenförmig abgetrennt (Abb. 18).

Bezüglich der Platznahme der großen Basitkörper stellt sich die Frage, ob sie als eigene basische Teilintrusionen in das sich verfestigende Tonalit-/Granodioritmagma eingedrungen sind, oder ob sie als schon mehr oder weniger verfestigte Körper durch passiven Transport mit den einströmenden Tonalit- bis Granodioritschmelzen in ihre jetzige Stellung gelangt sind.

Am Beispiel der 2M-Gänge ließ sich zeigen, daß in einem komagmatischen System prinzipiell sowohl eine aktive als auch eine passive Platznahme der Basitmassen gleich nebeneinander und auch etwa zur gleichen Zeit vorkommen kann. (vgl. Kap. 2.1.). Am ehesten ist wohl auch bei den großen Basiteinlagerungen eine Kombination dieser beiden Möglichkeiten anzunehmen, daß nämlich zuerst die heißere, mehr basische Schmelze – als schon weitgehend auskristallisierter Schmelzbrei – in Spalten eines bereits über weite Bereiche versteiften Tonalit-/Granodioritkörpers aufgedrungen ist, und dabei dessen Kompetenz/Viskosität wieder erniedrigt hat (vgl. BERTHELSEN, 1972). Die dann bei der zunehmenden allgemeinen Abkühlung doch relativ länger mobil gebliebenen granitisch-granodioritischen Teilschmelzen – die ja bereichsweise auch sichtlich in den schon verfestigten, wahrscheinlich höheren bzw. äußeren Tonalit/Granodiorit intrudiert sind (vgl. SCHINDLMAYR, 1993) – könnten dann auch größere Basitkörper, die sich nahe dem Solidus-Zustand befanden, ein Stück mitgeschleppt haben.

Die Kontaktverhältnisse mit den sauren Zentralgneisen (z.B. Schollenablösung, Vermengungserscheinungen, Schwundrisse) sowie eventuell auch ihre längliche Streckung (WSW-ENE) in Fließrichtung⁴⁾ deuten aber jedenfalls darauf hin, daß die Basitmassen im Verlauf ihrer Platznahme noch nicht völlig verfestigt, sondern z.T. noch in \pm zähem, kristallbreiartigem Zustand waren. Dagegen dürften die grobkörnigen „hornblenditischen“ Teile innerhalb der Basitmassen als bereits weitestgehend verfestigte Partien (Kumulate) vorgelegen haben (vgl. auch ARMING, 1993).

Das relativ kleine Ausmaß der aufgeschlossenen Basiteinlagerungen könnte übrigens ein Hinweis dafür sein, daß die heutige Erosionsoberfläche den Zillertal-Venediger-Plutonkörper in einem hohen Niveau anschneidet, und daß sich ein größerer Bestand an „schwereren“ dioritischen bis hornblenditischen Gesteinen des Gesamtplutons in dessen tieferen Teilen befindet, also noch relativ weit unter der heutigen Oberfläche.

⁴⁾ Zur regionaltektonischen Einordnung: Grundsätzlich ist hier zwischen primärer Fließrichtung (1), dem tektonischen Achsialbau (2) und der heutigen Orientierung (3) zu unterscheiden.

Zu 1: Eine schon durch den variszischen Rahmen bestimmte Längerstreckung eines wachsenden Plutons kann sehr wohl seine Einströmrichtung, aber auch die Orientierung der im Pluton enthaltenen mafischen Bestandsmassen (der MME, der 2M-Gangspalten und der großen Metabasiteinlagerungen) beeinflussen haben.

Zu 2: Später kann eine längliche Form des relativ steifen Plutons ihrerseits die regionale achsiale Deformation bei einer folgenden, hier alpidischen Orogenese beeinflussen haben. Daher kann auch das primäre Einströmgefüge und die sekundäre achsiale Streckung etwa gleich liegen.

Zu 3: Das heißt aber des weiteren nicht, daß die primäre Längsorientierung der größeren Basiteinlagerungen und auch die alpidische Längs- und Streckungsachse des ZVK im westlichen Tauernfenster (Abb. 1, 2) immer schon die WSW-ENE Orientierung hatte, denn man muß dazu auch noch die jungen Großschollendrehungen im Ostalpenraum in Betracht ziehen (z.B. RATSCHBACHER & FRISCH, 1993).

5. Schlußfolgerungen und genetisches Modell

In dieser Untersuchung konnte hauptsächlich anhand geologischer Feldbeobachtungen gezeigt werden, daß alle drei Gruppen von mafischen bis ultramafischen Bestandsmassen im wesentlichen Gesteine magmatischen Ursprungs sind, die auch zeitlich eng mit der Entstehung und Platznahme der tonalitisches-granodioritischen Intrusivmassen des variszischen Zillertal-Venediger-Kerns (ZVK) verknüpft sind.

Somit kann etwa die bisher sichtlich in der Nachfolge von F. KARL (1959, 1966) weitverbreitete Auffassung (z.B. REISSINGER, 1971; PROSSER, 1975; LAMMERER et al., 1976; LAMMERER, 1986), daß die dioritischen Enklaven (MME) des ZVK in irgendeiner Form (z.B. als Restite oder Xenolithe) vom Nebengestein bzw. Alten Dach des Plutons abstammen würden, nicht bestätigt werden. Vielmehr gehen die MME, aber auch die größeren Metabasiteinlagerungen, sowie auch die mafischen Bestandsmassen in den 2M-Gängen auf basische bis intermediäre Magmen zurück, die im Zuge ihrer Platznahme recht verschieden mit den etwa gleichaltrigen saureren Magmen des ZVK reagiert haben. Dabei kam es zwischen den dunklen und hellen Magmen zu diversen „**Mingling-Prozessen**“, die schließlich wesentlich zur Bildung der verschiedenartigen mafischen Körper beigetragen haben.

Die sichtlich schlechte Mischungs- bzw. Homogenisierungsfähigkeit zwischen sauren und basischen Schmelzen ist hauptsächlich auf Viskositäts- und Temperaturunterschiede zurückzuführen (z.B. HUPPERT et al., 1984; SPARKS & MARSHALL, 1986; EBERZ & NICHOLLS, 1988; FERNANDEZ & BARBARIN, 1991). Beim Zusammentreffen von hellen und dunklen Schmelzen kühlt die heißere, basischere Schmelze im allgemeinen rascher ab, was zur Ausbildung von **typischen Kontaktformen** (z.B. pillow-, lapen- bis lobenförmige Ränder, Abschreckungskontakte, Schwundrisse) führt, ein Vorgang der sich besonders gut an den 2M-Gängen studieren läßt.

Sowohl die mafischen Bestandsmassen, als auch die begleitenden sauren Intrusivmassen haben sich während des gemeinsamen Platznahmeprozesses in noch \pm schmelzflüssigem bis kristallbreiartigem Zustand befunden, sodaß es je nach Abkühlungsgeschwindigkeit und Kristallisationszustand bzw. Verfestigungsgrad der beiden Endglieder z.T. noch zu \pm ausgeprägten stofflichen Austausch- und Anpassungserscheinungen gekommen ist. So belegen z.B. die in die kleinen Enklaven mechanisch eingebrachten Wirtsgesteins-Xenokristalle (z.B. Plagioklase, Zirkone) diesen Wechselwirkungsprozeß im eher langsam abkühlenden Mingling-System MME/Wirtsgranitoid, wogegen Abschreckungskontakte an den mafischen Bestandsmassen in den 2M-Gängen eine lokal rasche Abkühlung in einer sauren „Begleitschmelze“ anzeigen.

Nachdem also klargestellt werden konnte, daß **alle drei Arten mafischer Körper** im Zillertal-Venediger-Pluton nicht etwa ältere Bestandsmassen magmatischer oder metamorpher Herkunft waren, sondern im wesentlichen mit den saureren ZVK-Intrusivmassen **koexistierende Schmelzen**, können wir daraus auch Folgerungen für die Entwicklung im Gesamtpluton ziehen.

Modellvorstellung zur genetischen Stellung der verschiedenartigen mafischen Bestandsmassen innerhalb des Zillertal-Venediger-Gesamtplutons

Trotz der alpidischen Deformation und Regionalmetamorphose ließ sich aus den Beobachtungen folgendes Entstehungsmodell für die Interferenz der sauren, tonalitisches-granitischen Magmen mit den sichtlich gleichaltrigen und doch stark kontrastierenden basischen bis intermediären Magmen im ZVK erschließen:

1. Die früheste, visuell gut erfaßbare Entwicklungsphase der mafischen Anteile ist durch die im Pluton allgemein verbreiteten **dioritischen Enklaven (MME)** dokumentiert. Ein solches frühes **Magma-Mingling** zwischen

MME-Schmelze und tonalitisches-granodioritisches Hauptgestein, sowie die überaus weite Verbreitung der MME muß mit einer allgemeinen Turbulenz im Inneren des ganzen Plutonbereichs in Zusammenhang gebracht werden. Derartige Turbulenzen kann man einerseits mit dem Aufdringen und dem Wärmepotential einer gewaltigen basischen Magmenmasse von unten, und den daraus im Pluton resultierenden Konvektionsströmungen in Verbindung bringen. Vermutlich hängen sie aber auch mit den inneren Bewegungen in einem Tonalitmagma zusammen, welches sich im Aufstieg in viel höhere, kältere Krusteile befindet.

Die harmonische Verteilung und Einordnung der MME ins Fließgefüge des Plutons war bereits bei dessen weitgehender Erstarrung fixiert, als die 2-Magmen-Gänge (und selbstverständlich auch die diesen vorangehenden Ganggranite und Aplite) eingedrungen sind.

2. Die Bildung der **großen Basiteinlagerungen** und der **2M-Gänge** ist zwar im allgemeinen jünger, aber sie läßt sich im Großgeschehen des Plutons nicht strikt zeitlich und entwicklungsmäßig vom obengenannten 1. Akt trennen: beide Akte gehören in den tieferen Plutonteilen vermutlich zu einer kontinuierlichen Entwicklung. Jedenfalls setzt die Gangbildung immer eine zunehmende Erstarrung des tonalitisches Nebengesteins voraus. Dabei hängen die zwischen den mafischen und den saureren Bestandmassen auftretenden Wechselwirkungen nicht nur vom örtlichen Abkühlungs- und Verfestigungsgrad des Tonalitmagmas ab, sie werden auch wesentlich von der jeweiligen Dimension der einzelnen basischen Intrusion beeinflusst.

Am klarsten sind solche Beziehungen an den **2M-Gängen** abzulesen, in denen die anfangs heißeren basischeren Anteile zuerst aktiv formgebend, und dann infolge ihrer Versteifung und Erstarrung jedoch zunehmend passiv gegenüber ihren streng getrennten sau-

ren Begleitschmelzen waren. Letztere sind auch bei etwas tieferen Temperaturen noch leichtflüssig gewesen. Diese Zentimeter- bis meist nur wenige Meter mächtigen 2M-Gänge sind bezeichnend für ein bereits mehr abgekühltes und dementsprechend relativ hohes Niveau im Gesamtpluton, wo das tonalitisches-granodioritische Hauptgestein bereits weitgehend auskristallisiert und verfestigt war. Dort konnte es auch sichtlich zu keiner Kontaktanatexis von seiten der 2M-Gänge im tonalitisches Nebengestein mehr kommen.

Wie sieht es nun im Vergleich dazu bei den z.T. kilometerlangen und bis zu mehreren 100 m mächtigen **Basiteinlagerungen** aus? Entsprechend ihrer eher flächigen Form und aufgrund ihrer regelmäßig \pm steilen Stellung kann man sie am ehesten als Füllung großer Spalten, oder z.T. auch als deren im Pluton nach oben mittransportierte Teilkörper auffassen. Die Basiteinlagerungen zeigen zwar manchmal keine Reaktion mit dem tonalitisches-granodioritischen Hauptgestein und haben weitgehend scharfe Kontakte ausgebildet, im allgemeinen sieht man aber sehr wohl kleinräumige, randliche Reaktionen meist in der Dimension von einigen Dezimetern oder Metern. Seitens der basischen Schmelze gibt es lappige, pillowförmige Ausstülpungen, und bereichsweise zeigen die Basiteinlagerungen am Rand auch eine Assimilation in eine hellere, dioritische Zusammensetzung. Umgekehrt gibt es auch anatektische Ortsbilder im tonalitisches-granodioritischen Bereich mit Kontaminationserscheinungen, sowie mit dem Auftreten von besonders sauren Schmelzanteilen („Neosom“). Das kann bezeichnend sein für solche Positionen im Pluton, in denen zur Zeit der Spaltenbildung ein zumindest bereichsweise noch wenig verfestigter Tonalit durch die intensive Energiezufuhr seitens der großvolumigen basischen Intrusionen am Spaltenrand wieder stärker aufgeschmolzen wurde. Dabei konnten sich überhitzte saure, gering viskose Schmelzen bilden, die als leichtbewegliche Schmelzen von geringer Dichte z.T. auch als Begleitung

von mafischen Schmelzen in höhere Niveaus aufdringen konnten. Es ist durchaus denkbar, daß manche der hiesigen 2M-Gänge die Verlängerung gerade solcher größerer basischer Intrusivmassen (samt saurer Begleitschmelze) nach oben waren.

Die aus den Geländebildern ableitbare natürliche Ordnung führte somit zu einer Modellvorstellung, die mit der neueren rheologischen Betrachtungsweise der Beziehungen zwischen gleichzeitigen mafischen und sauren Magmen durch FERNANDEZ & BARBARIN (1991) recht gut übereinstimmt. Sie paßt damit auch völlig widerspruchlos zu dem von diesen beiden Autoren daraus abgeleiteten allgemeinen Entwicklungsmodell.

Das bedeutet aber, daß wir es beim Zillertal-Venediger-Kern auch in dieser Beziehung mit den ganz normalen Verhältnissen und Wechselwirkungen von \pm gleichaltrigen dunklen und hellen Magmen eines kalkalkalischen Plutons zu tun haben, wie sie von den nahen Beispielen Adamello und Bergell in der Fachwelt viel allgemeiner als Muster bekannt sind. Die Besonderheit am Beispiel des ZVK liegt darin, daß es sich dabei aber um keinen gut erhaltenen tertiären, sondern um einen jungpaläozoischen Pluton mit \pm starker alpidischer Überprägung handelt, was die Erforschung des hiesigen Beispiels zwar etwas erschwert, aber vielleicht gerade deshalb nicht weniger anregend macht.

Dank

Für anregende Diskussionen, wertvolle Hinweise und gemeinsame Geländebegehungen danken wir W. ARMING, F. FINGER, M. KRIECH, B. LAMMERER, A. SCHERMAIER, G. SCHERMAIER und H.P. STEYRER.

Finanzielle Unterstützung erfuhren die Geländearbeiten von A. SCHINDLMAYR durch die Geologische Bundesanstalt (Wien).

Literatur

- ARMING, W. (1993): Zur Geologie und Petrographie der dunklen Einschlußmassen im Zentralgneisgebiet des Zillertal-Venediger-Kerns. – Unveröff. Diplomarbeit Inst. f. Geol. u. Pal. Univ. Salzburg, 92 S., 36 Abb., 3 Tab., 3 Taf.
- BAILEY, J.C. (1984): Geochemistry and origin of hornblende-bearing xenoliths in the I-type Petford Granite, north-east Queensland. – *Austral. J. Earth Sci.*, **31**, 7–23, 8 Fig., 8 Tab.
- BARBARIN, B. (1988): Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint-Julien-la-Vetre Monzogranite (Nord-Forez, Massif Central, France). – *Can. J. Earth Sci.*, **25**, 49–59, Ottawa.
- BARBARIN, B. (1991): Enclaves of the Mesozoic calc-alkaline granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California. – In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds.): *Enclaves and Granite Petrology*. – *Developments in Petrology*, **13**, 135–153, 6 Fig., Amsterdam (Elsevier).
- BARBARIN, B. & DIDIER, J. (1991): Macroscopic features of mafic microgranular enclaves. In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds.): *Enclaves and Granite Petrology*. – *Developments in Petrology*, **13**, 253–262, 4 Fig., Amsterdam (Elsevier).
- BECKE, F. (1903): Westende der Hohen Tauern (Zillertal). – *Exkursionsführer 9. Int. Geol. Kongreß 1903*, **8**, 1–41, 7 Fig., Wien.
- BERTHELSEN, A. (1972): Analysen orogener und kratonischer Strukturen aus der Tiefenzone. – *Geol. Rundsch.*, **61**, 34–44, 6 Abb., Stuttgart.
- BLAKE, D.H., ELWELL, R.W.D., GIBSON, J.L., SKELHORN, R.R. & WALKER, G.P.L. (1965): Some relationships resulting from intimate association of acid and basic magmas. – *Quart. J. geol. Soc. Lond.*, **121**, 31–49, 2 Fig., 4 Taf., London.
- BLUNDY, J.D. & SPARKS, R.S.J. (1992): Petrogenesis of Mafic Inclusions in Granitoids of the Adamello Massif, Italy. – *J. Petrology*, **33**, 5, 1039–1104, 16 Fig., 7 Tab., Oxford.
- CASTRO, A., MORENO-VENTAS, I. & DE LA ROSA, J.D. (1991): Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoid rocks (Hercynian belt, Spain): implications for magma mixing. – *Geol. Rundsch.*, **80**, 1, 109–120, 10 Fig., 2 Tab., Stuttgart.

- CHRISTA, E. (1931): Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **81**, 533–635, 3 Fig., 15 Taf., Wien.
- CHRISTA, E. (1934): Das Greiner-Schwarzensteingebiet der Zillertaler Alpen in geologisch-petrographischer Betrachtung. – *Veröff. Mus. Ferdinandeum*, **13**, Innsbruck.
- DAL PIAZ, GB. & BIANCHI, A. (1934): Monografia geologico-petrografica sull'Alto Adige orientale e regione limitrofe. – *Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova*, **10**, 485 S., 92 Fig., 29 Taf., Roma.
- DE VECCHI, G.P. & MEZZACASA, G. (1986): The pennine basement and cover units in the Mesule Group (south-western Tauern Window). – *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, **38**, 365–392, 13 Fig., 9 Tab., Padova.
- DIAS, G. & LETERRIER, J. (1994): The genesis of felsic-mafic plutonic associations: a Sr and Nd isotopic study of the Hercynian Braga Granitoid Massif (Northern Portugal). – *Lithos*, **32**, 207–223, 10 Fig., 5 Tab., Amsterdam.
- DIDIER, J. (1987): Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. – *Geol. Rundsch.*, **76**, 1, 41–50, 5 Fig., 2 Tab., Stuttgart.
- DIDIER, J. & BARBARIN, B. (1991a): Enclaves and Granite Petrology. – *Developments in Petrology*, **13**, 625 S., Amsterdam (Elsevier).
- DIDIER, J. & BARBARIN, B. (1991b): The different types of enclaves in granites – Nomenclature. In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds.): *Enclaves and Granite Petrology*. – *Developments in Petrology*, **13**, 19–23, 1 Tab., Amsterdam (Elsevier).
- DIETHELM, K.H. (1985): Hornblendite und Gabbros im östlichen Bergell (Val Sissone, Provinz Sondrio, Italien). – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **65**, 223–246, 9 Fig., 1 Tab., Zürich.
- DIETHELM, K.H. (1990): Synintrusive basische Gänge und „endogene“ Xenolithe: Magma-Mingling in der Bergeller Intrusion. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **70**, 247–264, 18 Abb., 3 Tab., Zürich.
- DÖLZLMÜLLER, H., FINGER, F. & SCHERMAIER, A. (1989): Die Ausbildung der Zirkone im Granitgneis des Hohen Sonnblicks (Penninikum, Ostalpen) und ihre Aussage zur Gesteinsgenese. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **81**, 33–45, 5 Abb., Wien.
- DUCHESNE, J.C., ROELANDTS, I., DEMAÏFFE, D., HERTOGEN, J., GIJBELS, R. & DE WINTER, J. (1974): Rare-earth data on monzonitic rocks related to anorthositic and their bearing on the nature of the parental magma of the anorthositic series. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**, 325–335, 3 Fig., 5 Tab., Amsterdam.
- EBERZ, G.W. & NICHOLLS, I.A. (1988): Microgranitoid enclaves from the Swifts Creek Pluton, SE-Australia: Textural and physical constraints on the nature of magma mingling process in the plutonic environment. – *Geol. Rundsch.*, **77**, 713–736, 7 Fig., 1 Tab., Stuttgart.
- FERNANDEZ, A.N. & BARBARIN, B. (1991): Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: Nature of resulting interaction process. Shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. – In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds.): *Enclaves and Granite Petrology*. – *Developments in Petrology*, **13**, 263–275, 6 Fig., Amsterdam (Elsevier).
- FINGER, F., FRASL, G., HAUNSCHMID, B., LETTNER, H., SCHERMAIER, A., QUADT, A., SCHINDLMAYR, A.O., STEYRER, H.P. (1993): The Zentralgneise of the Tauern Window (Eastern Alps) – insight into an intra-Alpine Variscan batholith. – In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 375–391, 8 Fig., 2 Tab., Berlin (Springer).
- FISCHER, G. (1959): Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes. – *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, **41**, 1–22, 4 Abb., 3 Taf., Stuttgart.
- FRASL, G. (1963): Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als eine Routinearbeit des Kristallingeologen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **106**, 405–428, 8 Abb., Wien.
- GANSSER, A. & GYR, T. (1964): Über Xenolithschwärme aus dem Bergeller Massiv und Probleme der Intrusion. – *Eclogae geol. Helv.*, **57**, 577–598, 16 Fig., 1 Tab., Basel.
- GOTTFRIED, C. (1932): Über endogene basische Einschlüsse in sauren Tiefengesteinen. I. Die basischen Einschlüsse im Tonalit des Adamello. – *Chemie der Erde*, **7**, 586–593, 1 Abb., 2 Tab., Jena.
- HAUNSCHMID, B. (1993): Zentralgneisgenerationen im östlichen Tauernfenster – Geologie, Petrographie, Zirkontypologie, Geochemie. – *Unveröff. Dissertation Inst. f. Geol. u. Pal. Univ. Salzburg*, 159 S., 79 Abb., 9 Tab., 19 Taf., Salzburg.
- HAUSER, A. & ZURBRIGGEN, R. (1992): Geology of the crystalline basement of the Hadbin area (Salalah area, Dhofar, Sultanate of Oman). – *Unveröff. Lizentiatsarbeit, Univ. Bern*, 262 S.

- HIBBARD, M.J. (1981): The magma mixing origin of mantled feldspars. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 158–170, 9 Fig., 1 Tab., Heidelberg.
- HOLDEN, P., HALLIDAY, A.N. & STEPHENS, W.E. (1987): Microdiorite enclaves: Nd and Sr isotopes evidence for a mantle input to granitoid production. – *Nature*, **330**, 53–56, 3 Fig., 1 Tab., London.
- HOLMES, A. (1931): The problem of the association of acid and basic rocks in central complexes. – *Geol. Mag.*, **68**, 241–255, Cambridge.
- HUPPERT, H.E., SPARKS, R.S.J. & TURNER, J.S. (1984): Some effects of viscosity on the dynamics of replenished magma chamber. – *J. Geophys. Res.*, **89**, 6857–6877.
- KARL, F. (1959): Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. – *Jb. Geol. B.-A.*, **102**, 1–192, 48 Abb., 3 Taf., Wien.
- KARL, F. (1964): Zur Vergleichbarkeit der magmatischen Gesteine aus dem Adamello mit den Tonalitgraniten aus den Hohen Tauern. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **9**, 7–38, 15 Abb., 2 Tab., Wien.
- KARL, F. (1966): Über die Zusammensetzung, Entstehung und gesteinsystematische Stellung tonalitischer Granitoider Gesteine. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **11**, 413–438, 12 Abb., Wien.
- KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1964): Exkursion I/1 Hohe Tauern, Großvenedigerbereich. – *Mitt. geol. Ges.*, **57**, 1, 1–15, 1 Abb., 1 Taf., Wien.
- LAMMERER, B. (1975): Geologische Wanderungen in den westlichen Zillertaler Alpen. – *Alpenvereins-Jb.*, **100**, 13–25, 6 Abb., Innsbruck.
- LAMMERER, B. (1986): Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, 1, 51–67, 13 Abb., Wien.
- LAMMERER, B., FRUTH, I., KLEMM, D.D., PROSSER, E. & WEBER-DIFFENBACH, K. (1976): Geologische und geochemische Untersuchungen im Zentralgneis und in der Greiner Schieferserie (Zillertaler Alpen, Tirol). – *Geol. Rundsch.*, **65**, 436–459, 9 Abb., 3 Tab., Stuttgart.
- LORENC, M.W. (1990): Magmatic mafic enclaves in granitoids of northern Sierra de Paiman, Argentina. – *Geol. J.*, **25**, 405–412, 4 Fig.
- MICHAEL, P.J. (1991): Intrusion of basaltic magma into a crystallizing granitic magma chamber: The Cordillera del Paine pluton in southern Chile. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **108**, 396–418, 13 Fig., 4 Tab., Heidelberg.
- NEUMAYR, P., STADLMANN, T. & STEJSKAL, C. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150, Mayrhofen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133**, 3, 471–473, Wien.
- PALIVCOVA, M. (1982): Petrogenetic significance of textural development of basic rocks in the Southern Adamello Massif (Mte Matteoni, Mte Cadino), Italy. – In: DRESCHER-KADEN, F.K. & AUGUSTITHIS, S.S. (eds): *Transformist's Petrology*. – Theophrastus Publ., 149–175, 14 Fig., Athens.
- POLI, G.E. & TOMMASINI, S. (1991): Model for the Origin and Significance of Microgranular Enclaves in Calc-alkaline Granitoids. – *J. Petrology*, **32**, 3, 657–666, 4 Fig., Oxford.
- PROSSER, E. (1975): Petrographisch-geochemische Untersuchungen im Zillertaler Zentralgneiskern. Ein Beitrag zum Zentralgneisproblem der westlichen Hohen Tauern. – Unveröff. Dissertation Univ. München, 82 S., 9 Fig., 6 Tab.
- PUPIN, J.P. (1980): Zircon and granite petrology. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 207–220, 11 Fig., 1 Tab., Heidelberg.
- RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1993): Palinspastic Reconstruction of the Pre-Triassic Basement Units in the Alps: The Eastern Alps. – In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (eds): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 41–51, 6 Fig., Berlin (Springer).
- REID, J.B., JR., EVANS, O.C. & FATES, D.G. (1983): Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **66**, 243–261, 11 Fig., 3 Tab., Amsterdam.
- REISSINGER, M. (1971): Teil I: Geologische Kartierung des Gebietes südlich der Berliner Hütte (Oberer Zemmgrund, Zillertaler Alpen, Tirol); Teil II: Geochemische Untersuchungen an den magmatischen Gesteinen des „Oberer Zemmgrund“ und ihren basischen Einschlüssen (Zillertaler Alpen, Tirol). – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 91 S.
- SALOMON, W. (1910): Die Adamellogruppe, ein alpines Zentralmassiv, und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen. II Teil: Quartär, Intrusionen. – *Abh. k. k. geol. R.-A.*, **21**, 2, 435–603, Wien.
- SCHERMAIER, A. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Zentralgneisen auf Blatt 150,

- Zell/Ziller. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 3, 746–750, Wien.
- SCHERMAIER, A. (1993): Gliederung der Zentralgneise im mittleren und westlichen Tauernfenster – Geologie, Petrographie, Zirkontypologie, Geochemie. – Unveröff. Dissertation Inst. f. Geol. u. Pal. Univ. Salzburg, 175 S., 67 Abb., 12 Tab.
- SCHERMAIER, A., HAUNSMID, B., SCHUBERT, G., FRASL, G. & FINGER, F. (1992): Diskriminierung von S-Typ und I-Typ Graniten auf der Basis zirkontypologischer Untersuchungen. – Frankfurter Geowiss. Arb., Serie A, **11**, 149–153, 2 Abb.
- SCHINDLMAYR, A. (1993): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Zentralgneisgebiet des westlichen Zillertal-Venediger-Kerns (Oberer Zemmgrund, Zillertaler Alpen). – Unveröff. Diplomarbeit Inst. f. Geol. u. Pal. Univ. Salzburg, 153 S., 56 Abb., 2 Tab., 9 Taf.
- SCHINDLMAYR, A. & ARMING, W. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150, Zell am Ziller. – Jb. Geol. B.-A., **134**, 3, 520–521, Wien.
- SPARKS, R.S.J. & MARSHALL, L.A. (1986): Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. – J. Volcanol. Geotherm. Res., **29**, 99–124, 13 Fig., 1 Tab., Amsterdam.
- STRECKEISEN, A.L. (1974): Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. – Geol. Rundsch., **63**, 773–786, 6 Fig., 1 Tab., Stuttgart.
- TAYLOR, S.R., VOGEL, T.A. & WILBAND, J.T. (1980): The composite dikes at Mount Desert Island, Maine: an example of coexisting acid and basic magmas. – J. Geol., **88**, 433–444, 4 Fig., 4 Tab., Chicago.
- VERNON, R.H. (1983): Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. – J. Proc. R. Soc. N.S.W., **116**, 77–103.
- VERNON, R.H. (1991): Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. – In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds.): Enclaves and Granite Petrology. – Developments in Petrology, **13**, 277–291, 11 Fig., Amsterdam (Elsevier).
- VERNON, R.H., ETHERIDGE, M.A. & WALL, V.J. (1988): Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. – Lithos, **22**, 1–11, 9 Fig., Amsterdam.
- WEBER, J. (1957): Petrographische und geologische Untersuchung des Tonalitzuges von Melirola-Sorico zwischen Tessental und Comersee. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **37**, 267–397, 35 Fig., 2 Tab., 7 Taf., Zürich.
- WIEBE, R.A. (1973): Relations between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dike. – Am. J. Sci., **273**, 130–151, 11 Fig., 4 Tab., New Haven.
- WIEBE, R.A. (1988): Structural and Magmatic Evolution of a Magma Chamber: The Newark Island Layered Intrusion, Nain, Labrador. – J. Petrology, **29**, 2, 383–411, 20 Fig., 3 Tab., Oxford.
- WIEBE, R.A. (1991): Commingling of contrasted magmas and generation of mafic enclaves in granitic rocks. – In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds.): Enclaves and Granite Petrology. – Developments in Petrology, **13**, 393–402, 7 Fig., Amsterdam (Elsevier).
- WYSS, M. (1993): Der Migmatitgürtel am Nordrand des Zillertalkerns der Tauern-Zentralgneise: eine typische intrusive Randzone. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **73**, 435–454, 14 Abb., 3 Tab., Zürich.

Anschrift der Verfasser:

Univ.-Prof. Dr. Günther Frasl, Mag. Andreas Schindlmayr, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg, Hellbrunner Straße 34, A-5020 Salzburg, Austria.

Manuskript eingegangen: 7. November 1994

DER EINFLUSS DER KANALKOMPONENTEN H₂O, CO₂ UND Na⁺ AUF DIE OBERE STABILITÄT VON Mg-CORDIERIT EINE EXPERIMENTELLE PILOTSTUDIE UND IHRE BEDEUTUNG FÜR DAS GRANAT-CORDIERIT-GEOBAROMETER

Peter W. Mirwald & Erich Knop

Mit 4 Abbildungen

Zusammenfassung:

Die in Metapeliten und aluminiumreichen Magmatiten häufig auftretende Paragenese Cordierit-Granat kann zu geothermobarometrischen Berechnungen verwendet werden. In einer experimentellen Pilotstudie wurde der Einfluß von H₂O, CO₂ und Na⁺ auf die obere Stabilitätsgrenze von Mg-Cordierit untersucht. Die Ergebnisse zeigen ein nur gering temperaturabhängiges dP/dT-Verhalten für komplexe Fluidzusammensetzungen im Bereich 600 bis 800°C. Die Auswertung der Experimente anderer Autoren an Fe-Cordierit läßt die Übertragung dieses Ergebnisses auf das andere Endglied zu. Es wird ein Modell vorgeschlagen, in dem der Mg-Fe-Austausch zwischen Cordierit und Granat weitgehend temperaturunabhängig ist. Verfügbare experimentelle Daten des Systems MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂ scheinen dieses Modell nicht zu widerlegen. Ein Vergleich von Druckberechnungen an natürlichen Paragenesen aus der Literatur mit den P-Daten, die mit unserem Modell berechnet wurden, ergibt eine überraschend gute Übereinstimmung. Die ungefähre Unsicherheit dieses neuen Geobarometers liegt bei ±0,5 kbar.

Abstract:

The occurrence of coexisting cordierite and garnet in metapelites and aluminous magmatites is considered as a geothermobarometer. In an experimental pilot study the influence of H₂O, CO₂ and Na⁺ on the upper stability of Mg-cordierite has been investigated. The results obtained at complex fluid composition indicate an almost temperature independent dP/dT-behavior in the range of 600-800°C. The evaluation of previous experimental work on Fe-cordierite stability suggests that the above finding of a temperature independent behavior of the upper stability boundary of Mg-cordierite may also be valid for the Fe-endmember. This leads to the model of an almost temperature independent behavior of the Mg/Fe-exchange between cordierite and garnet. Available experimental data in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂ do not seem to contradict the model. The comparison of pressure data from fieldpetrological literature, relying on different parageneses with the pressure determinations according to our model, yields a surprisingly good agreement, suggesting uncertainty in determination of the order of some ±0.5 kbar.

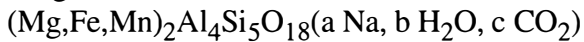
1. Einleitung

Mischkristallbildungen in einer Mineralparagenese sind, abgesehen von den stofflichen Voraussetzungen, von Druck und Temperatur abhängig. In metamorphen und magmatischen Gesteinen lassen sich damit im Prinzip Informationen über die Entstehungsbedingungen gewinnen, vorausgesetzt, nachfolgende Veränderungen führen nicht zu Überprägung bzw. Reequilibrierung.

Cordierit ((Mg,Fe)₂Al₄Si₅O₁₈) stellt in hochgradigen Metapeliten wie in aluminösen sauren Magmatiten eine solche Mineralphase dar. Seit langem wird die vorwiegend barometrische Funktion der Mg-Fe-Austauschreaktion Cordierit = Mg/Fe-Granat + Aluminiumsilikat + Quarz diskutiert, wenngleich die Überprüfung der Naturbefunde mittels experimenteller Untersuchungen bislang nur im chemisch relativ einfachen Modellsystem MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O durchgeführt wurde. Die eingehendere Analytik von

Cordieriten verschiedenster Herkunft zeigt jedoch, daß dieses Mineral weitere Komponenten, wie Na^+ und Fluidphasen (H_2O , CO_2 , Edelgase, Kohlenwasserstoffe), in geringen und unterschiedlichen Mengen enthält. Somit sind auch diese Komponenten Kandidaten für P-T-abhängige Austauschreaktionen mit koexistierenden Phasen.

Eine der Realität angenäherte Zusammensetzungsformel für Cordierit ist:



mit $0 < a < 0,15$, $0 < b < 0,6$ und $0 < c < 0,5$, wobei vermutlich für Natrium eine Substitutionsreaktion $\text{Si}^{4+} = \text{Na}^+ + \text{Al}^{3+}$ gegeben ist.

Die bezüglich der Si/Al-Verteilung geordnete orthorhombische Cordieritstruktur, welche die petrologisch relevante Phase ist, baut sich aus $(\text{Si}_4\text{Al}_2\text{O}_{18})$ -Ringern auf, die in c-Richtung gestapelt sind. Seitlich und vertikal sind die Ringe über eckenverknüpfende $(\text{Si,Al})\text{O}_4$ -Tetraeder verbunden. Zusätzliche Verknüpfungen ergeben sich über oktaedrisch koordinierte Mg/Fe(Mn)-Ionen. Aufgrund der stets gewährten Al-Si-Al-Si-Abfolge wird der Cordierit zu den Gerüstsilikaten gezählt. Die physikalischen Eigenschaften weisen ihn jedoch eher als Ringsilikat aus.

Die Na^+ -, sowie die Fluid-Komponenten H_2O , CO_2 , Edelgase etc., besetzen die Kanäle der Struktur. Während Natrium aufgrund seiner Position im Ringzentrum relativ fest an die Struktur gebunden ist (vermutete Substitution: $\text{Na}^+ + \text{Al}^{3+} = \text{Si}^{4+}$), sind die Fluidkomponenten im aufgeweiteten Kanallumen zwischen den Sechseringen positioniert. Sie nehmen dort, wie IR-spektroskopische Untersuchungen zeigen, bestimmte Orientierungen ein (GOLDMAN et al., 1977, ARMBRUSTER & BLOSS, 1982 und ARMBRUSTER, 1986). Die deutlich geringere Wechselwirkung mit dem Kristallgitter ergibt sich bereits aus der Tatsache, daß H_2O und CO_2 thermisch relativ leicht aus der Struktur zu entfernen sind.

Eine Reihe von experimentellen Untersuchungen lieferten einen Überblick über den P-T-abhängigen Einbau von H_2O in Mg-Cordierit (z B. MIRWALD & SCHREYER, 1977; MEDENBACH

et al., 1980; MIRWALD et al., 1979; GUNTER, 1977). Entsprechende Untersuchungen mit CO_2 (ARMBRUSTER & BLOSS, 1982; MIRWALD, 1984; MIRWALD & Le BRETON, 1985; LE BRETON & SCHREYER, 1993) führten zu einer prinzipiellen Übersicht über den Einbau in Mg-Cordierit, obwohl die Mechanismen hier komplexer sind als bei H_2O . Das binäre System $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ wurde bislang lediglich von JOHANNES & SCHREYER (1981) experimentell untersucht.

Unter dem Gesichtspunkt von P-T-abhängigen, einfachen Austauschreaktionen ergeben sich drei verschiedene Möglichkeiten:

- Fluid-Austauschreaktion:
Cordierit \leftrightarrow interkristalline Fluidphase
- Na-Austauschreaktion:
Cordierit \leftrightarrow Albit
- Mg/Fe-Austauschreaktionen:
 - a) Cordierit \leftrightarrow Pyrop/Almandin (+ Alumosilikat + Quarz), welche jedoch nur im Bereich $0 < X_{\text{Mg}}^{\text{Crd}} < 0,8$ gilt. Bei höheren X_{Mg} -Gehalten treten anstelle des Granats Orthopyroxen und/oder Talk als Austauschpartner auf.
 - b) Cordierit \leftrightarrow Spinell/Hercynit + Quarz
 - c) Cordierit + Kalifeldspat \leftrightarrow Biotit + Alumosilikat

Untersuchungen der Fluidphase in Cordierit mit dem Ziel, geothermobarometrische Daten zu gewinnen, müssen in einem relativ unübersichtlichen System erfolgen. Die geringe Bindung der Fluidkomponenten an die Cordieritstruktur läßt bei wechselnden P-T-Bedingungen relativ schnelle Anpassung bzw. Austausch mit der interkristallinen Gasphase erwarten (MIRWALD et al., 1986), sodaß hier wahrscheinlich nur in besonderen Fällen verlässliche P-T-Informationen abzuleiten sind. Im Gegensatz zur Fluid-Austauschreaktion ist die von der Fluidphase beeinflusste P-T-Stabilitätsgrenze des Cordierits experimentellen Untersuchungen zugänglich. Bei jeweiliger Festlegung bestimmter Fluidzusammensetzungen lassen sich mit solchen Experimenten verlässliche P-T-Daten gewinnen.

Für die zweite Art von Austauschreaktion scheint die Möglichkeit einer geothermobarometrischen Auswertbarkeit wesentlich günstiger, obwohl hierzu bislang kaum systematische Untersuchungen vorliegen. Über experimentellen Einbau von Natrium in Mg-Cordierit bei erhöhten P-T-Bedingungen berichtete erstmals MIRWALD (1983). Eine anschließende Pilotstudie in dem Modellsystem Mg-Cordierit-1n NaOH und Mg-Cordierit-NaOH-Albit im P-T-Bereich 1–8 kbar und 650–850 °C, ergab eine inverse Korrelation zwischen Na-Gehalt des Cordierits und Temperatur (MIRWALD, 1986). Der Einfluß des Druckparameters scheint gering. Die für dieses Geothermometer abgeschätzte Unsicherheit liegt im Bereich von 30 K.

Strukturelle und kristallchemische Überlegungen erlauben anzunehmen, daß diese Temperaturabhängigkeit auch für Fe-führende Cordierite gilt. Ungeklärt ist jedoch bislang, ob und in welchem Ausmaß die Aktivität der Natriumkomponente durch andere Fluidkomponenten, die in natürlichen Systemen stets vorhanden sind, beeinflußt wird.

Über die Eignung der dritten Art von Austauschreaktionen als Geobarometer wird seit langem diskutiert (s. Kap. 3), wobei sich die Überlegungen sowohl an feldpetrologischen, als auch an experimentellen Ergebnissen orientierten (THOMPSON, 1976; HOLDAWAY & LEE, 1977; KORIKOVSKI, 1979; LAVRENT'ÉVA & PERCHUK, 1981; PERCHUK et al., 1981). Die Mg/Fe-Austauschreaktion zwischen Cordierit und Granat tritt in Metapeliten sehr häufig auf. Sie soll in dieser Untersuchung eingehender betrachtet werden. Die beiden anderen Austauschreaktionen liegen außerhalb des Rahmens dieser Studie.

Für die Mg/Fe-Austauschreaktion Cordierit-Granat liegen vergleichsweise viele feldpetrologische, aber auch eine Reihe experimenteller Befunde vor. Die experimentellen Untersuchungen, die neben phasenpetrologischen Zusammenhängen und P-T-Stabilität der Komponenten auch auf kristallchemische Aspekte abzielen, wurden alle in dem vereinfachenden Modellsy-

stem MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂ durchgeführt, sei es bei fluidfreien („trockenen“) oder hydrischen Reaktionsbedingungen (vergl. HENSEN & GREEN, 1971 und 1973; CURRIE 1974; ARANOVICH & PODLESSKII, 1983; NEWTON, 1972; LE BRETON & MIRWALD, 1985; MUKHOPADHYAY & HOLDAWAY, 1994). Erste Daten über den Einfluß der reinen CO₂-Komponente, sowie unterschiedlich zusammengesetzter Fluidkomponentengemische (H₂O, CO₂ und Na⁺) auf die obere Druckstabilität von Mg-Cordierit wurden von MIRWALD (1984) und MIRWALD & LE BRETON (1985) vorgestellt.

2. Auswirkungen unterschiedlicher Kanalkomponenten auf die obere Druckstabilität von Mg-Cordierit

Eine Abschätzung der Druckabhängigkeit der Mg/Fe-Austauschreaktion zwischen Cordierit und Granat setzt zunächst die Kenntnis der P-T-Stabilitätsgrenze der beiden Cordieritendglieder voraus. Die experimentellen und feldpetrologischen Befunde ergeben für Mg/Fe-Cordierit einen P-Stabilitätsbereich bis zu 10 kbar. Eine entscheidende Rolle spielt hierbei die Temperaturabhängigkeit dieser Stabilitätsgrenze, wobei die Frage nach der Auswirkung der Fluidphasen H₂O, CO₂ und der Na⁺-Komponente auf das jeweilige P-T-Gleichgewicht im Vordergrund steht. Der Einbau dieser chemisch sehr verschiedenartigen Komponenten in Cordierit verändert dessen Stabilitätsfeld und wirkt sich damit auch auf den Mg/Fe-Austausch mit der jeweils koexistierenden Phase, z.B. Pyral-Granat, Biotit, pleonastischer Spinell, Mg-reicher Orthopyroxen und Talk, aus. Aus Gründen der einfacheren Handhabung der Experimente ist es klar, für diese Untersuchungen Mg-Cordierit heranzuziehen, trotz der Tatsache, daß hier die H₂O-haltige Abbauparagenese Talk + Quarz + Alumosilikat bzw. die äquivalente, trockene Gleichgewichtsparagenese enstatitischer Orthopyroxen + Quarz + Alumosilikat petrologisch nicht relevant ist.

Mit Hilfe dieser Ergebnisse lassen sich zunächst Rückschlüsse auf die Stabilität des reinen Fe-Endglieds bzw. allgemein auf die Stabilität der Mischkristallphase im Gleichgewicht mit Granat + Quarz + Alumosilikat ziehen. Die abgeleiteten Druckabschätzungen können sodann mit P-T-Ergebnissen verglichen werden, die an anderen, in natürlichen Systemen räumlich eng benachbarten P-T-sensitiven Paragenesen gewonnen worden sind.

2.1 Experimentelles

Die nachfolgend dargestellten Versuche wurden mit einer Kolben-Zylinder-Hochdruckapparatur in quasihydrostatischen Salzzellen im P-T-Bereich bis zu 15 kbar und zwischen 600 und 900°C durchgeführt. Die Temperaturregelung der Versuche von maximal 4 Tagen Dauer erfolgte mit Hilfe von Ni/CrNi-Thermoelementen. Die verwendeten Goldkapseln faßten bis zu 40 mg Probenmaterial. Silberoxalat diente zur Erzeugung einer CO₂-Gasphase. Ausgangsmaterial war Si/Al-geordneter Mg-Cordierit (Deltawert: 0,24° 2θ), die Paragenesen Talk + Quarz + Alumosilikat und Enstatit + Quarz + Alumosilikat wurden durch Abbaureaktionen aus dem Cordieritmaterial hergestellt.

2.2 Ergebnisse

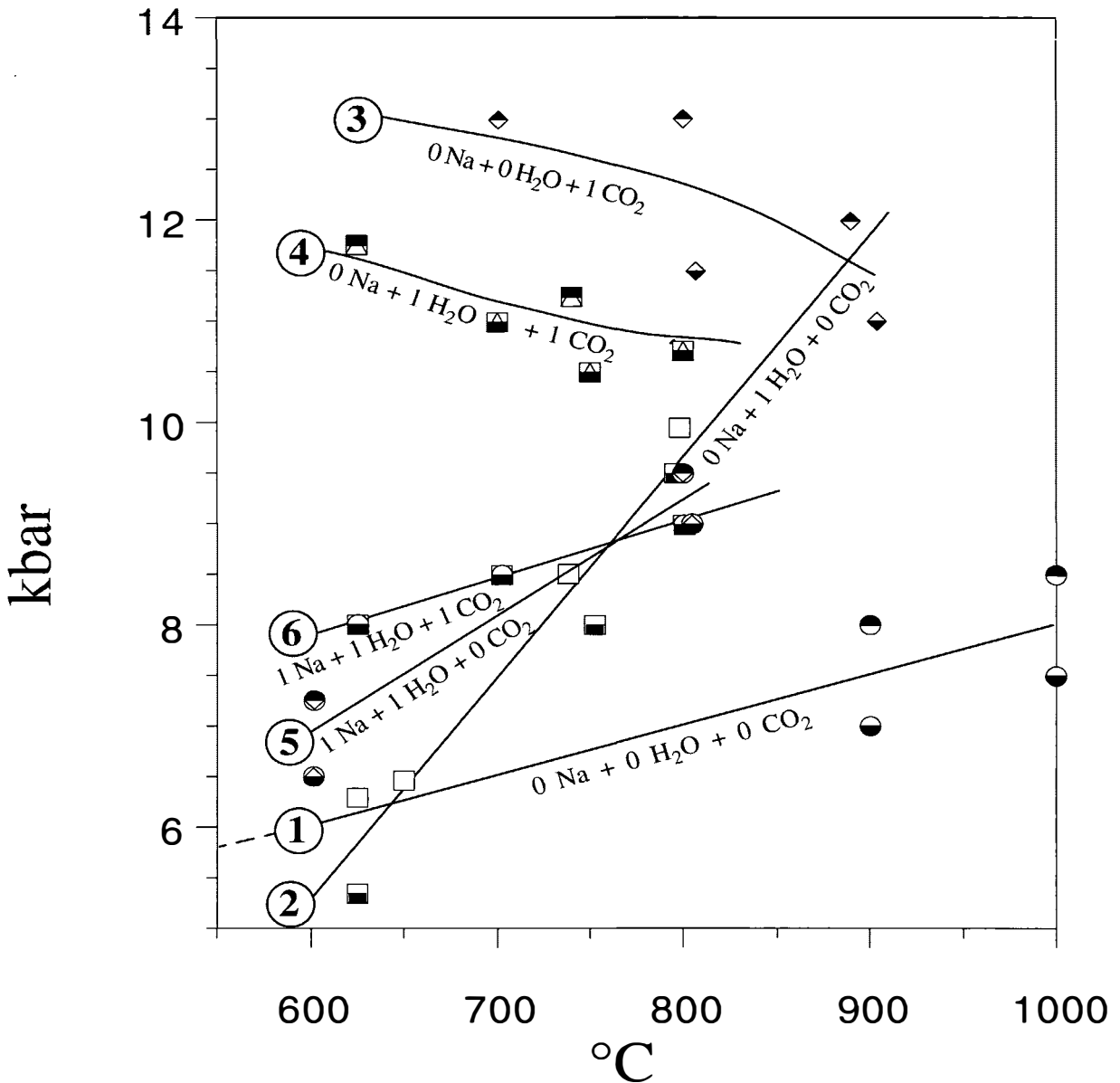
Es wurden Pilotuntersuchungen an folgenden Reaktionen durchgeführt:

- Mg-Cordierit = Enstatit + Alumosilikat (AS) + Quarz (Qz)
(LE BRETON & MIRWALD, 1985) (1)
- Mg-Cordierit-H₂O = Talk + AS + Qz + H₂O
(MIRWALD & LE BRETON, 1985) (2)
- Mg-Cordierit-CO₂ = Enstatit + AS + Qz + CO₂ (MIRWALD & LE BRETON, 1985) (3)
- Mg-Cordierit-H₂O-CO₂ = Talk + Enstatit + AS + Qz + H₂O + CO₂ (Molverhältnisse: H₂O : CO₂ = 1:1) (4)

- Mg-Cordierit-Na⁺-H₂O (bzw. 1n NaOH) = Talk + AS + Qz + H₂O + (Ab?) (5)
- Mg-Cordierit-Na⁺-H₂O-CO₂ = Talk + Enstatit + AS + Qz + H₂O + CO₂ + (Ab?) (Molverhältnis 1n NaOH : CO₂ = 1:1; MIRWALD & LE BRETON, 1985) (6)

Die Ergebnisse der Versuche sind in Abb. 1 übersichtsmäßig dargestellt. Wesentlich an den Ergebnissen ist der deutliche Einfluß der verschiedenen „Kanalkomponenten“. Es ergeben sich folgende qualitative Ergebnisse:

- a) Die „trockene“ Abbaureaktion (1) ergibt für Mg-Cordierit die niedrigste Druckstabilität. Der Vergleich mit der von NEWTON (1972) durchgeführten Untersuchung ergibt ausreichende Übereinstimmung hinsichtlich der P-T-Lage; bezüglich der dP/dT-Steigung der Abbaukurve ergibt sich mit ca. 5 K/bar eine ausgezeichnete Übereinstimmung.
- b) Der Abbau von Mg-Cordierit bei hydrischen Bedingungen (P_{total} = P_{H₂O}) (2) bewirkt eine deutlich steilere, positive dP/dT-Steigung gegenüber der trockenen Abbaureaktion. Dies führt mit steigender Temperatur zu einer deutlich höheren Druckstabilität (dP_{800°C} = 2,5 kbar).
- c) Eine dramatische Vergrößerung des Stabilitätsfelds bewirkt die Fluidkomponente CO₂ (3). Charakteristisch ist die negative dP/dT-Steigung der Abbaukurve. Inwieweit die bei 900°C durchgeführten Versuche noch innerhalb einer erweiterten Temperaturstabilität liegen, ist ungeklärt.
- d) In einem H₂O-CO₂-Fluidphasengemisch (4) ergibt – in Konsequenz der Reaktionen (2) und (3) – eine zunehmende CO₂-Komponente eine kontinuierliche Änderung der ursprünglich positiven dP/dT-Steigung der oberen Stabilitätsgrenze (Reaktion 2: dP/dT = +24 bar/K) in eine negative (dP/dT = ca. -5 bar/K).
- e) Wie die Ergebnisse der Reaktion (5) zeigen, bewirkt der Einbau von H₂O und Na⁺ – neben einer geringen Druckstabilisierung von Cordierit – gleichzeitig eine Verflachung der po-



- ● reaction 1 : Mg-cordierite = enstatite + Al_2SiO_5 + quartz (LE BRETON & MIRWALD, 1985)
 - □ reaction 2 : Mg-cordierite(H_2O) = talc + Al_2SiO_5 + quartz + H_2O (MIRWALD & LE BRETON, 1985)
 - ◆ ◆ reaction 3 : Mg-cordierite(CO_2) = enstatite + Al_2SiO_5 + quartz + CO_2 (MIRWALD & LE BRETON, 1985)
 - ◻ ◻ reaction 4 : $^{\$}$ Mg-cordierite($\text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2$) = talc + enstatite + Al_2SiO_5 + quartz + H_2O + CO_2 (moles H_2O : $\text{CO}_2 = 1 : 1$)
 - ● reaction 5 : Mg-cordierite($\text{Na}^+, \text{H}_2\text{O}$) = talc + Al_2SiO_5 + quartz + H_2O + (albite ?)
 - ◻ ◻ reaction 6 : Mg-cordierite($\text{Na}^+, \text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2$) = talc + enstatite + Al_2SiO_5 + quartz + H_2O + CO_2 + (albite ?) (moles $\text{Na}^+ : \text{CO}_2 = 1 : 1$) (MIRWALD & LE BRETON, 1985)
- § : Si/Al-disordered hexagonal high-cordierite

Abb. 1: Ergebnisse des experimentell untersuchten Einflusses der Kanalkomponenten Na^+ , CO_2 und H_2O auf die obere Druckstabilitätsgrenze von Mg-Cordierit. Die Beschriftung der Reaktionskurven gibt die Verhältnisse der Kanalkomponenten im Gleichgewicht an.

sitiven dP/dT -Steigung; aus Analogiegründen kann davon ausgegangen werden, daß die experimentell schwierig durchzuführende „trockene“ Reaktion Mg -Cordierit- Na_2CO_3 im Vergleich zu Reaktion (3) eine ebenfalls geringere, negative dP/dT -Steigung aufweist.

- f) Die Reaktion mit einer gemischten Fluidphase (6) ergibt keine wesentliche Veränderung der Druckstabilität gegenüber der rein hydri-schen (2) und $H_2O + Na^+$ -Reaktion (5), jedoch eine signifikante Abnahme der dP/dT -Steigung, welche für die gewählte Fluidzusammensetzung bei +5 bar/K liegt und damit etwa der Steigung der trockenen Abbaureaktion (1) entspricht. Unbeantwortet bleibt bei dieser Pilotstudie die Frage, inwieweit sich die thermische Stabilität des Cordierits jeweils zu höheren und niedrigeren Temperaturen erweitert.

Aus den Pilotexperimenten ergibt sich folgende Schlußfolgerung: Bei Anwesenheit eines intermediären H_2O - CO_2 -Fluids heben sich die unterschiedlichen Einflüsse der Kanalkomponenten auf die Temperaturabhängigkeit der oberen Druckstabilitätsgrenze des Na -haltigen Cordierits gegenseitig auf. Dies führt zu einer weitgehenden Temperaturunabhängigkeit der Cordierit-Abbaureaktion. Dieser Befund ist von großem petrologischen Interesse und wird nachfolgend diskutiert.

3. Diskussion

3.1 Zur Druckstabilität von Fe-Cordierit

Die verschiedentlich durchgeführten experimentellen Untersuchungen der Druckstabilität von Fe-Cordierit ergeben ein unklares Bild. Während für die Abbaureaktion Fe -Cordierit = Hercynit + Qz bei hohen Temperaturen ($> 750^\circ C$) phasenpetrologische Überlegungen im Zusammenhang mit einigen experimentellen Daten eine negative Steigungscharakteristik ergeben (RICHARDSON, 1968 und HOLDAWAY & LEE,

1977), ist das Ergebnis für die tiefertemperierte Abbaureaktion Fe -Cordierit = Almandin + Sillimanit + Qz kontrovers. Frühere Untersuchungen dieser Reaktion bei hydri-schen Bedingungen (RICHARDSON, 1968; WEISBROD, 1973, und HOLDAWAY & LEE, 1977) ergaben im Temperaturbereich zwischen 600 und $800^\circ C$ und Drücken zwischen 3 und 4 kbar eine negative dP/dT -Steigung von ca. -5 bar/K. Eine kürzlich veröffentlichte erneute Untersuchung dieser Reaktion von MUKHOPADHYAY & HOLDAWAY (1994) ergibt jedoch eine positive dP/dT -Steigung von +5 bar/K im Druckbereich von 2–3 kbar (Abb. 2). Dieses Ergebnis scheint eine Bestätigung thermodynamischer Abschätzungen von MARTIGNOLE & SISI (1981) und ARANOVICH & PODLESSKII (1983) zu sein.

Eine kritische Durchsicht der Versuchsdurchführung bei den verschiedenen Autoren führt jedoch zu dem Schluß, daß alle bisherigen Untersuchungen nicht im strengen Sinn bei rein hydri-schen Bedingungen durchgeführt worden sind. Bei sämtlichen Untersuchungen wurde das Ausgangsmaterial der Versuche, entsprechend der vielfach üblichen Methode der Probenhomogenisierung, unter Aceton (CH_3COCH_3) gemischt (beschrieben bei RICHARDSON, 1968; WEISBROD, 1973; ARANOVICH & PODLESSKIJ, 1982 und MUKHOPADHYAY & HOLDAWAY, 1994; zu vermuten bei HOLDAWAY & LEE, 1977; vergl. auch MUKHOPADHYAY & HOLDAWAY, 1994). Damit wurde sehr wahrscheinlich neben H_2O auch CO_2 als zunächst adsorptiv gebundene Komponente in die Fluidphase der Reaktion eingebracht. Eigene Untersuchungen an derartig behandelten Cordieritproben zeigten, daß – selbst nach Ausheizen des Probenmaterials bei ca. $100^\circ C$ nach Versuchsbeendigung – neben H_2O -auch CO_2 -Banden im IR-Spektrum des Reaktionsprodukts vorhanden waren! Dies bedeutet für die zitierten Untersuchungen an Fe-Cordierit, daß vermutlich stets, wenn auch in unterschiedlich großen Anteilen, CO_2 in der Fluidphase vorhanden war.

Im Vergleich zu den im vorigen Kapitel dargestellten Versuchen an Mg-Cordierit ergibt sich damit für Fe-Cordierit eine Situation, die mit

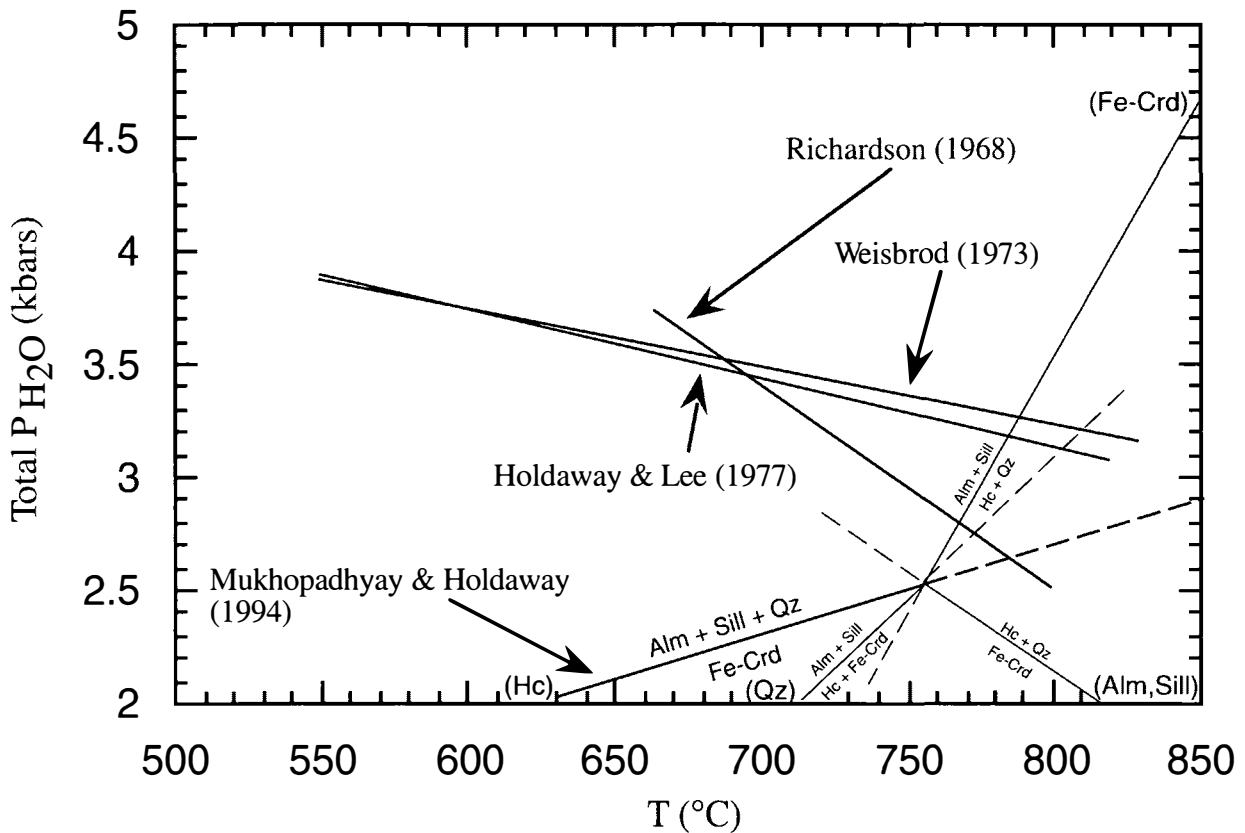


Abb. 2: Die experimentell bestimmte univariante Abbaureaktion $\text{Fe-Cord.} = \text{Alm} + \text{Sill} + \text{Qz} + \text{V}$ unter der Bedingung $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{total}}$ im System $\text{FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. Dargestellt sind die Ergebnisse von vier Arbeitsgruppen (RICHARDSON, 1968; WEISBROD, 1973; HOLDAWAY & LEE, 1977 und MUKHOPADHYAY & HOLDAWAY, 1994). Von einem invarianten Punkt ausgehend wurden zusätzlich univariante Gleichgewichtsgeraden für Reaktionen gezeichnet, an denen Hercynit beteiligt ist: Die Gerade $\text{Alm} + \text{Sill} = \text{Hc} + \text{Qz}$ wurde von BOHLEN et al. (1986) bestimmt, die Gerade $\text{Fe-Crd} = \text{Hc} + \text{Qz}$ ist eine Abschätzung von HOLDAWAY & LEE (1977); die Gerade $\text{Alm} + \text{Sill} = \text{Hc} + \text{Fe-Crd}$ wurde von MUKHOPADHYAY & HOLDAWAY (1994) mit Hilfe der Schreinemakers-Analyse konstruiert. reiche des reinen Fe- bzw. Mg-Endglieds aus den Abb. 1 + 2.

den Reaktionen (2) und (3) vergleichbar ist. Der für Mg-Cordierit erbrachte experimentelle Befund, daß eine komplex gemischte Fluidphase aus $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{Na}^+$ zu einer geringen, wenn nicht vernachlässigbaren Temperaturabhängigkeit der Abbaureaktion von Mg-Cordierit führt, wird hier für Fe-Cordierit übernommen – auch wenn hier die Abbauparagenese aus anderen Phasen, nämlich aus Almandin + Almosilikat + Quarz, besteht. Diese Annahme impliziert zugleich, daß der Mg/Fe-Austausch der Gleichgewichtsparagenese Cordierit + Granat + Almosilikat + Quarz in erster Linie nur druckabhängig sein sollte.

3.2 Versuche im System (Mg,Fe)-Cordierit-(Mg,Fe)-Granat-Almosilikat-Quarz

Das Mg/Fe-Austauschverhalten zwischen (Mg,Fe)-Cordierit und (Mg,Fe)-Granat – unter dem Gesichtspunkt geothermobarometrischer Anwendung – war bereits in einer relativ großen Zahl Gegenstand von experimentellen Untersuchungen (CURRIE, 1971; HENSEN & GREEN, 1971 und 1973; HOLDAWAY & LEE, 1977; ARANOVICH & PODLESSKII, 1983 und LAVRENT'eva & PERCHUK, 1981).

Diese experimentellen Arbeiten waren auf das Modellsystem $\text{MgO-FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$

beschränkt. Lediglich ARANOVICH & PODLESSKII (1983) haben auch Versuche mit H₂O-CO₂-Fluidgemischen durchgeführt. Auch hier stellt sich die Frage, inwieweit CO₂ als Acetonderivat in den Reaktionen eine Rolle gespielt hat. Bei den „trockenen“ Untersuchungen von HENSEN & GREEN (1971, 1973) spielt CO₂ ebenfalls eine Rolle. Es wurden dort Graphitkapseln für das cordieritische Probenmaterial verwendet.

Eine Übersicht der relevanten Daten unter Einbeziehung der P-T-Daten der reinen Endglieder ist in Abb. 3 zusammengestellt worden.

Von allen Bearbeitern wird versucht, aus den Daten einen erheblichen Temperatureinfluß auf den Druckparameter abzuleiten. Dabei geht z.B. CURRIE (1971) in Übereinstimmung mit RICHARDSON (1968) von einer negativen dP/dT-Steigung für die Reaktion Fe-Cordierit = Almandin + AS + Qz aus, während ARANOVICH & PODLESSKII (1983) aufgrund der Daten von LAVRENT'ÉVA & PERCHUK (1981) und in Analogie zur Abbaureaktion von Mg-Cordierit von einer positiven dP/dT-Steigung dieser Reaktion ausgehen.

Die Daten lassen keinen eindeutigen Trend der Temperaturabhängigkeit erkennen. Falls eine geringe Abhängigkeit bestehen sollte, so tritt diese möglicherweise aufgrund experimenteller Unzulänglichkeiten (beschränkter Datenumfang, unzureichende Charakterisierung der Probenmaterialien, Probleme in der Kompatibilität der Experimente) in den verschiedenen Datensätzen nicht zutage. Die Ergebnisse für die beiden Endglieder legen eine maximale Temperaturabhängigkeit von 0,2 K/bar nahe. D.h., bei einer Temperatur von 700 ± 100°C wäre eine Druckvarianz von P = ±0,5 kbar gegeben. Die von den verschiedenen Autoren angegebene Druckunsicherheit der Experimente liegt ebenfalls in der Größenordnung von maximal ±0,5 kbar.

Als wesentliche Einschränkung gilt für alle bisherigen experimentellen Untersuchungen, daß die in natürlichen Cordieriten bei verschiedenen H₂O-CO₂-Mischungsverhältnissen stets angetroffene Natriumkomponente als Para-

meter unberücksichtigt blieb. Die an Mg-Cordierit durchgeführten Pilotexperimente zeigen jedoch, daß alle Kanalkomponenten einen wesentlichem Einfluß auf die Stabilität von (Mg)-Cordierit haben, wobei die Natriumkomponente besonders in Richtung einer Temperaturunabhängigkeit der Gleichgewichtsreaktion wirkt.

3.3 Vergleich experimenteller Daten mit feldpetrologischen Ergebnissen

Für den Vergleich zwischen experimentellen und feldpetrologischen Befunden ist eine wichtige Voraussetzung erfüllt: Die durchgeführten Experimente mit Mg-Cordierit nähern sich in ihrer Komponentenvarianz den Gegebenheiten bei natürlichen Cordieriten. Dies gilt nicht für Granat, dessen Zusammensetzung sich auf die binäre Mischreihe Pyrop-Almandin beschränkt.

Falls sich die prinzipiellen Ergebnisse, die an Mg-Cordierit gewonnen wurden, auf das andere Endglied, Fe-Cordierit, und den intermediären Mischkristallbereich übertragen lassen, müssen die Druckabschätzungen, die mittels anderer Paragenesen in benachbarten Positionen getroffen wurden, die gleiche Druckgröße ergeben.

Für den Vergleich wurde eine Reihe neuerer Arbeiten in der Literatur so ausgewählt, daß damit der größte Teil des Mg-Fe-Systems abgedeckt wurde. Eine Druckkorrektur von ±0,5 kbar, wie sie aus dem oben entwickelten Modell anzubringen wäre, wenn die betrachtete Paragenese der oberen oder unteren Temperaturgrenze (600 bzw. 800°C) sehr nahekommt, wurde zunächst nicht durchgeführt. In Abb. 4 sind die Daten dargestellt.

Der Vergleich mit den P-Werten, die aus anderen Paragenesen ermittelt wurden, ist in erster Näherung sehr befriedigend. Die Druckunsicherheit dieses neuen, semiempirischen Barometers liegt bei ±0,5 kbar.

Die Betrachtung der Auswertung ergibt zunächst, daß der für Granat ermittelte P-Wert

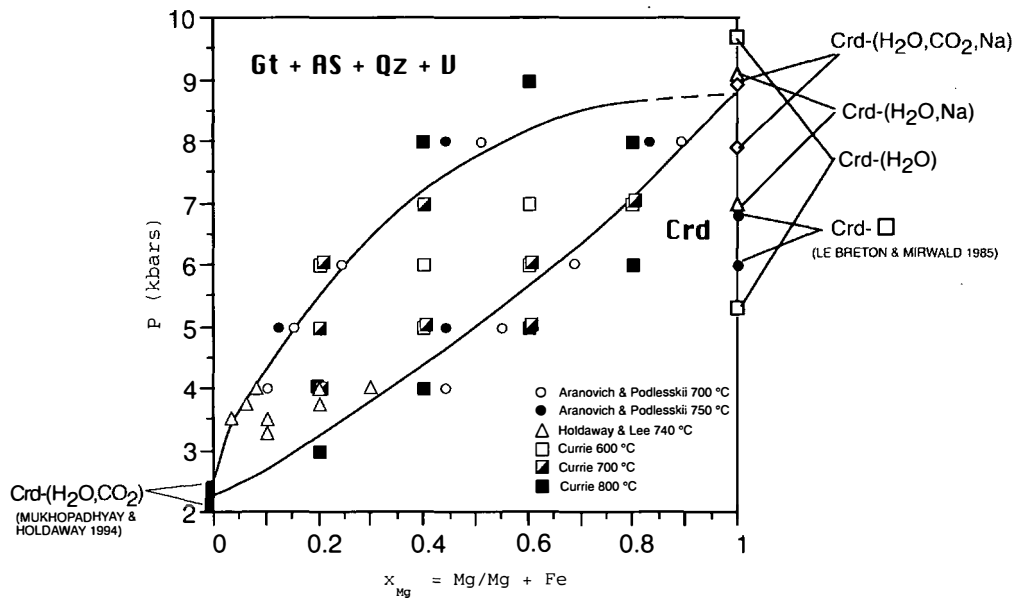


Abb. 3: Die experimentell bestimmte divariante Abbaureaktion (Mg,Fe)-Cordierit = (Mg,Fe)-Granat + AS + Qz + V nach Daten von CURRIE (1971), ARANOVICH & PODLESSKII (1983) und LEE & HOLDAWAY (1977) Zusätzlich eingetragen sind die Stabilitätsbereiche des reinen Fe- bzw. Mg-Endglieds aus den Abb. 1 + 2.

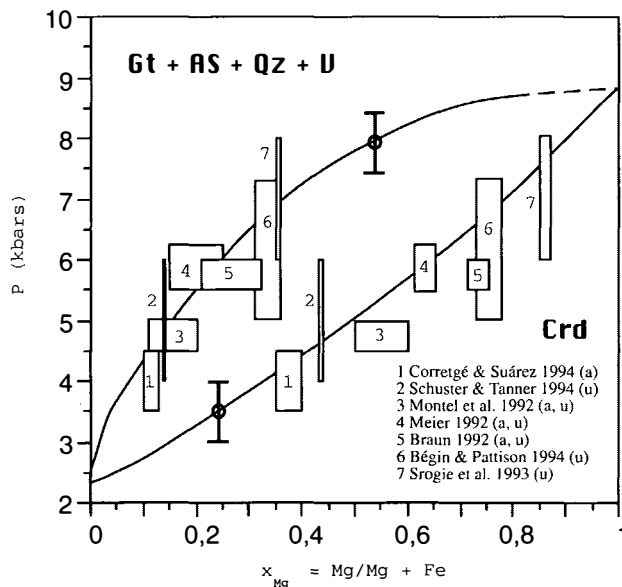


Abb. 4: X_{Mg} -P-Diagramm: Eingetragen sind die P-Bestimmungen von sieben Arbeitsgruppen an verschiedenen Paragenesen. Zusätzlich eingezeichnet ist das in dieser Arbeit vorgestellte Geobarometer aus Abb. 3. Die Breite der Rechtecke gibt die Bandbreite der Granat- und Cordierit-Analysen wieder, die Länge der Rechtecke entspricht den P-Abschätzungen der Autoren. Die Fehlerbalken deuten die Temperaturabhängigkeit der Reaktion an.

(a) = vom Mg/Fe-Austausch der dargestellten Reaktion abhängige Geobarometer: Mg-Crd+Py+Sill+Q: MARTIGNOLE & SISI (1981). Crd+Gt+Sill+Q: WELLS (1979), HOLDAWAY & LEE (1977), PERCHUK et al. (1981), PERCHUK & LAVRENT'ÉVA (1983), NEWTON (1972) und THOMPSON (1976).

(u) = vom Mg/Fe-Austausch der dargestellten Reaktion unabhängige Geobarometer: Gt+Rt+Sil+Ilm+Qz (GRAIL): BOHLEN et al. (1983) und BERMAN (1991, „TWEEQU“). Gt+Rt+Ilm+Plg+Qz (GRIPS): BOHLEN & LIOTTA (1986). Gt+Ky(Sil)+Plg+Qz (GASP): KOZIOL & NEWTON (1988) und PERCHUK et al. (1981). Crd+Spi+Qz (CSQ): VIELZEUF (1983), BERMAN (1991, „TWEEQU“) und BHATTACHARYA (1986). Gt+Opx+Plg+Q (GOPQ): PERKINS & CHIPERA (1985), BOHLEN et al. (1983) und NEWTON & PERKINS (1982). THERMOCALC: HOLLAND & POWELL (1990).

häufig um bis zu 0,5 kbar höher liegt als für Cordierit. Dies ist mit der nicht berücksichtigten Spessartin- und Grossular-Komponente des Granats in Zusammenhang zu bringen. Völlig offen ist zudem der mögliche Einfluß von anderen chemischen und strukturellen Parametern.

Die eingehendere Analyse läßt einige weitere Probleme erkennen:

- Falls die ins Auge gefaßte Druckkorrektur für die geringe Temperaturabhängigkeit durchgeführt würde, würde eine größere Datenstreuung die Qualität dieses Barometers vermindern.
- Im Zusammenhang damit erhebt sich die Frage, ob die anderen barometrischen Paragenesen, die zum Vergleich herangezogen wurden, im strengen Sinne mit der Cordierit-Granatparagenese kompatibel sind, d.h. den gleichen Zeitabschnitt des metamorphen Prozesses dokumentieren.
- Hinzu kommt das Problem, inwieweit sich koexistierende Cordierit-Granat-Gleichgewichte innerhalb des Gefüges und Gesamtmineralbestands eines Metapelits tatsächlich eindeutig zuordnen lassen.

Die Ergebnisse legen eine weitgehende Temperaturunabhängigkeit dieses semiempirischen Cordierit-Granat-Barometers nahe. Weitere Aufklärung dieses Befundes wird nur über detaillierte experimentelle Untersuchungen möglich sein.

Danksagung

Wir danken V. MAIR (Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität Innsbruck) für technische Unterstützung.

Literatur

ARANOVICH, L. JA. & PODLESSKIJ, K. K. (1982): Ravnovesie: granat+sillimanit+kvarts=kordierit. Èksperiment i rascheti. – Mineralogicheskij zhurnal, **4**, 20–32.

- ARANOVICH, L. YA. & PODLESSKIJ, K. K. (1983): The cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium: experiments and applications. – In: SAXENA, S. K. (Hrsg.) Kinetics and equilibrium in mineral reactions, Springer, New York, Berlin, Heidelberg, **3**, 173–198.
- ARMBRUSTER, T. (1986): The role of Na in the structure of low-cordierite: A single crystal X-ray study. – American Mineralogist, **71**, 746–757.
- ARMBRUSTER, T. & BLOSS, F. D. (1982): Orientation and effects of channel H₂O and CO₂ in cordierite. – American Mineralogist, **67**, 284–291.
- BÉGIN, N. J. & PATTISON, D. R. M. (1994): Metamorphic evolution of granulites in the Minto Block, northern Québec: extraction of peak P-T conditions taking account of late Fe-Mg exchange. – Journal of Metamorphic Geology, **12**, 411–428.
- BERMAN, R. G. (1991): Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique with petrological applications. – Canadian Mineralogist, **29**, 833–855.
- BHATTACHARYA, A. (1986): Some geobarometers involving cordierite in the FeO-Al₂O₃-SiO₂(±H₂O) system: refinements, thermodynamic calibration, and applicability in the granulite facies rocks. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **98**, 387–394.
- BOHLEN, S. R. & LIOTTA, J. J. (1986): A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. – J. Petrology, **27**, 1025–1034.
- BOHLEN, S. R., DOLLASE, W. A., WALL, V. J. (1986): Calibration and application of spinel equilibria in the system FeO-Al₂O₃-SiO₂. – J. Petr., **27**, 1143–1156.
- BOHLEN, S. R., WALL, V. J., BOETTCHER, A. L. (1983): Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. – Am. Miner., **68**, 1049–1058.
- BRAUN, I. (1992): Geochemische, isotopengeochemische und petrologische Untersuchungen an migmatitischen Metapeliten und intrusiven Graniten der Ihozy-Serie in Süd-Madagaskar. – Unveröffl. Dipl.-Arb., Univ. Bonn, 108 S.
- CORRETGÉ, L. G. & SUÁREZ, O. (1994): A Garnet-Cordierite Granite Porphyry containing Rapakivi Feldspars in the Cabeza de Araya Batholith (Extremadura, Spanish Hercynian Belt). – Mineralogy and Petrology, **50**, 97–111.
- CURRIE, K. L. (1971): The reaction 3 cordierite = 2 garnet + 4 sillimanite + 5 quartz as a geological thermo-

- meter in the Opinicon Lake region, Ontario. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **33**, 215–226.
- CURRIE, K. L. (1974): A note on the calibration of the garnet-cordierite geothermometer and geobarometer. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **44**, 35–44.
- GOLDMAN, D. S., ROSSMAN, G. R., DOLLASE, W. A. (1977): Channel constituents in cordierite. – *American Mineralogist*, **62**, 1144–1157.
- GUNTER, A. E. (1977): Water in synthetic cordierites and its significance in the experimental reaction aluminous biotite + sillimanite + quartz = iron cordierite + sanidine + water. – *Geol. Soc. Canada Abst. Prog.*, **2**, 22.
- HENSEN, B. J. & GREEN, D. H. (1971): Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. I. Compositions with excess aluminosilicate. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **33**, 309–330.
- HENSEN, B. J. & GREEN, D. H. (1973): Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. III. Synthesis of experimental data and geological applications. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **38**, 151–166.
- HOLDAWAY, M. J. & LEE, S. M. (1977): Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **63**, 175–198.
- HOLLAND, T. J. B. & POWELL, R. (1990): An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlation: the system $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2O$. – *J. metam. Geol.*, **8**, 89–124.
- JOHANNES, W. & SCHREYER, W. (1981): Experimental introduction of CO_2 and H_2O into Mg-Cordierite. – *American Journal of Science*, **281**, 299–317.
- KORIKOVSKII, S. P. (1979): Facies of Metamorphism of Metapelites. – *Nauka, Moscow*, 263.
- KOZIOL, A. M. & NEWTON, R. C. (1988): Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. – *Am. Mineral.*, **73**, 216–230.
- LAURENT'ÉVA, I. V. & PERCHUK, L. L. (1981): Cordierite-garnet thermometer. – *Akademia Nauk SSSR, Doklady Earth Sciences*, **259**, 697–700.
- LE BRETON, N. & MIRWALD, P. W. (1985): The reaction $Mg\text{-Cordierite} = \text{enstatite} + \text{kyanite} + \text{quartz}$ in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$. – *Terra cognita*, **5**, 332.
- LE BRETON, N. & SCHREYER, W. (1993): Experimental CO_2 incorporation into Mg-cordierite: nonlinear behaviour of the system. – *European Journal of Mineralogy*, **5**, 427–438.
- MARTIGNOLE, J. & SISI, J. C. (1981): Cordierite-garnet- H_2O -equilibrium: A geological thermometer, barometer and water fugacity indicator. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **77**, 38–46.
- MEDENBACH, O., MARESCH, W. V., MIRWALD, P. W., SCHREYER, W. (1980): Calibration curve for the variation of refractive index of synthetic Mg-cordierite with H_2O content. – *American Mineralogist*, **65**, 367–373.
- MEIER, G. (1992): Genese metapelitischer Migmatite. Bildung von Leukosomen am Beispiel der Migmatite von Naantali, SW-Finland. – Unveröffl. Diss., Univ. Hannover, 200 S.
- MIRWALD, P. W. (1983): The sodium content of synthetic Mg-cordierite at 600 and 800°C up to 6 kbars and its effects on the incorporation of H_2O and CO_2 . – *Proc. Int. Geol. Congr. 1983, Moscow*.
- MIRWALD, P. W. (1984): Der Einfluß des Si/Al-Ordnungszustands von Mg-Cordierit und die Wirkung unterschiedlicher Fluidkomponenten auf seine obere Druckstabilität. – *Fortschritte der Mineralogie*, **62**, **Bh. 1**, 155–157.
- MIRWALD, P. W. (1986): Ist Cordierit ein Geothermometer. – *Fortschritte der Mineralogie*, **64** **Bh 1**, 119.
- MIRWALD, P. W. & LE BRETON, N. (1985): Influence of Si/Al order and variable vapour phase composition on the breakdown reactions of cordierite. – *Terra cognita*, **5**, 332.
- MIRWALD, P. W. & SCHREYER, W. (1977): Die stabile und metastabile Abbaureaktion von Mg-Cordierit in Talk, Disthen und Quarz und ihre Abhängigkeit vom Gleichgewichtswassergehalt des Cordierits. – *Fortschritte der Mineralogie*, **55**, 95–97.
- MIRWALD, P. W., JOCHUM, C., MARESCH, W. V. (1986): Rate studies on hydration and dehydration of synthetic Mg-cordierite. – *Mat. sci. Forum, Diffusion and Defect Monogr., Conf. Ser.*, **6**, 113–122.
- MONTEL, J. M., MARINGNAC, C., BARBEY, P., PICHAVANT, M. (1992): Thermobarometry and granite genesis: the Hercynian low-P, high-T Velay anatectic

- dome (French Massif Central). – *Journal of Metamorphic Geology*, **10**, 1–15.
- MUKHOPADHYAY, B. & HOLDAWAY, M. J. (1994): Cordierite–garnet–sillimanite–quartz equilibrium: I. New experimental calibration in the system FeO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O and certain P–T–X_{H₂O} relations. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116**, 462–475.
- NEWTON, R. C. (1972): An experimental determination of the high pressure stability limits of magnesian cordierite under wet and dry conditions. – *Journal of Geology*, **80**, 398–420.
- NEWTON, R. C. & PERKINS, D. (1982): Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet–plagioclase–orthopyroxene (clinopyroxene)–quartz. – *Am. Mineral.*, **67**, 203–222.
- PERCHUK, L. L. & LAVRENT'eva, I. V. (1983): Experimental investigations of exchange equilibria in the system cordierite–garnet–biotite. – In: SAXENA, S. K. (Hrsg.) *Kinetics and equilibrium in mineral reactions (Advances in physical geochemistry, 3)*, Springer, New York, 199–239.
- PERCHUK, L. L., PODLESSKII, K. K., ARANOVICH, L. YA. (1981): Calculations of thermodynamic properties of end-member minerals from natural paragenesis. – In: NEWTON, R. C., NAVROTSKY, A., WOOD, B. J. (Hrsg.) *Thermodynamics of Minerals and Melts (Advances in physical geochemistry, 1)*, Springer, New York, 111–130.
- PERKINS, D. & CHIPERA, S. J. (1985): Garnet–orthopyroxene–plagioclase–quartz barometry: refinement and application to the English River subprovince and the Minnesota River Valley. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **89**, 69–80.
- RICHARDSON, S. W. (1968): Staurolite stability in a part of the system Fe–Al–Si–O–H. – *Journal of Metamorphic Petrology*, **9**, 467–488.
- SCHNEIDERMAN, J. S. & TRACY, R. J. (1991): Petrology of orthoamphibole–cordierite gneisses from the Orjälvi area, southwest Finland. – *American Mineralogist*, **76**, 942–955.
- SCHUSTER, J. & TANNER, D. (1994): Exkursion in den nördlichen Oberpfälzer Wald zu Fragen der Deformation und Metamorphose des Moldanubikums. – 10. Rundgespräch Geodynamik des Europäischen Variszikums Bayreuth, Exkursionsführer, Bayrisches Geoinstitut, Bayreuth, 215–226.
- SROGI, L., WAGNER, M. E., LUTZ, T. M. (1993): Dehydration partial melting and disequilibrium in the granulite-facies Wilmington complex, Pennsylvania–Delaware Piedmont. – *American Journal of Science*, **293**, 405–462.
- THOMPSON, A. B. (1976a): Mineral reactions in pelitic rocks: I. Prediction of P–T–X(Fe–Mg) phase relations. – *American Journal of Science*, **276**, 401–424.
- THOMPSON, A. B. (1976b): Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculations of some P–T–X(Fe–Mg) phase relations. – *American Journal of Science*, **276**, 425–454.
- VIELZEUF, D. (1983): The spinel and quartz associations in high-grade xenoliths from Tallante (SE Spain) and their potential use in geothermometry and barometry. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **82**, 301–311.
- WEISBROD, A. (1973): Cordierite–garnet equilibrium in the system Fe–Mn–Al–Si–O–H. – *Carnegie Institution Year Book*, **72**, 515–523.
- WELLS, P. R. A. (1979): Chemical and thermal evolution of Archean sialic crust, southernwest Greenland. – *Journal of Petrology*, **20**, 187–226.

Anschrift der Verfasser:

Univ.-Prof. Dr. Peter W. Mirwald, Dipl.-Min. Erich Knop, Institut für Mineralogie und Petrographie, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria.

Manuskript eingegangen: 21. November 1994



PERMIAN CONODONT ZONATION AND ITS IMPORTANCE FOR THE PERMIAN STRATIGRAPHIC STANDARD SCALE

Heinz Kozur

With 4 figures, 2 tables and 6 plates

Abstract:

Conodonts are the stratigraphically most important fossils in the Permian with numerous guide forms distributed world-wide in both shallow-water and pelagic deposits (figs. 1, 2). Conodont provincialism is insignificant, but the facies control of conodonts may be considerable. Problems of conodont zonation are caused by migrations due to large scale facies changes, especially in the Middle Permian Guadalupian Series and at the Guadalupian-Lopingian boundary. Migration events of conodonts are not suitable for definitions of stage boundaries and large scale correlations, because they are diachronous.

A new genus, *Wardlawella* n. gen., and a two new species are described.

Zusammenfassung:

Conodonten sind die stratigraphisch bedeutendsten permischen Fossilien und weisen sowohl im Flachwasser als auch in pelagischen Ablagerungen zahlreiche weltweit verbreitete Leitformen auf (Figs. 1, 2). Provinzialismus ist unbedeutend, aber die Faziesabhängigkeit permischer Conodonten kann beträchtlich sein. Probleme für die Conodontenzonierung ergeben sich aus Migrationen infolge großräumiger Faziesänderungen, besonders in der mittelpermischen Guadalupe-Serie und an der Guadalupe/Loping-Grenze. Migration-events sind diachron und daher ungeeignet für die Definition von Stufengrenzen und großräumige Korrelationen.

Eine neue Gattung, *Wardlawella* n. gen., und zwei neue Arten werden beschrieben.

1. Introduction

Detailed taxonomic and stratigraphic studies of Permian conodonts began considerably later than in other Paleozoic systems because in the classical areas of conodont studies in Middle and Western Europe and Eastern USA the Permian is mostly continental or missing. Conodont-bearing Permian pelagic and slope deposits are common in the Cis-Urals, the Tethys, western North America, the Circum-Pacific realm and partly in the Arctic and on the northern margin of Gondwana. Most of the Permian conodonts have been described during the last 20 years from these areas. These investigations have shown that conodonts are the stratigraphically most important

fossil group of marine deposits, as in the Devonian and Carboniferous. The most important conodont guide forms are not influenced by the strong Permian faunal provincialism and are therefore decisive fossils for definition of the C/P and P/T boundaries as well as for the definition and correlation of the stage boundaries within the Permian.

Based on previous publications, and my own conodont studies of material from the Cis-Urals, Arctic Canada, Eastern Greenland, Texas, New Mexico, Arizona, Germanic Zechstein, Italy, Greece, Turkey, Oman, Transcaucasia, Iran, Pamirs, Russian Far East, Japan and Bolivia, a detailed shallow-water and pelagic conodont zonation for the Permian System is introduced

(figs. 1, 2, see p. 188) and range charts of the Permian conodonts are presented (tabs. 1, 2, see p. 190–193). A few examples of insignificant conodont provincialism are shown (fig. 4, see p. 189).

Different stratigraphic scales are used in different regions and by different authors. In the present paper, the scale proposed by KOZUR (1993) is used (see columns Series and Stage in figs. 1, 2). A three-fold subdivision is preferred, with the Cisuralian Series (Asselian, Sakmarian, Artinskian, Cathedralian stages), the Guadalupian Series (Roadian, Wordian, Capitanian stages) and Lopingian Series (Dzhulfian or Wuchiapingian, Changhsingian stages). The Cisuralian Series is best known from its Cis-Uralian type area. Its lower boundary coincides with the base of the Permian defined in this area (proposed candidates Ajdaralash and Usolka). Asselian, Sakmarian and Artinskian stages have their stratotypes in this area. The Kungurian is hypersalinar and therefore the upper boundary of the Cisuralian Series cannot be defined in the Cis-Urals. However, the upper boundary of a stratigraphic unit must be always defined with the lower boundary of the following unit in the type area of the latter unit (Guadalupian Series). The Cathedralian stage is defined in the type area of the Guadalupian Series, the Delaware Basin and its shelves in the Guadalupe and Glass Mountains. It was introduced by ROSS & ROSS (1987) as a stage between the top of the Artinskian and the base of the Roadian. The Cathedralian-Roadian boundary can be defined in the Guadalupe Mountains within the permanent accessible proposed stratotype for the Guadalupian Series (GLENISTER et al., 1992, GLENISTER, 1993). There, the upper Cathedralian and all 3 stages of the Guadalupian Series are well exposed in a continuous section, rich in ammonoids, conodonts (CAI = 1), fusulinids and other fossils. The Lopingian Series is defined in South China. Its lower boundary was both by KOZUR (1992b, c, d, 1993) and MEI et al. (1994) defined with the base of the *Clarkina altudaensis* Zone, originally established in the Glass Mountains, West Texas (KOZUR, 1992c, d, 1993, 1994). Correlation and

subdivision of the Early Lopingian are still disputed.

The Middle Permian fusulinid ages, often used as stages (Kubergandinian, Murgabian, Midian) for the Tethys are not used in the present paper. No conodonts are known from the Midian stratotype and from the Midian of the entire Transcaucasian type area. Few conodonts are known from the Kubergandinian and Murgabian type area in SE Pamirs, but strong reworking prevent the recognition of a conodont succession. Only one conodont-bearing sample is present from the upper Jachtashian. If the conodonts are not reworked, they indicate an Early Artinskian age for this level. No conodonts are known from the Bolorian type area in the Darvas. Conodonts are common in the Bolorian of SE Pamir, but because no fusulinids are present in the conodont-bearing beds, the richest conodont fauna with *Vjalovognathus shindyensis* cannot be exactly assigned to the earliest Bolorian or latest Jachtashian. The Jachtashian, Bolorian, Kubergandinian, Murgabian and Midian stratotypes are no longer accessible after the disintegration of the former Soviet Union and they cannot be used as a world standard for the Permian (KOZUR et al., 1994).

Both the lower and upper boundary of the Permian are not yet finally defined. In the present paper the base of the Permian is placed at the base of the *Streptognathodus barskovi*-*S. invaginatus* Zone. For the upper boundary of the Permian the base of the *Hindeodus parvus* Zone is preferred (YIN, 1993; KOTLYAR et al., 1993; KOZUR, 1994a, b, PAULL & PAULL, 1994).

2. Previous work

CLARK & BEHNKEN (1971) established a first, coarse Permian conodont zonation. In later papers, detailed Permian conodont zonations have been established (e.g. BEHNKEN, 1975; KOZUR, 1975, 1978, 1990a, c, 1992d, 1993a; KOZUR et al., 1978; MOVSHOVICH, et al., 1979; BANDO et al., 1980; WARDLAW & COLLINSON,

1986) or detailed conodont range charts have been published (IGO, 1979, 1981; HAYASHI, 1981; CLARK & WANG, 1988; KOZUR, 1990a). In KOZUR (1978) and CLARK & BEHNKEN (1979), phylomorphogenetic lineages of Permian conodonts have been demonstrated.

The best investigated conodont succession is known from the Middle Permian Guadalupian Series (Roadian, Wordian and Capitanian stages) of western North America. In the warm-water pelagic faunas of the Delaware Basin and its surroundings (type area of the Guadalupian and its stages), the conodont succession is well known, and has been correlated in detail with the ammonoid- and fusulinid zonation as well as with stage boundaries (BEHNKEN, 1975; CLARK & BEHNKEN, 1979; WARDLAW & GRANT, 1990; GLENISTER et al., 1992; KOZUR, 1992b-d). The Upper Artinskian to Guadalupian conodont succession of the Phosphoria Basin in the western USA is also well known (CLARK et al., 1979; WARDLAW & COLLINSON, 1979, 1984, 1986; BEHNKEN et al., 1986), but the late Capitanian to early Wuchiapingian conodont ages for the uppermost part of the sequence (upper Gerster Formation) are not in agreement with the largely brachiopod based determination of a Wordian age (CLARK & WANG, 1988).

Similarly well-investigated are the Late Permian (Lopingian Series) conodont successions in Transcaucasia, NW and Central Iran (SWEET, 1973; KOZUR, 1975, 1978, 1990a; KOZUR, MOSTLER & RAHIMI-YAZD, 1975) and the Permian conodont successions of China, especially of South China (e.g. WANG & WANG, 1981a, b; ZHANG et al., 1984; DAI & ZHANG, 1989; DONG et al., 1987; KANG et al., 1987; WANG et al., 1987; CLARK & WANG, 1988; DING et al., 1990; WANG, 1991; WANG & DONG, 1991; TIAN, 1993a, b, c, 1994). In all other Tethyan regions, the Permian conodont distribution is not so well known. Either conodonts occur only in short stratigraphic intervals (e.g. RAMOVŠ, 1982; NESTELL & WARDLAW, 1987; KOZUR, 1978; BANDO et al., 1980), or they have been derived from tectonically complicated areas, such as the Upper Artinskian to Changhsingian of Western Sicily

(CATALANO et al., 1991, 1992; GULLO & KOZUR, 1992; KOZUR, 1990b, 1992a, 1993b, c).

Scattered Tethyan conodont faunas of different ages are also known from some displaced terranes in Canada and western USA (e.g. WARDLAW et al., 1982; ORCHARD, 1984; ORCHARD & FORSTER, 1988; BEYERS & ORCHARD, 1991). Also, the rather well known conodont successions of Japan (IGO, 1979, 1981, HAYASHI, 1981, IGO & HISHIDA, 1986) have a Tethyan character. The correlation of these successions is difficult because of tectonic and sedimentologic complications.

The conodont studies in the Cis-Uralian stratotype began later than in most other areas (KOZUR, 1975, 1978, KOZUR & MOSTLER, 1976, MOVSHOVICH et al., 1979). The Asselian to Artinskian conodont zonation established in these papers, was later modified for the Asselian (CHERNIKH & RESHETKOVA, 1987, 1988; CHERNIKH, in CHUVASHOV et al., 1990; CHUVASHOV et al., 1993), but no final conodont zonation was elaborated. Rather correlation of the conodont successions with the earlier elaborated fusulinid zonation was attempted.

Also well-known are low diversity conodont faunas of the Lower Wuchiapingian of Greenland and the contemporaneous Zechstein Limestone of central and northwestern Europe (e.g. BENDER & STOPPEL, 1965; SWEET, 1976; KOZUR, 1978; SWIFT, 1986; SWIFT & ALDRIDGE, 1986; RASMUSSEN et al., 1990). The Boreal Changhsingian conodont fauna is represented by the conodont faunas of the *Otoceras* beds (SWEET, 1976; HENDERSON, 1993), so far mostly placed into the Triassic. Upper Artinskian and Cathedralian Boreal conodont faunas are well-known from Svalbard (SZANIAWSKI & MALKOWSKI, 1979; NAKREM, 1991). From Arctic Canada, Asselian to Wordian conodont faunas have been described (KOZUR & NASSICHUK, 1977; NASSICHUK & HENDERSON, 1986; HENDERSON, 1988; BEAUCHAMP et al., 1989; and ORCHARD, 1991).

A few conodonts have been described from Gondwana (RABE, 1977; SUÁREZ RIGLOS et al., 1987), and they are exclusively Early Permian faunas. The Permian conodont faunas from the

eastern Gondwana margin of the Tethys are better known (KOZUR, 1975, 1978; VAN DEN BOOGAARD, 1987; REIMERS, 1991; KOZUR et al., 1994).

3. Taxonomic note

The genus *Wardlawella* n. gen. and the new species *Clarkina procerocarinata* n. sp. and *Isarcicella ? prisca* n. sp. are described in the present paper to avoid the use of nomina nuda.

Genus *Wardlawella* n. gen.

Derivatio nominis: In honour of Dr. B. R. WARDLAW, Reston

Type species: *Ozarkodina expansa* PERLMUTTER, 1975

Diagnosis: Pa element with large, asymmetrically triangular to asymmetrically oval cup. Free blade high, with 4–7 denticles. On the cup, the carina is fused to a ridge with distinct pustulate microsculpture, often arranged in narrow transverse lines or even fused to pustulate narrow transverse micro-ridges. Often the fused carina displays constrictions indicating the presence of denticles before fusion. Surface of cup smooth, rarely with spots or transverse stripes of small pustules. These pustulate areas on the cup surface are never elevated to nodes or ridges.

Occurrence: Asselian to Changhsingian, mostly in shallow-water deposits.

Assigned species:

Ozarkodina expansa PERLMUTTER, 1975

Diplognathodus movschovitschi KOZUR & PJATAKOVA, 1975

Synonym: *Iranognathus nudus* WANG, RITTER & CLARK, 1987

? *Diplognathodus lanceolatus* IGO, 1981

Diplognathodus paralanceolatus WANG & DONG, 1991

Sweetognathus adenticulatus RITTER, 1986

Diplognathodus triangularis DING & WAN, 1990

Remarks: *Wardlawella* is the ancestor of most shallow-water Permian gnathodids. It evolved from *Diplognathodus* KOZUR & MERRILL by development of the characteristic microsculpture on the fused part of the carina.

By development of a high, pustulate transverse ridge on one or both sides of the platform, *Xuzhounathus* DING & WAN, 1990, evolved from early *Wardlawella*.

Iranognathus KOZUR, MOSTLER & RAHIMI-YAZD, 1975, evolved from *Wardlawella* by development of pustulate nodes or ridges, parallel to the fused carina or to the cup margin.

Sweetognathus CLARK, 1972, is distinguished by pustulate nodes or pustulate transverse ribs on the carina that is often widened to a platform. These nodes or transverse ribs are mostly connected to each other by a single line of pustules that may be elevated to a very narrow ridge.

Pseudohindeodus GULLO & KOZUR, 1992, is distinguished by a ridge or double ridge near the margin of the cup. The fused carina is mostly separated into single unsculptured denticles.

Genus *Clarkina* KOZUR, 1990

Type species: *Gondolella leveni* KOZUR, MOSTLER & PJATAKOVA, 1976

Clarkina procerocarinata n. sp.

(Pl. 6, figs. 6–8)

Derivation of name: According to the slender form and similarity with *C. carinata*.

Holotype: The specimen figured on pl. 6, figs. 6–8, rep.-no. KoMo 121191/IX-3.

Type locality: Section about 500 m south of Pietra dei Saracini.

Type stratum: Red upper Changhsingian claystones, about 1 m below the P/T boundary (defined with the base of the *H. parvus* Zone).

Material: 23 specimens.

Diagnosis: Platform slender, widest in or somewhat behind the midlength. Posterior end nar-

rowly rounded, mostly at one or both sides incised. Lateral platform margins relatively narrow, slightly upturned, with honeycomb micro-sculpture. Adcarinate furrows broad, shallow, smooth. Carina with 7–10, laterally strongly compressed, posteriorly inclined denticles. Anterior part of carina highly fused. Cusp terminal, indistinct, fused with the posterior platform margin. Keel narrow, flat, with indistinctly elevated margin. Basal cavity elongated.

Occurrence: Late Changhsingian and *Isarcicella isarcica* Zone (basal Scythian) of the Sosio Valley area. The basal Scythian forms may be reworked because the *Isarcicella isarcica* Zone contains reworked Middle and Late Permian conodonts.

Remarks: *C. carinata* (CLARK, 1959) and the closely related (or identical) *C. planata* (CLARK, 1959) have a short, broad, flat platform with totally separated or only basally fused denticles even in the anterior part of the carina (compare pl. 6, figs. 19, 20), and the denticles are laterally slightly compressed to roundish.

Genus *Isarcicella* KOZUR, 1975

Type species: *Spathognathodus isarcicus* HUCKRIEDE, 1958

Isarcicella ? prisca n. sp.
(Pl. 6, figs. 3, 4)

1991 *Hindeodus typicalis* (SWEET), pars – PERRI, p. 40, 42, pl. 3, figs. 1, 3, 4

Derivatio of name: Stratigraphically oldest, most primitive *Isarcicella* species.

Holotype: The specimen on pl. 6, fig. 3, 4 (from PERRI, 1991, pl. 3, fig. 1), rep.-no. IC 1444.

Type locality: Bulla section SW of Ortisei, Southern Alps, Italy (see PERRI, 1991).

Type stratum: Sample Bu 10, lower Tesero Oolite, upper Changhsingian.

Diagnosis: Pa element rather small, with 6–9 denticles, which are largest in the posterior half.

Upper edge-line of the denticles away from the cusp slightly declined. Cusp considerably broader, somewhat to distinctly larger than the following denticles. Inner part of the cup distinctly thickened. Outer, not thickened part rather broad.

Occurrence: Late Changhsingian Tesero Oolite of Southern Alps. Latest Dorashamian of Transcaucasia (only broken specimens).

Remarks: The denticulation of the blade and the size of the cusp corresponds to *Hindeodus latidentatus* (KOZUR, MOSTLER & RAHIMI-YAZD). *I. ? prisca* n. sp. is distinguished from *H. latidentatus* by the distinct thickening of the inner part of the cup, typical for all *Isarcicella* species. The taxonomic importance of this feature is not yet clear (it may be facies-controlled).

Isarcicella ? turgida (KOZUR, MOSTLER & RAHIMI-YAZD) from the basal Triassic displays a more prominent cusp that is more than two times longer than the following denticles.

4. Temperature- and other facies dependence of the Permian conodonts and the importance of these factors for conodont zonation

4.1. Dependence of conodont distribution on water depth

In very shallow water intratidal deposits, conodonts are either missing or represented by the genus *Stepanovites*, and in North America by the very similar genus *Sweetina*, distinguished only by the presence of a lateral branch in the Pa (?) element. Like other fossils from this facies, these conodonts have little stratigraphic value.

Beside *Stepanovites*, numerous conodont genera occur in Permian shallow-water deposits below the tidal flats, but the typical pelagic gondolellid conodonts are missing in such faunas. Some Early Permian shallow-water conodonts have greater stratigraphic value than the pelagic ones. Also, the shallow-water conodonts of the uppermost Permian are stratigraphically very important.

The Permian shallow-water conodonts belong to the genera *Adetognathus* Lane (uppermost range in the Lower Artinskian, stratigraphically unimportant), *Gulloodus* KOZUR (restricted to the upper part of reef slopes), *Hindeodus* REXROAD & FURNISH [with important guide forms in the Upper Permian, especially around the Permian-Triassic boundary; especially forms with partly fused carina, such as *H. julfensis* (SWEET), occur also in pelagic deposits], *Iranognathus* KOZUR, MOSTLER & RAHIMI-YAZD, junior synonym *Homeoiranognathus* Ritter (Artinskian-Changhsingian, some species are also present in pelagic deposits), *Merrillina* KOZUR (Capitanian to lower Wuchiapingian), *Neostreptognathodus* CLARK (with several excellent guide forms of the Upper Artinskian-Roadian), *Pseudohindeodus* GULLO & KOZUR (Artinskian-Middle Permian, partly also pelagic), *Rabeignathus* KOZUR (Upper Artinskian-lower Cathedralian, both shallow-water and pelagic), *Stepanovites* KOZUR (see above), *Streptognathodus* STAUFFER & PLUMMER (common in shallow-water and pelagic Asselian, rarely up to the Lower Artinskian), *Sweetocristatus* SZANIAWSKI (Artinskian-Changhsingian, shallow-water and pelagic), *Sweetognathus* CLARK (several Early-Middle Permian guide forms) and *Wardlawella* n. gen.

Gondolellid conodonts are restricted to pelagic deposits. Ribbed *Mesogondolella* are excellent guide forms, restricted to the Middle Permian. Among smooth forms are also numerous guide forms, but their identification is difficult, if they do not have characteristic outlines.

The pelagic conodonts are well-studied throughout most of Permian. Shallow-water conodonts are well-studied in the Early Permian, especially in the Upper Artinskian and Cathedralian, where they comprise the most important conodont guide forms. In the Middle Permian, except the Roadian, the succession of shallow-water conodonts is not yet well-known, whereas the Upper Permian shallow-water conodont succession is well-known and stratigraphically important, especially around the P/T boundary.

Fortunately, the shallow-water and pelagic conodont succession can be easily correlated

(figs. 1, 2). In many samples, especially from slope deposits, pelagic and shallow-water conodonts occur together and some conodonts occur both in shallow-water and pelagic rocks (see above). Thus, in the marginal parts of the Delaware Basin practically every conodont-rich sample has both the shallow-water and pelagic conodonts, which makes this area extremely important for Permian stratigraphy and a key area for defining world-wide applicable stages. Moreover, in this area also an abundance of other stratigraphically significant fossil groups are present, such as ammonoids, brachiopods, radiolarians and fusulinids. Their zonations can be well correlated with the conodont standard in this area. The same situation is present in the Asselian to Artinskian of the Cis-Urals. However, in many places reworking of older material can be observed. In the Tethys and in Japan, however, there are in many areas only pelagic or only shallow-water associations, and if both conodont faunas occur together, then they are mostly from tectonically and sedimentologically highly complicated areas, often with reworked older elements. In several Late Permian Tethyan sections shallow-water and pelagic conodonts occur together. This is a fortunate situation, because at this time there are only few conodonts known from other areas.

In the Delaware Basin, partly in the Cis-Urals and at several levels in the Tethyan Upper Permian joint pelagic/shallow-water zonations can be established that are partly more detailed than the pelagic or shallow-water zonations alone and can be used as standard zonations that are applicable world-wide (figs. 1, 2).

4. 2. Temperature dependence of Permian conodonts

Conodonts are to a certain degree temperature dependent. If the temperature was too low, e.g., in glacio-marine deposits, conodonts are absent. Conodont-bearing cool-water faunas have a very low diversity (e.g. lower Wuchiapingian

conodont fauna of East Greenland, from where only two species are known in conodont faunas very rich in specimens).

More problematical is an other kind of temperature-dependence, which was not known previously. There exist not only simple pelagic gondolellid faunas, but pelagic warm-water and cold-water (or cool-water) faunas. Pelagic warm-water faunas lived in the tropical-subtropical belt in the basinal facies of seas with narrow deep-water connection to the world-ocean. These seas were fully marine, but they were not connected to the cold bottom-water currents of the oceans and their marginal seas. The Delaware Basin is a typical example of this basin type, but also in South China such semi-restricted basins are present (ZHOU, 1986). Today, we have such an example in the Mediterranean Sea.

The other pelagic conodont fauna lived in open seas or at the margin of oceans. In these areas, cold oceanic bottom currents occurred and therefore below 200–500 m psychrospheric conditions were present. This is indicated by the presence of archaic paleopsychrospheric ostracods (KOZUR, 1991). Pelagic cold-water or cool-water faunas are therefore not restricted to the Boreal realm, but can be also found in tropical seas, if these were open seas (e.g. Sosio Valley, Sicily, Oman) and they also occur in marginal seas with cold-water upwelling (Phosphoria Basin in western USA). Similar differences were observed in ammonoid faunas (ZHOU, 1986).

This temperature dependence is not known in the Early Permian, but it is easily recognizable in the Middle and Late Permian. The ribbed Middle Permian *Mesogondolella* species and the *Clarkina leveni* lineage belong to the pelagic warm water faunas. To the pelagic cold or cool water forms belong *Mesogondolella phosphoriensis*, *M. siciliensis* and *Clarkina sosioensis*. These faunas are so different from the pelagic warm-water faunas that CLARK (1979) regarded them as a Tethyan stock, but the ribbed *Mesogondolella* species as a North American stock (regarding the areas of the first discovery of these different contemporaneous faunas). How-

ever, in South China facial conditions similar to those in the Delaware Basin are known, and there all ribbed forms from Texas have been also found (CLARK & WANG, 1988). In the Upper Permian, pelagic warm-water conodonts are widely distributed in the Tethys. Contemporaneous cold-water forms from deep-water deposits have been recently found in Sicily, dominated by *Clarkina sosioensis* (GULLO & KOZUR, 1992). They are also known from Upper Permian cherts of Japan. Shallow-pelagic Wuchiapingian cold-water faunas are characterized by *C. rosenkrantzi* (BENDER & STOPPEL).

Some pelagic Middle and Late Permian gondolellids occur both in cold and warm water. *Clarkina changxingensis* (WANG & WANG) belongs to these forms. However, *C. changxingensis* preferred deeper water. It invaded the Tethyan sea during periods of deepening. In South China, this species therefore characterizes the Upper Changhsingian. In the Sosio Permian, where open sea deep-water deposits occur throughout the Permian, *C. changxingensis* already begins in the Wuchiapingian. In the uppermost Altuda Formation of the Glass Mountains, the derivation of *C. changxingensis* from *C. altudaensis* can be observed in beds that belong to the basal Lopingian.

Cold-(cool)-water pelagic and warm-water pelagic conodont faunas in general mutually exclude each other. Therefore, their successions are difficult to correlate. Often the exact range of the cold-water deep pelagic conodonts is not clear because they mostly occur in beds where no stratigraphically important forms (except radiolarians) are present. Only in a few places slope deposits are known, in which ammonoids and fusulinids occur together with these cold-water forms (e.g. *M. siciliensis* occurs in western Sicily and in Oman together with Wordian ammonoids and in the slope facies of Sicily additionally together with Wordian fusulinids). The stratigraphic evaluation of the conodont successions is especially difficult in areas where warm-water pelagic and cold-water pelagic faunas replaced each other in stratigraphic successions (above all in areas with cold-water upwell-

ing). The first appearance of a species often marks a facies-controlled immigration event. Some difficulties in the stratigraphic evaluation of the conodont faunas in the Phosphoria Basin are seemingly related to these problems. For instance, *M. phosphoriensis* occurs there in Wordian beds above Roadian beds with *M. nankinensis*. However, in Western Sicily, *M. phosphoriensis* is a common species in Roadian deposits with cold bottom water ostracod faunas and the interval with *M. nankinensis* is missing. Differences in the age determinations of conodonts from the Phosphoria Basin (WARDLAW & COLLINSON, 1979, 1986; CLARK & WANG, 1988) may be caused by restricted range due to migrations.

5. Provincialism and Permian conodonts

The Permian system has the strongest floral and faunal provincialism in Earth history. Almost all stratigraphically important faunal groups have few species and genera in common in Permian low latitudes (Tethyan realm) and high latitudes (Boreal and Notal realms). Benthonic faunas, like fusulinids, show very strong provincialism even within the low latitude faunas, especially in the Middle Permian, where fusulinids are missing in the Boreal realm and therefore the migration route between the Tethyan and North American low latitude faunas was interrupted.

This very strong provincialism among the above mentioned stratigraphically important fossil groups causes big correlation problems within the Permian. These correlation problems are a serious obstacle for establishment of an universally accepted Permian stratigraphic world standard, because the Cis-Uralian Permian stratotype lies in the Boreal realm, and because there is no area in the world where all Permian stages are known in sequence in pelagic facies. Therefore we have to combine the Permian standard from different regions belonging to different faunal provinces and even realms. The conodonts are

the only stratigraphically important Permian faunal group, in which provincialism affects only few stratigraphically important forms. They are therefore the only fossils suitable to correlate the 3 above mentioned proposed type areas for the Permian stratigraphic standard scale.

Most Permian conodont guideforms can be traced through areas as distant as Bolivia, Texas, Svalbard, Cis-Urals, Pamirs and China, allowing an exact correlation between these areas that belong to different faunal provinces and even to different faunal realms (Notal, Tethyan and Boreal realms). However, some provincialism is also known among the conodonts. The Asselian *Gondolelloides* HENDERSON & ORCHARD occurs in the entire Arctic and in non-Tethyan displaced terranes of the American west coast. It is an endemic element of the Boreal realm. Otherwise, the conodont faunas of the Boreal realm are identical with the Tethyan ones until the Artinskian. The so far known Boreal Cathedralian to Wuchiapingian faunas are less diverse than the Tethyan ones, but contain no endemic elements. The Tethyan and Boreal Changhsingian conodont faunas are similar, despite the fact that the ammonoid faunas are totally different from each other (Tethyan *Paratirolites-Pleuronodoceras* faunas and Boreal *Otoceras* faunas). *Hindeodus* is represented by the same species and species successions, whereas the gondolellids show distinct differences. The *Clarkina carinata* lineage invaded the Tethyan realm only at the base of the Triassic with advanced *C. carinata* (Clark) and *C. planata* (CLARK), whereas some species of the *C. leveni* lineage are missing in the Boreal realm and on the Gondwana margin of the Tethys.

Vjalovognathus shindyensis (KOZUR) is a typical Upper Artinskian – Cathedralian species from the eastern Gondwana margin of the Tethys (e.g. Pamirs, Timor) unknown from any other area. It is also present in eastern Gondwana (eastern Australia) (pers. comm. Prof. I. METCALFE). *Neostreptognathodus leonovae* KOZUR and *Gullodus hemicircularis* KOZUR may also be restricted to this faunal realm. Other species known so far only from the eastern Gondwana

province (see tab. 1, species distribution G-E) are very closely related to Tethyan and North American species and in these areas probably not yet found.

Sweetina WARDLAW & COLLINSON is restricted to western North America. *Mesogondolella gracilis* (CLARK & ETHINGTON) and *M. prolongata* (WARDLAW & COLLINSON) are seemingly also restricted to the Guadalupian of the western USA (but not known from the Delaware Basin).

Very important for Permian stratigraphy is the provincialism of *Neostreptognathodus pnevi* KOZUR & MOVSHOVICH. The cline *N. pequopen-sis* – *N. pnevi* is the only biostratigraphic marker to correlate the top of the Artinskian with any scale outside the Cis-Uralian Permian type area. The correlation of this conodont event is the only possibility to leave the Cis-Uralian standard with the beginning of the hypersaline and non-marine succession in the Cis-Urals. This cline is present in the Boreal realm, including the Cis-Urals, and in the marginal parts of the Delaware Basin, the type area of the Cathedralian stage (uppermost stage of the Early Permian) and of the Guadalupian Series (Roadian, Wordian and Capitanian stages). However, *N. pnevi* is missing in the Tethys and in Gondwana. For this reason the Tethyan regional scale (Jachtashian, Chihisian or Bolorian, Kubergandinian, Murgabian and Midian regional stages, in reality regional fusulinid ages of the Tethys) cannot be correlated with the Cis-Uralian standard and it is impossible to leave the Cis-Uralian standard at the top of the Artinskian into the Tethyan regional scale.

6. Remarks on the conodont successions and their importance for Permian stratigraphy

6.1. The Carboniferous-Permian boundary in the conodont zonation

The C/P boundary was tentatively defined by the appearance of the ammonoid *Artinskia ka-*

zakhstanica at the base of bed 20 in the Ajdaralash section, Cis-Urals (DAVYDOV et al., 1992). According to these authors, the base of the *Sphaeroschwagerina fusiformis* – *S. vulgaris* Zone lies 12 m below this level, whereas *Streptognathodus constrictus* CHERNIKH & RESHETKOVA and *S. barskovi* (KOZUR) begin somewhat above this level. The exact conodont zonation of the Ajdaralash section will be studied by an American-Russian research group. Conodonts are in most levels rather rare and often reworked. Even Upper Devonian conodonts with *Palmatolepis* are known. The reworked conodonts are mostly not recognizable by preservation differences. The Usolka section, next to Ajdaralash the second candidate for the C/P boundary stratotype (decision of the ISPS meeting in Jekaterinburg, formerly Sverdlovsk, 1991) is very suitable for the definition of the C/P boundary by conodonts. The Gzhelian to Asselian part of this well exposed section consists of grey, pelagic, bedded, often marly limestones, marls and claystones which are very rich in conodonts. Reworking cannot be observed in the important Gzhelian-Middle Asselian interval. The view of SPINOSA & SNYDER (1993) that the Usolka section is condensed in the C/P boundary interval cannot be confirmed by the investigation of about 30 kg rock material from the critical interval, neither from conodont succession nor from lithology and microfacies. The conodont succession was well described by CHERNIKH & RESHETKOVA (1987, 1988). The first appearances of *S. barskovi* (pl. 1, figs. 4, 6) and *S. invaginatus* (pl. 1, fig. 20) in bed 15 indicate distinct changes in the conodont fauna that can be used for definition of the C/P boundary. The correlation of this succession with the conodont succession of Ajdaralash (consisting of a by far poorer fauna with an unknown degree of reworking) by CHUVASHOV et al. (1993) is premature and not yet possible as long as no rich, definitely unreworked conodont faunas are available from this horizon in the Ajdaralash section.

In the Permian low latitude fauna from the Tethys and western North America, the first appearance of *S. barskovi* is the best recognizable

conodont event near the C/P boundary. It coincides roughly with the first appearance of the typical Permian perrinitid ammonoids (documented both in USA and in China). A little earlier, but also between the Americus- and Neva limestones of Kansas, *Wardlawella expansa* appears for the first time (NESTELL, lecture in Calgary, 1993). Therefore, this boundary is also recognizable conodont faunas of shallow-water environment. Before the C/P boundary is finally defined, the first appearance of *S. barskovi* is used in the present paper for defining this boundary.

6.2. Conodont successions of the Early Permian (Cisuralian) Series (fig. 1)

Streptognathodus species (pl. 1) are decisive for Asselian subdivision (tab. 1). *Mesogondolella* is present in some pelagic Middle and Upper Asselian deposits, but known only from very few occurrences in the world. Shallow subtidal deposits contain only *Wardlawella expansa* (pl. 1, figs. 17, 18) throughout the entire Asselian, and *Adetognathus paralautus* ORCHARD (pl. 2, fig. 1), a long-ranging Late Pennsylvanian – Early Permian shallow-water conodont.

The Sakmarian and Lower Artinskian conodont faunas are not yet well studied. In pelagic deposits, both contain the rather long-ranging *M. bisselli* (CLARK & BEHNKEN) accompanied by a not very specific and poor *Streptognathodus* fauna. In the Sakmarian, *M. bisselli* (pl. 2, figs. 10–12) is accompanied by other *Mesogondolella* species (pl. 2, figs. 8, 9, 13). The gondolellid conodonts of this level have been taxonomically split too much. *M. pseudostriata* CHERNIKH is assigned to *M. obliquimarginata* CHERNIKH (pl. 2, figs. 8, 9). Both taxa have the same range and are only morphotypes. The holotype of “*Neogondolella*” *lata* CHERNIKH is more similar to the holotype of *M. bisselli* than the forms figured by CHERNIKH (in CHUVASHOV et al., 1990) as “*N.*” *bisselli*. *M. lata* is regarded as junior synonym of *M. bisselli*. Some forms with blunt posterior end and subtriangular shape, assigned to

“*N.*” *lata*, may be separated as subspecies, but the holotype is inseparable from *M. bisselli*.

The Sakmarian to Lower Artinskian shallow-water conodont faunas are more differentiated and consist above all of different *Sweetognathus* species. The Sakmarian is characterized by *S. merrilli* KOZUR (pl. 2, figs. 4–7) and *Wardlawella adenticulata* (pl. 2, fig. 19), in the Upper Sakmarian begins *S. inornatus* RITTER (pl. 2, figs. 16, 17, 21) and in the uppermost Sakmarina *S. whitei* (RHODES). The Sakmarian *Sweetognathus* n. sp. (pl. 2, figs. 14, 15) is very similar to *S. whitei* and was often placed in this species (WANG & ZHANG, 1985, WAN & DING, 1987; DING et al., 1990). CHERNIKH (in CHUVASHOV et al., 1990) described this form as *S. primus* CHERNIKH, but the holotype of this species is unfortunately a *S. inornatus* RITTER and *S. primus* therefore a junior synonym of *S. inornatus*.

The Upper Artinskian (Baigendzhinian) and Cathedralian conodont zonation both in pelagic and shallow-water deposits is well established (KOZUR, 1978; MOVSHOVICH et al., 1979; KOZUR, 1993a). In the basal Baigendzhinian *M. bisselli* – *S. whitei* Zone, all Carboniferous holdovers (*Streptognathodus* and *Adetognathus*) are absent. A little later, the first *Neostreptognathodus* (pl. 3, tab. 1) began. The development within this genus (e.g. BEHNKEN, 1975; KOZUR, 1975, 1978) allows a detailed zonation of the late Artinskian to Roadian deposits (fig. 1). A distinct and world-wide distributed latest Artinskian and lower Cathedralian shallow-water conodont is *Rabeignathus* (pl. 3, fig. 14). Its upper range is in the lower Cathedralian *M. intermedia* – *N. exsculptus* Zone, but its first appearance within the Upper Artinskian is not yet well dated.

Within the middle Skinner Ranch Formation, *N. exsculptus* Igo (pl. 3, fig. 16), *Sichuanognathus foliatus* Igo (pl. 3, fig. 17) and *N. pnevi* (pl. 3, fig. 19) evolved nearly in the same level. The first appearance of *N. exsculptus* and *S. foliatus* allows a correlation with the Japanese and Tethyan conodont successions. Also, *Mesogondolella intermedia* (IGO) (pl. 3, fig. 12) and *M. gujoensis* (IGO) (pl. 3, fig. 21) evolved nearly at the same level. These two species are therefore

also good markers for the base of the Cathedralian in pelagic facies. Somewhat above this level the first *M. idahoensis* (YOUNGQUIST et al.) (pl. 3, fig. 18) begins, which is the most characteristic and world-wide distributed pelagic guide form of nearly the entire Cathedralian (with the exception of its very base). A very characteristic form of the pelagic middle Cathedralian is *M. asiatica* (IGO) (pl. 3, fig. 15), known from Japan, several localities of the Tethys and from West Texas. The exact total range of this form is unfortunately unknown, but it is surely restricted to an interval within the Cathedralian. Also, *M. zsuzsannae* KOZUR (pl. 3, fig. 20) of the *M. idahoensis* group is restricted to a rather short interval within the Cathedralian. This species is common in the Cathedralian of western Sicily, but also present in Texas.

In shallow-water a very rapid evolution of *Neostreptognathodus* during the Cathedralian stage allows the discrimination of at least 4 zones in this stage. This zonation is well documented by phylogenetic lines, whereas the zonation of the pelagic Cathedralian is based on species that are not all part of a known phylogenetic continuum. Often only the *M. gujioensis* – *M. intermedia* Zone and a wide *N. idahoensis* Zone (mostly with a *M. zsuzsannae* fauna in its middle part) can be discriminated (e.g. in the Sosio Valley, Sicily, CATALANO et al., 1991, 1992; GULLO & KOZUR, 1992). The Cathedralian is therefore an exceptional level in conodont evolution, where the shallow-water conodont zonation is more detailed and better proven by phylomorphogenetic lines than the pelagic zonation. In the combined shallow-water/pelagic standard zonation, 5 zones can be discriminated within the Cathedralian.

6.3. The Artinskian-Kungurian boundary and its conodont-based correlation with the North American scale and with the Tethys scale

The cline *N. pequopensis* – *N. pnevi* is suitable for definition of the top of the type Artinskian

and for correlation of this level with the American standard, because it is also recognizable in the middle part of the Skinner Ranch Formation of Texas. This is especially important, because other fossil groups do not allow an exact correlation of any level close to the Artinskian-Kungurian boundary with any sequence outside the Cis-Urals. Because *N. pnevi* KOZUR & MOVSHOVICH is absent in the Tethys, the correlation is only possible with the Boreal realm and with the Texas standard, which is most suitable as a world standard for the Cathedralian to Capitanian interval.

N. pnevi developed in Texas in a rather short interval from *N. pequopensis* BEHNKEN (pl. 3, figs 4, 5). The overlap in the range of both species is rather short. The same can be observed within the Shurtan Formation of the Cis-Urals (near the town Kungur, for geographic position of the sections and the lithologic successions see MOVSHOVICH et al., 1979), which is often placed in the uppermost Artinskian, but was regarded as Kungurian by KOZUR (1993a). *N. pequopensis* has its highest occurrence in beds with forms transitional to *N. pnevi* at the base of this formation. The next younger fauna of the middle Shurtan Formation yielded *N. pnevi*, *N. ruzhencevi* KOZUR and *N. pseudoclinei* KOZUR & MOVSHOVICH, a typical fauna of the *N. pnevi* Zone.

Because the Artinskian-Kungurian boundary is generally defined by the change from fully marine to hypersaline beds, a diachronous Artinskian-Kungurian boundary is possible. In more marginal and shallower deposits the hypersaline facies may begin earlier. Moreover, because the only marine connection of the rather narrow Cis-Uralian seaway was in the north, the hypersaline Kungurian type of deposits should begin earlier in the south than in the north. Indeed, the fully marine development with the *N. pnevi* Zone (without *N. pequopensis*) at the top occurs only in the northernmost investigated outcrop (Kamajskij Log near the town of Kungur). About 800 km to the south (locality Zhil-Tau), the deposits immediately below the Kungurian hypersaline deposits contain *S. bogoslovskajae* Kozur, a species with an upper range

in the middle *N. pequopensis* Zone. Thus, the boundary between the continuous fully marine (Artinskian) development and the hypersaline (Kungurian) development around the town of Kungur lies at least one conodont zone (the upper Shurtan Formation has not yielded conodonts) above the level of this boundary about 800 km to the south.

Through the Texas standard, the Tethyan Artinskian-Cathedralian fusulinid scale (Jachtashian, Chihhsian = Bolorian) can be indirectly correlated with the Uralian standard. The present correlation of the Tethyan scale with the Uralian standard can be partly confirmed. The Jachtashian is thought to be Artinskian, the Chihhsian (Bolorian) stage is assumed to be Kungurian in age. *Mesogondolella bisselli* and *Sweetognathus inornatus* occur in the lower part of upper Jachtashian in its stratotype (REIMERS, 1991, KOZUR et al., 1994). This indicates an Early Artinskian (Aktastinian) age for this level, so far assigned to the Upper Artinskian (Baigendzhinian). An Artinskian age of the Jachtashian makes this stage name unnecessary. The richest conodont fauna occurs at the base of the Bolorian of SE Pamirs (KOZUR & MOSTLER, 1976; KOZUR, 1978; REIMERS, 1991, KOZUR et al., 1994). It contains both elements of the eastern Gondwana conodont province [*Vjalovognathus shindyensis* (KOZUR), pl. 4, fig. 1] and world-wide distributed forms. The presence of *Neostreptognathodus exsculptus* (formerly assigned to *N. sulcopicatus* by KOZUR, 1978; and REIMERS, 1991), *S. foliatus* (IGO) and *Mesogondolella gujioensis* (IGO) allows a correlation with the basal Cathedralian of West Texas. According to the above data, this fauna therefore belongs to the Kungurian.

6.4. Guadalupian and Lopingian conodont zonations (fig. 2) and the Guadalupian-Lopingian boundary

As already pointed out by KOZUR (1977 b, 1978), the phylomorphogenetic cline from *M. idahoensis* to *M. nankingensis* (CHING) (junior

synonym: *Gondolella serrata* CLARK & ETHINGTON) is a well-recognizable boundary between the Early Permian (Cisuralian) and the Middle Permian (Guadalupian) Series. This boundary is now widely accepted (GLENISTER et al., 1992). However, *M. nankingensis* did not evolve directly from typical *M. idahoensis*, but from a somewhat different form (successor of *M. idahoensis*) that is the common ancestor of *M. phosphoriensis*, *M. nankingensis* and probably also of *M. siciliensis*.

The pelagic conodont zonation of the Guadalupian Series has been well studied (e.g. BEHNKEN, 1975; CLARK & BEHNKEN, 1979; CLARK & WANG, 1988, KOZUR, 1992b, c, d, 1993a). It is based on the lineage *Mesogondolella nankingensis*-*M. aserrata*-*M. postserrata*-*M. shannoni* (pl. 4, figs. 2-10). However, this lineage is missing in open sea deep-water deposits at the margin of oceans, connected with cold bottom water currents. In these areas (e.g. Sicily, Oman) it is replaced by the unserrated *M. siciliensis* (KOZUR) (pl. 4, fig. 21), *M. phosphoriensis* (YOUNGQUIST et al.) and closely related species. The correlation of the different lineages of serrated and unserrated Guadalupian *Mesogondolella* is difficult. If warm pelagic and cold pelagic faunas or vice versa occur in superposition, restricted ranges of certain species can be observed that cannot be correlated with the ranges of these species in other areas, in which only warm-water pelagic or only cold-water pelagic conodont faunas occur. For instance, in western Sicily, a Roadian conodont fauna with *M. phosphoriensis* (YOUNGQUIST et al.) and *N. subsymmetricus* (WANG et al.) (pl. 4, fig. 26) occurs between the last occurrence of the Cathedralian *M. idahoensis* and the first occurrence of Wordian ammonoids and conodonts. In the Phosphoria Basin, a Roadian conodont fauna with *M. nankingensis* is overlain by a Wordian fauna with *M. phosphoriensis* (WARDLAW & COLLISON, 1986).

The Middle Permian shallow-water conodont faunas and especially the stratigraphic range of the species are insufficiently known.

The base of the type Dzhulfian in Transcaucasia can be well defined by the development of *C. leveni* (KOZUR, MOSTLER & PJATAKOVA) (pl. 5, fig. 3) from *C. niuzhuangensis* (LI, 1991) (pl. 5, fig. 19) near the base of the *Araxilevis* Beds. However, the base of the thus defined type Dzhulfian lies immediately above an immigration event of pelagic and other faunal elements (ammonoids, brachiopods, conodonts etc.) due to increase in water depth after a long time of intratidal to shallow subtidal deposition. In China, Late Permian (Lopingian Series) faunal elements began considerably before the base of the *C. leveni* Zone. The cline *C. niuzhuangensis* – *C. leveni* can be recognized in the middle part of the Wuchiaping Formation, but already the lower Wuchiaping Fm. has among all faunal elements a typical Late Permian (Lopingian Series) fauna.

The opinions about the first appearance of these Lopingian faunas differ, and probably the first appearance of the Lopingian elements is not contemporaneous among different faunal elements. According to KOZUR (1992b, c, d, 1993a) and MEI et al. (1994 a) the first appearance of *Clarkina altudaensis* Kozur (pl. 4, fig. 11; pl. 5, fig. 1) within the phylomorphogenetic lineage *Mesogondolella postserrata* – *Mesogondolella shannoni* – *C. altudaensis* would be a good Guadalupian/Lopingian boundary. This level is recognizable both in North America and in the Tethys (KOZUR, 1992b, c, d, 1993a; JIN et al. 1993; MEI et al., 1994 a), and it can be defined by a phylomorphogenetic cline both in North America and in China. Moreover, the characteristic Lopingian radiolarian fauna with *Follicucullus ventricosus* ORMISTON & BABCOCK and *Ishigaconus scholasticus* (ORMISTON & BABCOCK) begins in this level (KOZUR, 1992d, 1993a, c). The uppermost part of the Kufeng (Gufeng, Kuhfeng) Formation, in which the unserrated *C. altudaensis* evolved from serrated *Mesogondolella shannoni* WARDLAW (pl. 4, figs. 9, 10), corresponds, according to HE (1980), to the Lengwu Member of the Tinjiashan Formation of Zhejiang Province. In this stratigraphic level a very interesting brachiopod fauna occurs

that contains both typical elements of the Guadalupian Maokou Formation, such as *Unisteges maceus* (H) and *Orthotichia nana* (GRABAU), and also typical and common elements of the Lopingian Longtan Formation, such as *Cathaysia chonetoides* (CHAO), *Haydenella wenganensis* (HUANG), *Leptodus nobilis* (WAAGEN), *Neochonetes substrophomenoides* (HUANG), *Tschernyschewia sinensis* CHAO and *Tyloplecta yangtzeensis* (CHAO). Therefore the brachiopod faunas also show distinct changes at about the level of the assumed Guadalupian-Lopingian boundary.

The subdivision of the Early Lopingian and its correlation between West Texas and China is disputed. ZHOU et al. (1989) assumed that the Dzhulfian immediately follows the Capitanian (Late Guadalupian) with a certain overlap of both units. This view seems to be confirmed by conodont data of KOZUR (1992b, c, d, 1993a). *Clarkina altudaensis* from the Guadalupian upper Altuda Formation is present in the Early Lopingian of the Tethys (Pamirs, intraplateform basins of South China). In the uppermost 0.2 m of the Altuda Formation, so far regarded as latest Guadalupian, *Clarkina lanceolata* (Ding) occurs that is restricted to the Wuchiapingian of South China. WARDLAW (lecture in Guiyang, August 1994) recognized *Clarkina crofti* KOZUR & LUCAS (pl. 4, fig. 19) and first *C. postbitteri* MEI & WARDLAW (pl. 5, fig. 26) in this level.

MEI et al. (1994 a) assumed in the Dukou section (South China) a succession *Mesogondolella postserrata* – “*M. altudaensis*” – *M. praexuanhanensis* – *M. “xuanhanensis*”. After a short gap the *Clarkina* aff. *liangshanensis* fauna begins. They proposed, as JIN et al. (1993) did, to place the base of the Wuchiapingian at the base of the *C. aff. liangshanensis* Zone at the first appearance of the *C. leveni* lineage in South China, and to introduce a new Early Lopingian stage for the “*M. altudaensis*”-, *M. praexuanhanensis*- and *M. “xuanhanensis*” zones. However, this latter conclusion cannot be confirmed. These 3 zones, in MEI et al. (1994b, c) 5 zones (see fig. 3, p. 189) occur in about 20 m of rapidly sedimented bioclastic limestones from the slope of an

open sea environment near to the ecologically controlled distribution boundary of ribbed *Mesogondolella*. For this reason some of the species may be missing in some continuous sections (e.g. *M. praexuanhanensis* in the Fengshan and Penglaitan section). The “sequence” of the zonal index species is only a facies-controlled succession of longer ranging species. Moreover, the phylomorphogenetic lineage “*M.* *altudaensis* - *M. praexuanhanensis* - *M. xuanhanensis*” could not be confirmed. As clearly seen in western Texas, *M. praexuanhanensis* (pl. 4, figs. 12–15) developed from *M. shannoni* and appeared considerably before *C. altudaensis*, whereas *M. xuanhanensis* (= *M. nuchalina*) (pl. 4, figs. 16, 17) occurs there within the lower *C. altudaensis* Zone. In the intraplatform basin Zhoushan section at Shushoon, Anhui, typical *C. altudaensis* (WANG, 1994, pl. 50, fig. 20) appeared at the top of the Wuxue Formation (uppermost Maokou), whereas *M. praexuanhanensis* (WANG, 1994, pl. 50, fig. 21; pl. 51, fig. 1) and even *M. xuanhanensis* appeared already at the base of the Wuxue Fm. In the type stratum of *M. nuchalina* (DAI & ZHANG) in the uppermost Maokou Fm. of the Shangsi section (Guangyuan), both the *M. nuchalina* morphotype and the *M. xuanhanensis* morphotype occur in several samples and all transitions are present between these two morphotypes. This indicates that *M. xuanhanensis* MEI & WARDLAW, 1994 is a junior synonym of *M. nuchalina* (DAI & ZHANG, 1989). Independent from this synonymy, this species evolved directly from *M. postserrata*, as documented by transitional forms. Thus, the “inverse occurrences” of *C. altudaensis* and of last advanced *Mesogondolella* in the Delaware Basin and in the Zhoushan section is easily to explain.

The specimens figured by MEI et al. (1994 a) as “*M.* *altudaensis*” are mostly *M. shannoni* WARDLAW with serrated anterior platform margins, a species characteristic for the upper (but not uppermost) Altuda and for the Lamar above the basal Lamar with the fusulinid *Yabeina*. Only the specimen figured by MEI et al. (1994 a, pl. 2, fig. 1) has no serration, but it displays a distinct cusp, no more present in *C. altudaensis*.

For this reason the *C. altudaensis* Zone of MEI et al. (1994 a) corresponds to the *M. shannoni* Zone or part of it (see fig. 3). MEI et al. (1994c) separated *M. shannoni* from “*M.* *altudaensis*”, but under the latter species they figured a broken specimen with distinct serration that belongs to *M. shannoni*. Seemingly they use an other definition of “*M.* *altudaensis*” then the original definition of *Clarkina altudaensis*. According to WARDLAW (lecture in Guiyang, August 1994), the holotype of “*M.* *altudaensis*” has been derived from a bed with totally abraded conodonts and therefore the “relic serration” is not visible in the holotype. The re-figured holotype (pl. 4, fig. 11) clearly shows that even the details of the microsculpture are present. It has been derived from a sample without any corroded or abraded conodonts. Such badly preserved conodonts occur in a layer below the type stratum of *C. altudaensis*, but this fauna has not been used in the paper of KOZUR (1992b, c).

True *C. altudaensis* may be absent in the material of MEI et al. (1994a, b, c), whereas it is surely present in the material from the Zhoushan intraplatform basin succession figured by WANG (1994, pl. 50, fig. 20) under *Neogondolella aserrata*. In the deep basin sequences of the Delaware Basin in West Texas, *C. altudaensis* is likewise absent. There the *M. shannoni* fauna is abruptly overlain by the *C. crofti* fauna without the shallow pelagic *C. altudaensis*.

The study of several sections across the Guadalupian-Lopingian boundary in the Tethys and in the Delaware Basin has shown that above undoubtedly Capitanian *M. postserrata* fauna and below undoubtedly Wuchiapingian *C. postbitteri*-*C. crofti* fauna only two conodont zones, the *M. shannoni* Zone and the *C. altudaensis* Zone can be discriminated. Because *C. postbitteri* is already present in the (upper) *C. altudaensis* Zone, the final definition of the Guadalupian-Lopingian boundary needs the consideration of all present faunal elements.

The correlations of the South Chinese conodont succession with other sequences presented by JIN et al. (1993) cannot be confirmed. JIN et al. (1993) pointed out that their “*M. altudaen-*

sis", *M. praexuanhanensis* and *M. "xuanhanensis"* zones correspond to the *Yabeina-Metadololina* fusulinid zone, but no data were given, whether this is an assumed correlation or *Yabeina* and *Metadololina* are present in the Dukou section. The *M. shannoni*-*M. "xuanhanensis"* fauna of the Fengshan section occurs together with fusulinids, seemingly younger than the *Yabeina* fauna.

The entire uppermost Altuda (*C. altudaensis* Zone sensu KOZUR, 1992 c) is surely not pre-Wuchiapingian and time-equivalent of the entire Abadehian as stated by JIN et al. (1993). *C. lanceolata* (DING) and *C. postbitteri*, typical Wuchiapingian conodonts of South China, are present in the uppermost Altuda. The base of the lower Abadehian *Sweetognathus sweeti* Zone (the conodont fauna of this level of the Abadeh section was first investigated by KOZUR et al., 1975) does not correspond to the base of the *C. altudaensis* Zone, but to the lower part of the *M. postserrata* Zone, and is therefore two major conodont zones older than assumed by Jin et al. (1993). The *C. altudaensis* Zone corresponds to the *Merrillina divergens* fauna of the Abadeh section, which is placed into the Lopingian by JIN et al. (1993) as well. According to the correlation of JIN et al. (1993) the Abadehian would be a post-Guadalupian/pre-Wuchiapingian stage as assumed in former correlations, a view shown to be incorrect by ammonoid-based and other studies (ZHOU et al., 1989, GLENISTER et al., 1992).

The Wuchiapingian and Changhsingian conodont zonation has been established by KOZUR (1975, 1978) and is slightly modified in the present paper. A *C. transcaucasica* Zone is introduced between the *C. leveni* Zone and the *C. orientalis* Zone. Its lower boundary is defined by the first appearance of *C. transcaucasica* (pl. 5, fig. 4), its upper boundary by the first appearance of *C. orientalis* (pl. 5, fig. 5).

The *C. mediconstricta* Zone is introduced between the *C. orientalis* Zone and the *C. subcarinata* Zone. Its lower and upper boundary is defined by the first appearance of *C. mediconstricta* (WANG & WANG) (pl. 5, fig. 6) and *C. subcarinata* (pl. 5, fig. 7) respectively.

A new Lopingian conodont subdivision was proposed by MEI et al. (1994 b, c). As for the latest Guadalupian, also this zonation is characterized by oversplitting of species and zones. Unproven assumptions lead to serious mistakes in correlations. Thus, MEI et al. (1994c, p. 131) wrote that "based on few horizons and few specimens, KOZUR (1975) erected three conodont zones for Dzhulfian rocks in Achura, Transcaucasia". However, the conodont zonation by KOZUR (1975, 1978) was based on numerous samples from the section Kuh-e-Ali-Bashi and Kuh-e-Hambast (both Iran), Dorsham II and Achura in former Soviet Transcaucasia (data of about 200 Dzhulfian/Dorashamian samples and conodont ranges from these sections were published in KOZUR et al., 1975, 1978), Sovetashen and further Transcaucasian sections. For the sections Dorasham II and Achura for every sample even the number of conodonts (more than 10 000) have been listed. As a whole, the Lopingian zonation by KOZUR (1975, 1978) was based on more than 300 samples with more than 20 000 conodonts, more samples and conodonts as so far investigated by MEI et al. (1994a-c) from this stratigraphic level in the Tethys. MEI et al. (1994c) correlated the zones proposed by KOZUR (1975, 1978) and other authors mostly in totally wrong manner. The Changhsingian *C. subcarinata*-*H. julfensis* Zone by KOZUR (1975, 1978, 1992) was placed into the upper Wuchiapingian. The lower boundary of this zone is defined by the first appearance of *C. subcarinata*, the upper boundary by the first appearance of *H. parvus*. By the correlation in MEI et al. (1994c) the upper boundary of the Wuchiapingian was equated with the base of the Triassic defined by the first appearance of *H. parvus*. The base for this incorrect correlation were specimens of *C. subcarinata* from the uppermost *Paratirolites* beds of Achura (uppermost occurrence of *C. subcarinata* in this outcrop), erroneously placed into *C. inflecta* by MEI et al. (1994c). This fauna is from a distinctly younger horizon than the type material of *C. subcarinata* published by SWEET (1973) that was in turn correctly placed into the Changhsingian by MEI et al. (1994c). As

clearly to be seen from the figures and discussed by KOZUR, the material figured by KOZUR (1975, 1978) belong to advanced specimens of *C. subcarinata* (partly placed into *C. carinata* by SWEET, 1973). Like the type material of *C. subcarinata*, also the specimens figured by KOZUR (1975, 1978) display a bended carina what has seemingly caused the erroneous assignment by MEI et al. (1994c). Moreover, they have not regarded the definitions of the erroneously correlated zones and the sample data.

C. asymmetrica MEI & WARDLAW, 1994, is a junior synonym of *C. niuzhuangensis*. As recognizable on the figured material by LI (1991) and also known in material from other sections (also in Transcaucasia), this species and *C. dukouensis* MEI & WARDLAW occur together and are connected by transitional forms. *C. dukouensis* is often clearly dominating in the top of the "asymmetrica Zone". Therefore only one zone (*C. niuzhuangensis* Zone) is discriminated between the *C. postbitteri* Zone and *C. leveni* Zone.

6.5. Permian-Triassic boundary at the base of the *Hindeodus parvus* Zone

The P/T boundary is placed at the base of the *H. parvus* Zone (YIN, 1985; KOTLYAR et al., 1993; PAULL & PAULL, 1994; KOZUR, 1994). At the base of this zone, all Permian *Clarkina* (*C. changxingensis*, *C. subcarinata*, *C. deflecta* etc.) disappeared and the first rare *Isarcicella* with a denticle on one side of the thickened cup appeared. *H. parvus* (pl. 6, figs. 9–13, 16, 17) has a world-wide distribution both in ammonoid-bearing pelagic deposits (rare) and in ammonoid-free shallow-water deposits (common). It evolved in a phylomorphogenetic cline from *H. latidentatus* (Kozur et al.) emend. (pl. 6, figs. 2, 5). In the Meishan sections, the best GSSP candidate for the P/T boundary, the first appearance of *H. parvus* within this lineage is in the middle part of Boundary Bed 2 (bed 27) within a monofacies bed. This biostratigraphic boundary lies in the Meishan sections 15 cm above the lithostratigraphic event boundary, the base of a tuffitic layer (lower Boundary Bed 1, bed 25) and about 5 cm above the minimum in the δC^{13} values.

tigraphic event boundary, the base of a tuffitic layer (lower Boundary Bed 1, bed 25) and about 5 cm above the minimum in the δC^{13} values.

The base of the *H. parvus* Zone lies also in other areas a little above the minimum in the δC^{13} values at the P/T boundary and it coincides with the beginning of a distinct anoxic event that can be observed in nearly all basinal facies in the world (anoxic event at the P/T boundary sensu WIGNALL & HALLAM, 1991).

Moreover, the first appearance of *H. parvus* is very important for the correlation of the Boreal faunas with the Tethyan standard. *H. parvus* appeared in the uppermost part of the Transitional Beds of South China and in a phylomorphogenetic lineage immediately above the *Otoceras boreale* Zone in Greenland (KOZUR & SWEET, in prep.). This proves the time equivalence of the Boreal *Otoceras* faunas with the Changhsingian as pointed out by KOZUR (1972 and later papers). In the Gondwana margin of the Tethys, *H. parvus* begins in a phylomorphogenetic cline in the middle part of the *O. woodwardi* Zone (Matsuda, 1981). Therefore, the *O. woodwardi* Zone ranges into the *Ophiceras commune* Zone of the Arctic. This explains not only the occurrence of *Ophiceras* in the upper part of the Gondwana Tethyan *Otoceras* faunas, but also the unusual stratigraphic occurrence of *Otoceras* in Svalbard together with *Claraia stachei* and *Ophiceras* (NAKAZAWA ET AL., 1987; WEITSCHAT & DAGYS, 1989).

Acknowledgements

The author thanks very much the Deutsche Forschungsgemeinschaft for sponsoring the investigations as well as Prof. Dr. B.F. GLENISTER, Iowa City, and Prof. Dr. D.V. LEMONE, El Paso, for guiding excursions and important discussions about stratigraphic problems, Prof. Dr. W.C. SWEET, Columbus, for the possibility to study his rich and well-dated conodont collections and for very helpful discussions of the Permian conodont taxonomy, Dr. S.G. LUCAS, Al-

buquerque, Univ.-Doz. Dr. W. RESCH, Innsbruck, and Mrs. M. TESSADRI-WACKERLE, Innsbruck, for critical reading of the manuscript.

Especially, I thank my friend, Prof. Dr. H. MOSTLER, Innsbruck, for permanent help, material and discussions.

References

- BANDO, Y., BHATT, D.K., GUPTA, V.J., HAYASHI, S., KOZUR, H., NAKAZAWA, K. & WANG, Zhi-hao (1980): Some remarks on the conodont zonation and stratigraphy of the Permian. – *Rec. Res. Geol.* **5**, 1–53.
- BARSKOV, I.S. & KOROLEVA, N.V. (1970): Pervaja nachodka verchneperskich konodontov na teritorii SSSR. – *Dokl. AN SSSR*, **194**, 4, 933–934.
- BEAUCHAMP, B., HARRISON, J.C., & HENDERSON, C.M. (1989): Upper Paleozoic stratigraphy and basin analysis of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago: Part 1, time frame and tectonic evolution. – *Current Research, Part G, Geol. Surv. Canada, Paper 89-1G*, 105–113.
- BEHNKEN, F.H. (1975): Leonardian and Guadalupian (Permian) conodont biostratigraphy in western and southwestern United States. – *J. Paleont.* **49**, 2, 284–315.
- BEHNKEN, F.H. WARDLAW, B.R. & STOUT, L.N. (1986): Conodont biostratigraphy of the Permian Meade Peak Phosphatic Shale Member, Phosphoria Formation, southeastern Idaho. – *Contr. Geol., Univ. Wyoming*, **24**, 2, 169–190.
- BENDER, H. & STOPPEL, D. (1965): Perm-Conodonten. – *Geol. Jb.* **82**, 331–364.
- BEYERS, J.M. & ORCHARD, M.J. (1991): Upper Permian and Triassic conodont faunas from the type area of the Cache Creek Complex, south-central British Columbia, Canada. – In: ORCHARD, M.J. & MCCrackEN, A. D. (eds.): Ordovician to Triassic conodont paleontology of the Canadian Cordillera. – *Geol. Surv. Canada, Bulletin* **417**, 269–297.
- CATALANO, R., DI STEFANO, P. & KOZUR, H. (1991): Permian Circumpacific deep-water faunas from the Western Tethys (Sicily, Italy) – new evidences for the position of the Permian Tethys. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **87**, 1–4, 75–108.
- CATALANO, R., DI STEFANO, P. & KOZUR, H. (1992): New data on the Permian and Triassic stratigraphy of western Sicily. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.* **184**, 1, 25–61.
- CHERNIKH, V.V. (1986): Konodonty pograničnyh otlozhenij karbona i permi zapadnogo sklona Urala. – In: CHUVASHOV, B.I., LEVEN, E. Ja., DAVYDOV, V. I. et al. (eds.): Pograničnye otlozhenija karbona i permi Urala, Priuralja i Srednej Azii., 129–130, Moskva (“NAUKA”).
- CHERNIKH, V.V. & CHUVASHOV, B.I. (1986): Konodontnye komplekxy v pograničnyh otlozhenijach karbona i permi. – In: CHUVASHOV, B.I., LEVEN, E. Ja., DAVYDOV, V. I. et al. (eds.): Pograničnye otlozhenija karbona i permi Urala, Priuralja i Srednej Azii., 63–67, Moskva (“NAUKA”).
- CHERNIKH, V.V. & RESHETKOVA, N.P. (1987): Biostratigrafija i konodonty pograničnyh otlozhenij karbona i permi zapadnogo sklona južnogo i srednego Urala. – 45 pp., Sverdlovsk.
- CHERNIKH, V.V. & RESHETKOVA, N.P. (1988): Zonalnoe rasčlenenie pograničnyh otlozhenija karbona i permi zapadnogo sklona srednego i južnogo Urala po konodontam. – In: Biostratigrafija i litologija verchnego paleozoja Urala, 62–78, Sverdlovsk.
- CHUVASHOV, B.I., CHERNYKH, V.V. & MIZENS, G.A. (1993): Zonal divisions of the boundary deposits of the Carboniferous and Permian in sections of different facies in the South Urals. – *Permophiles*, **22**, 11–16.
- CHUVASHOV, B.I., DJUPINA, G.V., MIZENS, G.A. & CHERNYKH, V.V. (1990): Opornye razrezy verchnego karbona i nizhnej permi zapadnogo sklona Urala i Priuralja. – 369 pp., Sverdlovsk.
- CLARK, D.L. (1979): Permian-Triassic boundary: Great Basin conodont perspective. – In: CLARK, D.L. (ed.): Great Basin stratigraphy and paleontology. – *Brigham Young Univ. Geol. Studies*, **26**(1), 85–90.
- CLARK, D.L. & BEHNKEN, F.H. (1971): Conodonts and biostratigraphy of the Permian. – In: SWEET, W.C. & BERGSTRÖM, S.M. (eds.): Symposium on Conodont Biostratigraphy. – *Geol. Soc. America Memoir*, **127**, 415–439.
- CLARK, D.L. & BEHNKEN, F.H. (1979): Evolution and taxonomy of the North American Upper Permian *Neogondolella serrata* complex. – *J. Paleont.* **53**, 2, 263–275.

- CLARK, D.L. & CARR, T.R. (1982): Permian *Hindeodus* and *Diplognathodus*: Implications for Late Paleozoic conodont multielement taxonomy. – *Geologica et Palaeontologica*, **15**, 125–138.
- CLARK, D.L. & ETHINGTON, R.L. (1962): Survey of Permian conodonts in western North America. – *Brigham Young Univ. Geol. Studies*, **9**, 2, 102–104.
- CLARK, D.L. & WANG, Cheng-yuan (1988): Permian neogondolellids from South China: Significance for evolution of the *serrata* and *carinata* groups in North America. – *J Paleont.* **62**, 1, 132–138.
- DAI, Jinye & ZHANG, Jinghua (1989): Conodonts. In: Li, Zhishun, Zhan, Lipai et al. (eds.): Study on the Permian-Triassic biostratigraphy and event stratigraphy of northern Sichuan and southern Shaanxi. – *Geol. Mem.* **2**, 9, 428–435.
- DAVYDOV, V.I., BARSKOV, I.S., BOGOSLOVSKAYA, M.F., LEVEN, E.Y., POPOV, A.V., AKHMETSHINA, L.Z. & KOZITSKAYA, R.I. (1992): The Carboniferous/Permian boundary in the former USSR and its correlation. – *Internat. Geol. Rev.*, **34**, 9, 889–906.
- DING, Hui, QIU, Tieqiang & DUAN, Xiaoqing (1990): The Carboniferous-Permian conodont biostratigraphy and the *Sweetognathus* fauna evolution in the boundary area of Jiangsu and Anhui. – *Shanxi Mining Inst. Learned Journ.*, **8**, 3, 250–258.
- DING, Hui & WAN, Shilu (1990): The Carboniferous-Permian conodont event-stratigraphy in the South of the North China Platform. – *Cour. Forschungsinst. Seckenberg*, **118**, 131–155.
- DING, Meihua (1987): Conodonta. Appendix 2: Systematic descriptions. – In: YANG, Zunyi, YIN, Hongfu et al. (eds.): Permian-Triassic boundary, stratigraphy and fauna of South China. – *Geol. Mem., Ser.* **2**, 6, 272–277, 342–347.
- DONG, Zhi-zhong, WANG, Cheng-yuan & WANG, Zhi-hao (1987): Carboniferous and Permian conodont sequence in northwestern Yunnan. – *Acta Palaeont. Sinica*, **26**, 4, 411–419.
- FURNISH, W. M. (1973): Permian stage names. – In: LOGAN, A. & HILLS, L. V. (eds.): The Permian and Triassic Systems and their mutual boundary. – *Canadian Soc. Petrol. Geologists, Mem.* **2**, 522–548.
- GLENISTER, B.F. (1993): Stratotype of Guadalupian Series. – *Permophiles*, **23**, 20–21.
- GLENISTER, B.F., BOYD, D.W., FURNISH, W.M., GRANT, R.E., HARRIS, M.T., KOZUR, H., LAMBERT, L.L., NASICHUK, W.W., Newell, N.D., Pray, L.C., Spinosa, C., Wardlaw, B.R., Wilde, G.L. & Yancey, T.E. (1992): The Guadalupian. Proposed international standard for a Middle Permian Series. – *Internat. Geol. Rev.*, **34**, 9, 857–888.
- GULLO, M. & KOZUR, H. (1992): Conodonts from the pelagic deep-water Permian of central Western Sicily (Italy). – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.* **184**, 2, 203–234.
- HAYASHI, Sh. (1981): Phyletic chart on conodonts. – The Association for the Geological Collaboration in Japan, *Monogr.*, **23**, 1–38.
- HE, Xilin (1980): The sequence of Permian brachiopod assemblages in South China. – 11 pp., China Institute of Mining Technology.
- HENDERSON, C.M. (1988): Conodont paleontology and biostratigraphy of the Upper Carboniferous to Early Permian Canyon Fiord, Belcher Channel, Nansen, an unnamed, and Van Hauen formations, Canadian Arctic Archipelago. – Unpublished Ph.D. thesis, University of Calgary, 287 pp.
- HENDERSON, C.M. (1993): Are Permian-Triassic boundary events diachronous? Evidence from the Canadian Arctic. – *Carboniferous to Jurassic Pangea, Program and Abstracts*, p. 136.
- HENDERSON, C.M. & ORCHARD, M.J. (1991): *Gondolelloides*, a new Lower Permian conodont genus from western and northern Canada. – In: ORCHARD, M.J. & MCCracken, A.D. (eds.): Ordovician to Triassic conodont paleontology of the Canadian Cordillera. – *Geol. Surv. Canada, Bulletin* **417**, 253–267.
- IGO, H. (1979): Biostratigraphy of Permian conodonts. In: *Biostratigraphy of Permian and Triassic conodonts and holothurian sclerites in Japan*. pp. 5–20.
- IGO, H. (1981): Permian conodont biostratigraphy of Japan. – *Palaeont. Soc. Japan, Spec. Papers*, **24**, 1–51.
- IGO, H. & HISIDA, K. (1986): Lower Permian conodonts from the Kawanori Formation of the southwestern Kanto Mountains, Tokyo. – *Transact. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, **144**, 516–527.
- JIANG, Wu, Zhang, Fang et al. (1986): Conodonts-Palaeontology. – 287 pp., Nangzhong (Southwestern Petroleum Institute).
- JIN, Yugan, MEI, Silong & ZHU, Zili (1993): The potential stratigraphic levels for Guadalupian/Lopingian boundary. – *Permophiles*, **23**, 17–20.
- KANG, Pei-quan, WANG, Cheng-yuan & WANG, Zhi-hao (1987): Carboniferous-Permian conodont conodont

- biostratigraphy in the shelf facies of Ziyun County, Guizhou. – *Acta Micropalaeontol. Sinica*, **4**, 2, 179–192.
- KOTLYAR, G. V., KOZUR, H. & ZAKHAROV, YU. D. (1993): The Transcaucasian sections Dorasham 2 (Azerbaijan) and Sovetashen (Armenia), two candidates for P/T boundary reference sections. – *Albertiana*, **12**, 36–38.
- KOZUR, H. (1972): Vorläufige Mitteilung zur Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias sowie einige Bemerkungen zur Stufen- und Unterstufengliederung der Trias. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **21**, 363–412.
- KOZUR, H. (1974): Zur Altersstellung des Zechsteinkalkes (ca 1) innerhalb der „tethyalen“ Permgliederung. – *Freiberger Forsch.-H.*, **C 298**, 45–50.
- KOZUR, H. (1975): Beiträge zur Conodontenfauna des Perm. – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, **5**, 4, 1–44.
- KOZUR, H. (1977a): Revision der Conodontengattung *Anchignathodus* und ihrer Typusart. – *Zeitschr. geol. Wiss.*, **5**, 9, 1113–1127.
- KOZUR, H. (1977b): Beiträge zur Stratigraphie des Perm. Teil I: Probleme der Abgrenzung und Gliederung des Perm. – *Freiberger Forsch.-H.*, **C 319**, 79–121.
- KOZUR, H. (1978): Beiträge zur Stratigraphie des Perms. Teil II: Die Conodontenchronologie des Perms. – *Freiberger Forsch.-H.*, **C 334**, 85–161.
- KOZUR, H. (1980): The main events in the Upper Permian and Triassic conodont evolution and its bearing to the Upper Permian and Triassic stratigraphy. – *Rivista Ital. Paleont.*, **85**, 3–4, 741–766.
- KOZUR, H. (1989): The Permian-Triassic boundary in marine and continental sediments. – *Zentralbl. Geol. Paläont.*, **1988**, 11/12, 1245–1277.
- KOZUR, H. (1990a): Significance of events in conodont evolution for the Permian and Triassic stratigraphy. – *Cour. Forschungsinst. Senckenberg*, **117**, 385–408.
- KOZUR, H. (1990b): The taxonomy of the gondolellid conodonts in the Permian and Triassic. – *Cour. Forschungsinst. Senckenberg*, **117**, 409–469.
- KOZUR, H. (1990c): Significance of conodonts for stratigraphic and biofacial evaluations in the Permian. – 1st Latin American Conodont Symposium, LACON-I, part 2: Abstracts of Meeting, pp. 87–89.
- KOZUR, H. (1991): Permian deep-water ostracods from Sicily (Italy). Part 2: Biofacial evaluation and remarks to the Silurian to Triassic paleopsychrospheric ostracods. – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, Sdb.* **3**, 25–38.
- KOZUR, H. (1992a): Age and paleoecology of the conodont *Clarkina changxingensis* (Wang & Wang). – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, **18**, 83–86.
- KOZUR, H. (1992b): Late Permian Tethyan conodonts from West Texas and their significance for worldwide correlation of the Guadalupian-Dzhulfian boundary. – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, **18**, 179–186.
- KOZUR, H. (1992c): Dzhulfian and Early Changxingian (Late Permian) Tethyan conodonts from the Glass Mountains, West Texas. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **187**, 1, 99–114.
- KOZUR, H. (1992d): Boundaries and Stage subdivision of the Mid-Permian (Guadalupian Series) in the light of new micropaleontological data. – *Internat. Geol. Rev.* **34**, 9, 907–932.
- KOZUR, H. (1993a): Boundaries and subdivision of the Permian System. – *Occasional Publications ESRI, N.S.*, **9 B**, 139–154.
- KOZUR, H. (1993b): *Guliodus* n. gen. – a new conodont genus and remarks to the pelagic Permian and Triassic of western Sicily. – *Jb. Geol. B.-A.*, **136**, 1, 87–88.
- KOZUR, H. (1993c): Upper Permian radiolarians from the Sosio Valley area, western Sicily (Italy) and from the uppermost Lamar Limestone of West Texas. – *Jb. Geol. B.-A.*, **136**, 1, 99–123.
- KOZUR, H. (1994a): Permian pelagic and shallow-water conodont zonation. – *Permophiles*, **24**, 16–20.
- KOZUR, H. (1994b): Permian/Triassic boundary and possible causes of the faunal change near the P/T boundary. – *Permophiles*, **24**, 51–54.
- KOZUR, H., DAVYDOV, V. & KOTLYAR, G. V. (1994): Preliminary report on the Permian conodont fauna of Darvas and SE Pamir and its importance for the Permian time scale. – *Permophiles*, **24**, 13–15.
- KOZUR, H., LEVEN, E. Ja. LOZOVSKIJ, V. R. & PJATAKOVA, M. V. (1978): Rasclenenie po konodontam pogrannichnykh sloev permi i triasa Zakavkazja. – *Bjul. MOIP, otd., geol.*, **1978**, 5, 15–24.
- KOZUR, H. & LUCAS, S. (in press): *Clarkina crofti* n. sp., a new conodont species from the uppermost Lamar of the Delaware Basin (West-Texas). – *Texas Journ. Sci.*
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1976): Neue Conodonten aus dem Jungpaläozoikum und der Trias. – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, **6**, 2, 1–40.

- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1991): Pelagic Permian conodonts from an oceanic sequence at Sang-e-Sefid (Fariman, NE-Iran). – In: RUTTNER, A.W. (ed.): The Triassic of Aghdarband (AqDarband), NE-Iran, and its Pre-Triassic frame. – *Abh. Geol. B.-A.*, **38**, 101–110.
- KOZUR, H., MOSTLER, H. & RAHIMI-YAZD, A. (1975): Beiträge zur Mikropaläontologie permotriadischer Schichtfolgen. Teil II: Neue Conodonten aus dem Oberperm und der basalen Trias von Nord- und Zentraliran. – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, **5**, 3, 1–23.
- KOZUR, H. & NASSICHUK, W.W. (1977): Permian conodonts in the Canadian Arctic Archipelago – biostratigraphic discussion. – *Geol. Surv. Canada, Paper*, **77-1 A**, 139–143.
- LI, Zhihong (1991): Conodont fauna from the lower part of the Upper Permian Wujiaping Formation in Wufeng County, Hubei Province. – *Bull. Yichang Inst. Geol. Min. Res., CAGS*, **17**, 95–103.
- MATSUDA, T. (1981): Early Triassic conodonts from Kashmir, India. Part I: *Hindeodus* and *Isarcicella*. – *J. Geosci., Osaka City Univ.*, **24**, 3, 75–108.
- MEI, Shilong, JIN, Yugan & WARDLAW, B. R. (1994a): Succession of conodont zones from the permian “Kuhfeng” Formation, Xuanhan, sichuan and its implication in global correlation. – *Acta Palaeont. Sinica*, **33**, 1, 1–23.
- MEI, Shilong, JIN, Yugan & WARDLAW, B. R. (1994b): Zonation of conodonts from the Maokouan-Wuchiapingian boundary strata, South China. – *Palaeoworld*, **4**, 225–233.
- MEI, Shi-long, JIN, Yu-gan & WARDLAW, B. R. (1994c): Succession of Wuchiapingian conodonts from northeastern Sichuan and its worldwide correlation. – *Acta Micropaleont. Sinica*, **11**, 2, 121–139.
- MOVSHOVICH, E. V., KOZUR, H. PAVLOV, A. M., PNEV, V. P., POLOZOVA, A. N., CHUVASHOV, B. I. & BOGOSLOVSKAJA, M. F. (1979): Kompleksy konodonty niznej permi Priuralja i problemy koreljacii niznepermских otlozhenij. – In: PAPULOV, G.N. & PUCKOV, N.N. (eds.): *Konodonty Urala i ich stratigraficheskoe znachenie*. 94–131, Sverdlovsk.
- NAKAZAWA, K., NAKAMURA, K. & KIMURA, G. (1987): Discovery of *Otoceras boreale* Spath from West Spitsbergen. – *Proc. Japan. Acad. Sci., Ser. B*, **63**, 171–174.
- NAKREM, H.N. (1991): Conodonts from the Permian succession of Bjørnøya (Svalbard). – *Norsk Geol. Tidsskrift*, **71**, 235–248.
- NASSICHUK, W.W. & HENDERSON, C.M. (1986): Lower Permian (Asselian) ammonoids and conodonts from the Belcher Channel Formation, southwestern Ellesmere Island. – *Current Research, Part B, Geol. Surv. Canada, Paper* **86-1B**, 411–416.
- NESTELL, M.K. & WARDLAW, B.R. (1987): Upper Permian conodonts from Hydra, Greece. – *J. Paleont.* **61**, 4, 758–772.
- ORCHARD, M. J. (1984): Early Permian conodonts from the Harper Ranch Beds, Kamloops area, southern British Columbia. – *Current Research, Part B, Geol. Surv. Canada, Paper* **84-1B**, 207–215.
- ORCHARD, M.J. & FORSTER, P.J.L. (1988): Permian conodont biostratigraphy of the Harper Ranch Beds, near Kamloops, south-central British Columbia. – *Geol. Surv. Canada, Paper* **88-8**, 1–27.
- ORMISTON, A. R. & BABCOCK, L. (1979): *Follicucullus*, new radiolarian genus from the Guadalupian (Permian) Lamar Limestone of the Delaware Basin. – *J. Paleont.* **53**, 2, 328–334.
- PARK, S. (1989): Study on the Lower Permian conodonts in the Machari area of Yeongweolgun, Kangweondo. – *J. Sci. Technol.*, **28**, 90–104.
- PARK, Soo-In (1993): Conodont fauna and its biostratigraphy of the Bamchi Formation (Lower Permian) in Yobong-Bamchi area, Yeongweolgun, Korea. – *J. Geol. Soc. Korea*, **29**, 4, 360–374.
- PAULL, R.K. & PAULL, R.A. (1994): *Hindeodus parvus* as index fossil for the Permian-Triassic boundary: A response to the Chinese Working Group. – *Albertiana*, **13**, 3–7.
- PERLMUTTER, B. (1975): Conodonts from the uppermost Wabaunsee Group (Pennsylvanian) and the Admire and Council Grove Groups (Permian) in Kansas. – *Geologica et Paleontologica*, **9**, 95–115.
- PERRI, M. C. 1991. Conodont biostratigraphy of the Werfen Formation (Lower Triassic), Southern Alps, Italy. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, **30**, 1, 23–46.
- RABE, E.H. (1977): Zur Stratigraphie des ostandinischen Raumes von Kolumbien. II: Conodonten des jüngeren Paläozoikum der Ostkordillere, Sierra Nevada de Santa Marta und der Serranía de Perijá. – *Gies-sener geol. Schriften*, **11**, 101–223.

- RAMOVŠ, A. (1982): Unterperm-Conodonten aus den Karawanken (Slowenien, NW Jugoslawien). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **164**, 3, 414–427.
- RASMUSSEN, J.A., PIASECKI, S., Stemmerik, L., Stouge, S. (1990): Late Permian conodonts from central East Greenland. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **178**, 3, 309–324.
- REIMERS, A.N. (1991): Nizhnepermskie konodonty Pamira i Darvaza. – Bjul. MOIP, otd. geol. **66**, 6, 59–71.
- RITTER, S.M. (1986): Taxonomic revision and phylogeny of post-Early Permian crisis *bisselli* – *whitei* Zone conodonts with comments on Late Paleozoic diversity. – *Geologica et Palaeontologica*, **20**, 139–165.
- ROHR, D., M. Wardlaw, B. R., Rudine, S. F., Hall, A. J., Grant, R. E. & Haneef, M. (1991): Guidebook to the Guadalupian Symposium. – Proc. Guadalupian Symp., 18–111, Alpine.
- ROSS, C.A. & Ross, J.R.P. (1987): Late Paleozoic sea levels and depositional sequences. – *Cushman Found. Foram. Res., Spec. Publ.* **24**, 137–149.
- SPINOSA, C. & Snyder, W.S. (1993): A progress report. Ajaralash as candidate stratotype section for the Carboniferous-Permian boundary. – *Permophiles*, **23**, 9–11.
- SUÁREZ RIGLOS, M., Hünicken, M.A. & Merino, D. (1987): Conodont biostratigraphy of the Upper Carboniferous-Lower Permian rocks of Bolivia. In: Austin, R. L. (ed.): *Conodonts: Investigative techniques and applications*. 316–332.
- SWEET, W.C., in Teichert, C., Kummel, B. & Sweet, W. (1973): Permian-Triassic strata, Kuh-E-Ali Bashi, northwestern Iran. – *Bull. Mus. Comp. Zool.* **145**, 8, 359–472.
- SWEET, W.C. (1976): Conodonts from the Permian-Triassic boundary beds at Kap Stosch, East Greenland. – *Medd. Grønland*, **197**, 5, 51–54.
- SWIFT, A. (1986): The conodont *Merrillina divergens* (Bender and Stoppel) from the Upper Permian of England. – In: HARWOOD, G. M. & SMITH, D. B. (eds.): *The English Zechstein and Related Topics*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* **22**, 55–62.
- SWIFT, A. & ALDRIDGE, R.J. (1986): Conodonts from the Upper Permian strata of Nottinghamshire and North Yorkshire. – *Palaeontology*, **25**, 4, 845–856.
- SZANIAWSKI, H. & MALKOWSKI, K. (1979): Conodonts from the Kapp Starostin Formation (Permian) of Spitsbergen. – *Acta Palaeont. Polonica*, **24**, 2, 231–264.
- TIAN, Chuan-rong (1983): Permian conodont zones. In: *Paleontological Atlas of Southwest China*, p. 407.
- TIAN, Shu-gang (1993 a): Late Permian-earliest Triassic conodont paleoecology in northwestern Hunan: *Acta Palaeont. Sinica*, **32**, 3, 332–345.
- TIAN, Shu-gang (1993 b): A new conodont genus *Dicergondolella* (gen. nov.). – *Bull. Inst. Geol. Chinese Acad. Geol. Sci.*, **23**, 203–214.
- TIAN, Shu-gang (1993 c): The Permo-Triassic boundary and conodont zones in northwestern Hunan Province. – *Bull. Chinese Acad. Geol. Sci.*, **26**, 134–150.
- TIAN, Shu-gang (1994): Evolutions of conodont genera *Neogondolella*, *Hindeodus* and *Isarcicella* in northwestern Hunan, China. – *Strat. Paleont. China*, **2**, 1993, 173–191.
- VAN DEN BOOGAARD, M. (1987): Lower Permian conodonts from western Timor (Indonesia). – *Proc. Kon. Nederland. Akad. Wetensch., Ser. B*, **90**, 1, 15–39.
- VON BITTER, P. & MERRILL, G.K. (1983): Late Paleozoic species of *Ellisonia* (Conodontophorida). Evolutionary and palaeoecological significance. – *Royal Ontario Mus. Life Sci. Contr.* **136**, 1–57.
- WAN, Shilu & DING, Hui (1987): The Carboniferous-Permian conodont sequence of north China Platform. In: *Proc. Symposium on Permo-Carboniferous coal-bearing strata and geology*, 78–83.
- WANG, Cheng-yuan (1994a): A conodont-based high-resolution eventostratigraphy and biostratigraphy for the Permian-Triassic boundaries in South China. – *Palaeoworld*, **4**, 234–248.
- WANG, Chengyuan (ed.) (1994b): *Conodonts of lower Yangtze Valley – an index to biostratigraphy and organic metamorphic maturity*. 326 pp., Nanjing.
- WANG, Cheng-yuan & DONG, Zheng-chang (1991): Permian conodonts from Suoxiyu in Cili County, Hunan. – *Acta Micropalaeont. Sinica*, **8**, 1, 41–56.
- WANG, Cheng-yuan, Ritter, S.M. & Clark, D.L. (1987): The *Sweetognathus* complex in the Permian of China: Implications for evolution and homeomorphy. – *J. Paleont.* **61**, 5, 1047–1057.
- WANG, Cheng-Yuan & Wang, Zhi-Hao (1979): Permian conodonts from the Longtan Formation and Changxing Formation of Changxing, Zhejiang and their stratigraphical and paleoecological significance: *Se-*

- lected Papers 1st Convention of the Micropaleontological Society of China, 114–120.
- WANG, Cheng-yuan & Wang, Zhi-hao (1981a): Conodonts. – In: ZHAO, Jin-ke, SHENG, Jin-zhang et al. (eds.): Late Changhsingian and Permian-Triassic boundary in South China. – Bull. Nanjing Inst. Geol. Palaeont., Acad. Sinica, **2**, 79–81.
- WANG, Chengyuan & Wang, Zhihao (1981b): Permian conodont biostratigraphy of China. – Geol. Soc. America, Spec. Paper, **187**, 227–236.
- WANG, Zhi-hao (1991): Conodonts from the Carboniferous-Permian boundary strata in China with comments on the boundary. – Acta Palaeont. Sinica, **30**, 1, 6–41.
- WANG, Zhi-hao (1994): Early Permian conodonts from the Nashui section, Luodian of Guizhou. – Palaeoworld, **4**, 203–224.
- WANG, Zhi-hao & ZHANG, Wen-sheng (1985): Discovery of conodonts from the upper part of the Taiyuan Formation in Yuxian, Henan. – Journ. Strat. **9**, 3, 228–230.
- WARDLAW, B.R. (in press): Guadalupian conodont biostratigraphy of the Glass and Del Norte Mountains. – Smithsonian Contr. Paleobiol.
- WARDLAW, B.R. & COLLINSON, J.W. (1979): Youngest Permian conodont faunas from the Great Basin and Rocky mountain regions. – In: SANDBERG, C.A. & CLARK, D.L. (eds.): Conodont biostratigraphy of the Great Basin and Rocky Mountains. – Brigham Young Univ. Geol. Studies, **26**, 3, 151–163.
- WARDLAW, B.R. & COLLINSON, J.W. (1984): Conodont paleoecology of the Permian Phosphoria Formation and related rocks of Wyoming and adjacent areas. – In: CLARK, D.L. (ed.): Conodont biofacies and provincialism. Geol. Soc. America, Spec. Paper **196**, 263–281.
- WARDLAW, B.R. & COLLINSON, J.W. (1986): Paleontology and deposition of the Phosphoria Formation. – Contr. Geol., Univ. Wyoming, **24**, 2, 107–14.
- WARDLAW, B.R. & Grant, R.E. (1990): Conodont biostratigraphy of the Permian Road Canyon Formation, Glass Mountains, Texas. – U.S. Geol. Surv. Bull. **1895**, 1–18.
- WARDLAW, B.R., Nestell, M.K. & Dutro, J.T. (1982): Biostratigraphy and structural setting of the Permian Coyote Butte Formation of central Oregon. – Geology, **10**, 13–16.
- WEITSCHAT, W. & Dagys, A.S. (1989): Triassic biostratigraphy of Svalbard and a comparison with NE-Siberia. – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **68**, 179–213.
- WIGNALL, P.B. & Hallam, A. (1992): Anoxia as a cause of the Permian/Triassic mass extinction: facies evidence from northern Italy and the western United States. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **93**, 21–46.
- XIA, Fengshen & Zhang, Binggao (1992): Age of the Selong Group, Selong of Xizang (Tibet) and the Permian-Triassic boundary. – Journ. Strat., **16**, 4, 256–263.
- YIN, Hongfu (1993): A proposal for the global stratotype section and point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary. – Albertiana, **11**, 45–30.
- YOUNGQUIST, W. HAWLEY, R.W. & MILLER, A.K. (1951): Phosphoria conodonts from southeastern Idaho. – J. Paleont., **25**, 3, 356–364.
- ZHANG, Jinghua, DAI, Jinye & TIAN, Shugang (1984): Biostratigraphy of Late Permian and Early Triassic conodonts in Shangsi, Guangyuan County, Sichuan, China. In: Scientific Papers on Geology for International Exchange, 163–178.
- ZHOU, Zuren (1986): Two ecological patterns of the Permian ammonoids. – Sci. Sinica, Ser. B, **29**, 1, 96–112.
- ZHOU, Zuren, Glenister, B. F., & Furnish, W. M. (1989): Two-fold or three-fold? – Concerning geological time scale of Permian period. – Acta Palaeont. Sinica, **28**, 269–282.

Author's address:

Dr. sc. Heinz Kozur, Rézsü u. 83, H-1029 Budapest, Hungary;

Manuscript submitted: November 23, 1994

Figures, tables and plates

	Series	Stage	Conodont Zones and Assemblage Zones		Conodont Standard-Zonation
			Shallow-water	pelagic	
P E R M I A N	Guadalupian (pars)	Roadian	Sweetognathus subsymmetricus Neostreptognathodus clinei	Mesogondolella nankingensis (pars)	Mesogondolella nankingensis- Sweetognathus subsymmetricus
	Cathedralian		Neostreptogn. sulcopicatus	Mesogondolella idahoensis	M. idahoensis-N. sulcopicatus
			Sichuanognathus ? prayi	Mesogondolella zsuksannae	M. zsuksannae-S. ? prayi
			Neostreptogn. exsculptus- Neostreptognathodus pnevi	Mesogondolella idahoensis Mesogondolella asiatica	M. idahoensis-S. ? prayi M. idahoensis-N. exsculptus
	Artinskian		N. pequopensis-N. ruzhencevi	M. shindyensis-M. intermedia	M. intermedia-N. exsculptus
			Sweetognathus whitei	Mesogondolella bisselli	M. bisselli-N. pequopensis
			S. inornatus-S. whitei		M. bisselli-S. whitei M. bisselli-S. inornatus
	Sakmarian		S. inornatus-Sweetogn. n.sp.	M. bisselli-M. visibilis	M. bisselli-M. visibilis
			Sweetognathus merrilli	M. obliquimarginata	M. obliquimarginata-S. merrilli
	Asselian		Wardlawella expansa- Streptognathodus postfusus	Mesogondolella adentata- Streptognathodus postfusus	Streptognathodus postfusus
			Wardlawella expansa- Streptognathodus constrictus	Mesogondolella adentata- Streptognathodus constrictus	Streptognathodus constrictus
			Wardlawella expansa- Streptognathodus barskovi	Streptognathodus barskovi Streptognathodus invaginatus	Streptognathodus barskovi Streptognathodus invaginatus

Fig. 1: Cisuralian (Early Permian) conodont zonation.

T R I A S S I C	Series	Stage	Conodont Zones and Assemblage Zones		Conodont Standard Zonation		
			Shallow-water	pelagic			
Early Triassic = Scythian	Brahmanian ("Induan")		Isarcicella isarcica	Clarkina carinata	Isarcicella isarcica		
			Hindeodus parvus		Hindeodus parvus		
U P P E R M I A N	Upper Permian = Lopingian	Changxingian	Hindeodus latidentatus	C. deflecta- C. changxin= C. postwangi	C. xiangxiensis C. postwangi	H. latidentatus- C. xiangxiensis C. deflecta C. postwangi	
			Hindeodus julfensis	Clarkina subcarinata	Clarkina mediconstricta	Clarkina mediconstricta	
			Iranognathus tarazi	Clarkina orientalis	Clarkina orientalis		
				Clarkina transcaucasica	Clarkina transcaucasica		
				Clarkina leveni	Clarkina leveni		
				Merrillina divergens	Clarkina niuzhuangensis	Clarkina niuzhuangensis	
		disputed		Hindeodus altudaensis	Clarkina postbitteri- Clarkina crofti	Clarkina postbitteri- Clarkian crofti	
					Clarkina altudaensis ?	Clarkina altudaensis ?	
		Middle Permian = Guadalupian	Capitanian		Mesogondolella shannoni	Mesogondolella shannoni	
					M. posterrata	M. posterrata	
			Wordian		Gullodus catalanoi	M. aserrata	Mesogondolella aserrata
					S. subsymmetricus Neostreptogn. clinei	M. nankingensis siciliensis	Mesogondolella nankingensis Sweetognathus subsymmetricus

Fig. 2: Guadalupian and Lopingian conodont zonation.

Series	Stage	Conodont Standard-Zonation (this paper)	Subdivision after Mei et al. (1994 a)			Mei et al. (1994 a, c)	
			Conodont Zones	Stages	Series	Conodont Zones	
Upper Permian = Lopin-gian (pars)	D W z u h c u h l i f a i p a n	Clarkina mediconstricta	Clarkina orientalis	Wuchia= pingian	Lopingian (pars)	C. inflecta	W u c h i a i n g i a n
		Clarkina orientalis				C. orientalis	
		Clarkina transcaucasica				C. transcaucasica	
		Clarkina leveni	Clarkina leveni			C. guangyuanensis	
		M. divergens- M. rosenkrantzi				C. leveni	
		Clarkina niuzhuangensis	C. liangshanensis ?			C. asymmetrica	
		Clarkina postbitteri- Clarkina crofti				C. dukouensis	
						C. postbitteri	
						M. granti	
						M. xuanhanensis	
disputed		Clarkina altudaensis	M. xuanhanensis	Unnamed Stage		M. praexuanhanensis	C G u a d a l u p i a n
			M. praexuanhanensis			"M. altudaensis"	
Middle Permian = Guadalupian (pars)	Capi-tanian	Mesogondolella shannoni	"M. altudaensis"			M. shannoni	
		Mesogondolella postserrata	M. postserrata	Capitanian	Guadalupian	M. postserrata	

Fig. 3: Assumed correlation of the Chinese conodont zonation (MEI et al., 1994a-c) with the proposed conodont zonation around the Guadalupian-Lopingian boundary. *M. xuanhanensis* MEI & WARDLAW, 1994, is a junior synonym of *M. nuchalina* (DAI & ZHANG, 1984); *C. asymmetrica* MEI & WARDLAW, 1994, is a junior synonym of *C. niuzhuangensis* (LI, 1991).

Stage	Conodont Standard-Zonation	Conodont Zones of the Eastern Gondwana conodont Province		
		shallow-water	pelagic	Eastern Gondwanide Standard
Cathedralian	M. idahoensis-N. sulcopicatus	unknown	unknown	unknown
	M. zsuzsannae-N. prayi			
	M. idahoensis-N. prayi	N. leonovae	M. idahoensis	N. idahoensis-N. leonovae
	M. idahoensis-N. exsculptus			
	M. intermedia-N. exsculptus	N. exsculptus- R. bucaramangus	M. intermedia- V. shindyensis	N. exsculptus-V. shindyensis
Late Artinskian	M. bisselli-N. pequopenis	unknown	M. bisselli- V. shindyensis	M. bisselli-V. shindyensis
	M. bisselli-S. whitei			

Fig. 4: Correlation of the conodont zonation of the Eastern Gondwana province with the standard zonation.

species	Facies	Area	Asselian	Sakmarian	Artinskian	Cathedralian	pl./fig.
<i>Streptognathodus wabaunsensis</i>	I	TN BG	<x+				1/1,2
<i>Streptognathodus nodulinear</i>	I	TBN	<x+				1/8
<i>Streptognathodus invaginatus</i>	I	TBN	xx				1/20
<i>Streptognathodus cristellaris</i>	I	BN	o+++				1/3
<i>Wardlawella expansa</i>	S	TBN	xxxxxx+++				1/17,18
<i>Streptognathodus barskovi</i>	I	TN BG	++xxxx+o				1/4,6
<i>Streptognathodus elongatus</i>	I	TN BG	<xxxx+o00	oo			1/7
<i>Adetognathus paralautus</i>	S	TNB	<xxxxxxxx	+++++++	oo		2/1
<i>Streptognathodus simplex</i>	I	TN BG	<xxxxxxxx	+++++++	ooo		1/5
<i>Hindeodus minutus</i>	S	TN BG	<xxxxxxxx	xxxxxxxx	+++++++		
<i>Streptognathodus tulkassensis</i>	I	B	+++				
<i>Streptognathodus constrictus</i>	I	TNB	o+xxx+				1/11
<i>Mesogondolella belladontae</i>	P	B	++				-
<i>Streptognathodus longissimus</i>	I	TN BG	xxx				1/13
<i>Mesogondolella dentiseparata</i>	P	TB	xxxx+				1/9
<i>Mesogondolella adentata</i>	P	TB	xxxx+				1/12
<i>Gondolelloides canadensis</i>	I	B-A	xxx+++	??			1/19,21
<i>Streptognathodus fusus</i>	I	BN	xx				1/10
<i>Mesogondolella simulata</i>	P	B	o+++	00000			
<i>Streptognathodus postfusus</i>	I	BN	oxo				1/16
<i>Mesogondolella corpulenta</i>	P	T	++	+++			
<i>Mesogondolella striata</i>	P	B	xx	00000			
<i>Mesogondolella longifolia</i>	P	B	x	xxxxx			
<i>Mesogondolella foliosa</i>	P	B	+	xxxxx			1/14,15
<i>Mesogondolella obliquimarginata</i> ¹	P	B	o	xxxxx			2/8,9
<i>Diplognathodus sakmaraensis</i>	S	B		00000			
<i>Mesogondolella uralensis</i>	P	B		++++			
<i>Mesogondolella caudata</i>	P	T		++++			
<i>Mesogondolella bisselli</i> n. subsp.	P	TB		++++			2/18, 20
<i>Streptognathodus irregularis</i>	I	TN		+++++0000			
<i>Sweetognathus merrilli</i>	S	TNB		xxxxx+++o			2/4-7
<i>Mesogondolella luodianensis</i>	P	T		+++++++			
<i>Mesogondolella bisselli</i>	P	TN BG		+xxxxxxxx	xxxxxxxx	x+	2/10-12
<i>Wardlawella triangularis</i>	S	T		++++			
<i>Xuzhougnathus monoridgosis</i>	S	T		0000			2/2,3
<i>Sweetognathus</i> n. sp.	S	TB		+xxxxx+			2/14,15
<i>Mesogondolella visibilis</i>	P	B		++++			2/13
<i>Sweetognathus inornatus</i> ²	S	TN BG		+xxxx	xxxx+		2/16,17,21
<i>Wardlawella adenticulata</i> ³	S	TNB		++++	++00000000	000000000000	2/19
<i>Sweetognathus whitei</i>	S	TN BG		++	xxxxx+		3/1
" <i>Sweetognathus</i> " <i>sulcatus</i>	S	N			o		

Table 1: Stratigraphic range of the most important Cisuralian (Early Permian) conodonts.

Frequency: x = common, + = rare, o = very rare, < = present also in older beds, > = present also in younger beds.

Facies: S = mostly in shallow-water or restricted to shallow-water, P = restricted to pelagic environments, I = both in shallow- and deep-water, W = restricted to warm-water, C = restricted to cold- and cool-water, including cold bottom water of open tropical seas.

Distribution: T = Tethys, G = Gondwana and Gondwana margin of eastern Tethys, G-E = exclusively in eastern Gondwana and Gondwana margin of eastern Tethys, N = North America (except Arctic), B = Boreal realm (including Cis-Urals), B-A = exclusively in the Arctic. The outer column refers to figured species on plates 1-6. Junior synonyma: 1: *Neogondolella pseudostriata* CHERNIKH; 2: *Sweetognathus primus* CHERNIKH (only the holotype); 3: *Iranognathus ziyunensis* WANG, CHENG-YUAN et al.

species	Facies	Area	Asselian	Sakmarian	Artinskian	Cathedralian	pl./fig.
<i>Neostreptognathodus clarki</i>	S	NB			+++		
<i>Sweetognathus windi</i>	S	N			++++		3/8
<i>Sweetocristatus oertlii</i>	I	TB			++++		
<i>Hindeodus excavatus</i>	S	TNBG			++++	XXXXXXXXXX>	
<i>Neostreptognathodus transitus</i> ⁴	S	B			++		
<i>Neostreptognathodus peguopensis</i>	S	TNBG			XXXX +		3/4,5
<i>Sweetognathus behnkeni</i> ⁵	S	TNG			+xxx ++		3/2
<i>Sweetognathus bogoslovskajae</i>	S	B			++		3/7
<i>Neostreptognathodus ruzhencevi</i>	S	NB			xxx +		3/6,10,11
<i>Neostreptognathodus tschuvashovi</i>	S	NB			+++ +		3/3
<i>Sichuanognathodus yangchangensis</i> ⁷	S	TG			000 ++		
<i>Iranognathus huecoensis</i>	S	N			+++ +++++		3/13
<i>Pseudohindeodus augustus</i> ⁶	I	TNG			+++ XXXXXX+++00		
<i>Sweetognathus nodocostatus</i> ⁸	S	T			00+ ++++++++		
<i>Mesogondolella luosuensis</i>	P	TB			++ ++		
<i>Sweetocristatus arcticus</i>	I	B			++ ++		
<i>Rabeignathus asymmetricus</i>	S	N			00 00		
<i>Gulldodus hemircularis</i>	P?	G-E			+		
<i>Rabeignathus bucuramangus</i>	S	TNBG			+ xx		3/14
<i>Vjalovognathus shindyensis</i>	P	G-E			x xx		4/1
<i>Mesogondolella shindyensis</i>	P	TBG			xx		3/9
<i>Mesogondolella intermedia</i>	P	TNBG			xx		3/12
<i>Mesogondolella gujioensis</i>	P	TNG			xx		3/21
<i>Sichuanognathodus foliatus</i>	S	TNG			xx		3/17
<i>Neostreptognathodus kamajensis</i>	S	B			x+		
<i>Rabeignathus pamiricus</i>	S	NG			++		
<i>Sweetognathus flexsus</i>	S	G-E			++		
<i>Sweetognathus venustus</i>	S	G-E			++		
<i>Neostreptognathodus pseudoclinei</i>	S	B			++		
<i>Stepanovites alienus</i>	S	B			++		
<i>Neostreptognathodus pnevi</i>	S	NB			x++		3/19
<i>Neostreptognathodus exsculptus</i>	S	TNG			xx++		3/16
<i>Neostreptognathodus leonovae</i>	S	GT			+xxx++++		
<i>Pseudohindeodus nassichuki</i>	S	TG			XXXXXXXXXXXX		
<i>Pseudohindeodus ramovsi</i> ⁹	S	TNG			XXXXXXXXXXXX>		4/24
<i>Stepanovites festivus</i>	S	TNB			++++++++>		
<i>Sweetognathus quizhouensis</i> ¹⁰	S	TG			00+++++xxx>		4/23
<i>Mesogondolella asiatica</i>	P	TNG			0xxxx		3/15
<i>Mesogondolella idahoensis</i>	P	TNBG			0XXXXXXXXXX		3/18
<i>Pseudosweetognathus costatus</i>	S	T			00+++++++>		
<i>Sichuanognathodus ? prayi</i>	S	TN			xxxx		3/22
<i>Pseudosweetognathus adjunctus</i>	S	NT			00000		
<i>Mesogondolella zszsannae</i>	P	TN			xx		3/20
<i>Pseudosweetognathus denticulatus</i>	S	T			+++		
<i>Pseudosweetognathus adenticulatus</i>	S	T			++++		
<i>Sichuanognathodus monocornus</i> ¹¹	S	TN			0+xx>		
<i>Neostreptognathodus sulcopicatus</i>	S	TN			xxx0		3/23
<i>Mesogondolella saraciniensis</i> ¹²	P	T			xxx		
<i>Hindeodus permicus</i>	S	TNG			++>		
<i>Sweetognathus semiornatus</i>	S	T			00		
<i>Mesogondolella slovenica</i>	P	T			++		
<i>Mesogondolella orchardi</i>	P	T			++		
<i>Sweetognathus expansus</i>	S	T			x>		

Table 1 (continued)

Junior synonyma: 4: *Neostreptognathodus svalbardensis* SZANIAWSKI; 5: *Neostreptognathodus toriyamai* IGO; 6: *Diplognathodus stevensi* CLARK & CARR; 7: *Sweetognathus murgabicus* REIMERS; 8: *Sweetognathus variabilis* WANG, Cheng-Yuan et al.; 9: *Diplognathodus paraugustus* WANG, Cheng-Yuan; 10: *Sweetognathus paraguizhouensis* WANG, RITTER & CLARK; 11: *Neostreptognathodus pseudoprayi* WANG, Cheng-Yuan 12: *Mesogondolella parasiciensis* WANG, ZHI-HAO.

species	Facies	Area	Roadian	Wordian	Capitanian	Wuchiapingian	Changxingian	pl./fig.
<i>Pseudosweetognathus costatus</i>	S	T	<o					
<i>Sichuanognathodus monocornus</i>	S	TN	<+o000					
<i>Sweetognathus expansus</i>	S	T	<000000					
<i>Mesogondolella gracilis</i>	PC	N	xxxxxxx					
<i>Neostreptognathodus clinei</i>	S	N	+++++					4/25
<i>Neostreptognathodus newelli</i>	S	N	+++++					
<i>Mesogondolella nashuiensis</i>	P	T	0000000					
<i>Mesogondolella prorosenkrantzi</i>	P	T	0000000					
<i>Mesogondolella nankingensis</i> ¹³	PW	TNB	xxxxxxx	xxxx				4/2-4
<i>Sweetognathus subsymmetricus</i>	S	TN	xxxxxxx	x+++				4/26
<i>Sweetina tritica</i>	S	N	+++++	++++				
<i>Pseudohindeodus ramovsi</i>	S	TN	<xxxxxx	+++++				4/24
<i>Sweetognathus quizhouensis</i>	S	TG	<xxxxxx	+++++				4/23
<i>Stepanovites festivus</i>	S	TNB	<+++++	+++++				
<i>Pseudohindeodus oertlii</i>	S	TNG	+++++	0000000				
<i>Mesogondolella phosphoriensis</i>	PC	TNG	+++++	xxxxxxx				
<i>Gullodus catalanoi</i>	S	T	0000000	+++++				4/22
<i>Gullodus sicilianus</i>	S	T	???????	+++++				4/18
<i>Sweetognathus iranicus</i> ¹⁴	S	TNG	00++++	+++xxx	xx+o			
<i>Mesogondolella siciliensis</i>	PC	TG	0000000	xxxxxxx	000???			4/21
<i>Hindeodus excavatus</i>	S	TNBG	<xxxxxx	xxxxxxx	xxxxx++++			
<i>Hindeodus permicus</i>	S	TNG	<+++++	+++++	++++000000			
<i>Wardlawella ? lanceolata</i>	S	T	++++	+++++				
<i>Stepanovites meyeri</i>	S	B	+++	+++				
<i>Iranognathus nodosus</i>	S	T	+++	+++++				
<i>Sweetocristatus arcucristatus</i>	S	N	oo	+++++				
<i>Mesogondolella prolongata</i>	PC	N		xxx+				
<i>Sweetognathus hanzhongensis</i>	S	T		++++xxx				
<i>Sweetocristatus galeatus</i> ¹⁵	S	TN		xxxxxxx	xxxxxxxxxxx	+++++	+++00000	
<i>Mesogondolella aserrata</i>	PW	TN		xxxx				4/5,6
<i>Merrillina praedivergens</i>	S	TNG		+++	+++++			
<i>Sweetognathus sweeti</i>	S	T		++++				
<i>Mesogondolella postserrata</i> ¹⁶	PW	TNG			xxxxxxxo			4/7,8
<i>Mesogondolella behnkeni</i>	PW	TN			+++++			
<i>Clarkina bitteri</i>	PC	TN			+++++			
<i>Wardlawella paralanceolata</i>	S	T			+++++			
<i>Clarkina denticulata</i>	PW	TN			+++++			
<i>Wardlawella movschovitschi</i> ¹⁷	S	TN			0000000000	+++++	+++++	5/20
<i>Hindeodus typicalis</i> ¹⁸	S	TNBG			o+++	xxxxxxxxxxxxx	xxxxxxxxxxx+++	5/18
<i>Mesogondolella shannoni</i>	PW	TN			xxo			4/9,10
<i>Mesogondolella nuchalina</i> ¹⁹	PW	TN			ox+			4/16,17
<i>Hindeodus altudaensis</i>	PW	N			+++	+oo		4/20
<i>Merrillina divergens</i>	S	TNBG			+++	xxx++o		5/24
<i>Mesogondolella praexuanhanensis</i>	PW	TN			x			4/12-15
<i>Mesogondolella granti</i>	PW	TN			+			

Table 2: Stratigraphic range of the most important Guadalupian and Lopingian conodonts.

Explanations see table 1.

Junior synonyma: 13: *Gondolella serrata* CLARK & ETHINGTON; 14: *Sweetognathus parvus* WANG, Cheng-Yun et al.; 15: *Xaniognathus sweeti* IGO; 16: *Neogondolella babcocki* CLARK & BEHNKEN; 17: *Iranognathus nudus* WANG, RITTER & CLARK; 18: *Anchignathodus zhenanensis* DAI & ZHANG; 18: *Mesogondolella xuanhanensis* MEI & WARDLAW.

species	Facies	Area	Roadian	Wordian	Capitanian	Wuchiapingian	Changxingian	pl./fig.
<i>Clarkina altudaensis</i>	PW	TNG				+ x		4/11;5/1
<i>Clarkina wilcoxi</i>	P	TN				o ++		
<i>Clarkina crofti</i>	PW	N				XO		4/19
<i>Clarkina rosenkrantzi</i>	PC	BT?				+XXXX		5/22,23
<i>Stepanovites inflatus</i>	S	TB				+++XX++		
<i>Clarkina postbitteri</i>	PW	TN				OXO		5/26
<i>Clarkina lanceolata</i>	PW	TN				000		
<i>Clarkina dukouensis</i>	PW	T				XXO		5/25
<i>Clarkina niuzhuangensis</i> ¹⁹	PW	T				OXO		5/19
<i>Clarkina daxianensis</i>	PW	T				+++O		5/27
<i>Clarkina leveni</i> ²⁰	PW	T				+XX		5/3
<i>Stepanovites dobruskinae</i>	S	T				+++++++	+++++++	
<i>Clarkina transcaucasica</i> ²¹	PW	TN				+XXX		5/4
<i>Clarkina liangshanensis</i>	PW	T				O+++O		5/2
<i>Clarkina jesmondi</i>	P	N				XX		
<i>Iranognathus unicastatus</i>	S	T				++++	++	
<i>Clarkina orientalis</i> ²²	PW	T				OXXX	X+++++	5/5
<i>Hindeodus julfensis</i> s. str.	PW	TBG				0000	XXXXXXXXXX	6/1
<i>Iranognathus tarazi</i>	S	T				+++	XX+++	5/21
<i>Clarkina mononica</i>	PW	T				000		
<i>Clarkina inflecta</i>	PW	T				XX		
<i>Clarkina demicornis</i>	PW	T				++		
<i>Clarkina mediconstricta</i> ²³	PW	T				XX	+O	5/6
<i>Clarkina puqiensis</i> ²⁴	PW	T				XX	++	
<i>Clarkina subcarinata</i>	P	TNB					+XXXXX+O	5/7
<i>Clarkina wangi</i> ²⁵	PW	T					XXXXXX+O	5/17
<i>Clarkina changxingensis</i> ²⁶	P	TNBS					0000+XXX	5/8
<i>Clarkina deflecta</i>	PW	T					++XXXXX	5/9
<i>Clarkina postwangi</i>	PW	T					+++X	5/10,11
<i>Clarkina dicerocarinata</i> ²⁷	PW	T					+XXXXX	
<i>Clarkina sosioensis</i>	PC	T					XXXX	5/14-16
<i>Clarkina xiangxiensis</i>	PW	T					+XXX	5/12,13
<i>Hindeodus latidentatus</i>	S	TNBS					O+X>	6/2,5
<i>Clarkina unilaticarinata</i>	P	T					OO	
<i>Clarkina zhongliangshanensis</i> ²⁸	P	TBG					X>	
<i>Clarkina tulongensis</i>	PC	TG					+>	
<i>Clarkina procerocarinata</i>	P	TB					+>	6/6-8
<i>Isarcicella ? prisca</i>	S	T					X	6/3,4

Table 2 (continued).

Junior synonyma: 19: *Clarkina asymmetrica* MEI & WARDLAW; 20: *Neogondolella guangyuanensis* DAI & ZHANG (advanced *C. leveni*); 21: *Clarkina bizarrensis* MEI & WARDLAW; 22: *Neogondolella paralella* TIAN (pars); 23: *Neogondolella latimarginata* CLARK & WANG, Cheng-Yuan; *Clarkina yanjinxinensis* DING, Meihua (pathologic *C. wangi*); 26: ? *Gondolella liuchangensis* DING, Meihua; *Gondolella beifengjingsensis* DING, Meihua; *Gondolella serrata liuchangensis* DING, Meihua (homonym of *Gondolella liuchangensis*, DING, Meihua).

All plates have been prepared from low quality copies, because the originals have been lost during the control of the private mail by the Hungarian post office.

All figures on plates 1–6 are upper views unless otherwise noted.

Plate 1

- Figs. 1, 2: *Streptognathodus wabaunsensis* GUNNELL, fig. 1: x 40, basal Asselian, Bennett Shale, Council Grove Group, Kansas; from PERLMUTTER (1975); fig. 2: x 90, Asselian, Dafenko (North China); from DING & WAN (1990).
- Fig. 3: *Streptognathodus cristellaris* CHERNIKH & RESHETKOVA, x 55, Lower Asselian, Juresan (Cis-Urals); from CHERNIKH & RESHETKOVA (1987).
- Figs. 4, 6: *Streptognathodus barskovi* (KOZUR), Lower Asselian; fig. 4: x 77, Neva Limestone, Grenola Fm., Council Grove Group, Kansas; from KOZUR (1978); fig. 6: x 140, Xishan (North China); from DING & WAN (1990, assigned to *S. fuchengensis* Zhao).
- Fig. 5: *Streptognathodus simplex* GUNNELL, x 42, uppermost Gzhelian, Youlchi section, Korea; from PARK (1989).
- Fig. 7: *Streptognathodus elongatus* GUNNELL, x 42, as for fig. 5.
- Fig. 8: *Streptognathodus nodularis* CHERNIKH & RESHETKOVA, x 46, Lower Asselian, Usolka (Cis-Urals), from CHERNIKH & RESHETKOVA (1987).
- Fig. 9: *Mesogondolella dentiseparata* (RESHETKOVA & CHERNIKH), holotype, x 45, Middle Asselian, right bank of river Kõjva (Cis-Urals); from CHUVASHOV et al. (1986).
- Fig. 10: *Streptognathodus fusus* CHERNIKH & RESHETKOVA, holotype, x 55, Middle Asselian, Juresan (Cis-Ural); from CHERNIKH & RESHETKOVA (1988).
- Fig. 11: *Streptognathodus constrictus* CHERNIKH & RESHETKOVA, x 50, as for fig. 10; from CHERNIKH & RESHETKOVA (1986).
- Fig. 12: *Mesogondolella adentata* (CHERNIKH & RESHETKOVA), x 55, Middle Asselian, Usolka (Cis-Urals); from CHERNIKH & RESHETKOVA (1987).
- Fig. 13: *Streptognathodus longissimus* CHERNIKH & RESHETKOVA, x 55, Upper Asselian, Usolka (Cis-Urals); from CHERNIKH & RESHETKOVA (1988).
- Figs. 14, 15: *Mesogondolella foliosa* (CHERNIKH & RESHETKOVA), x 50, sample 21/3, upper Asselian, Kondurovka (Cis-Urals), fig. 15: lateral view.
- Fig. 16: *Streptognathodus postfusus* CHERNIKH & RESHETKOVA, x 55, Upper Asselian, Usolka (Cis-Urals), from CHERNIKH & RESHETKOVA (1987).
- Figs. 17, 18: *Wardlawella expansa* (PERLMUTTER), Asselian, Funston Limestone, Council Grove Group, Kansas; fig. 17: x 150, fig. 18: detail of carina, x 360; from VON BITTER & MERRILL (1990).
- Figs. 19, 21: *Gondolelloides canadensis* HENDERSON & ORCHARD, holotype, x 46, Middle Asselian, 262 m above base of Hare Fiord Fm., Van Hauen Pass area, Ellesmere Island, Canada; fig. 21: oblique lateral-lower view; from HENDERSON & ORCHARD (1991).
- Fig. 20: *Streptognathodus invaginatus* CHERNIKH & RESHETKOVA, x 45, bed 15-4 (basal Asselian), Usolka; from CHERNIKH & RESHETKOVA (1987).

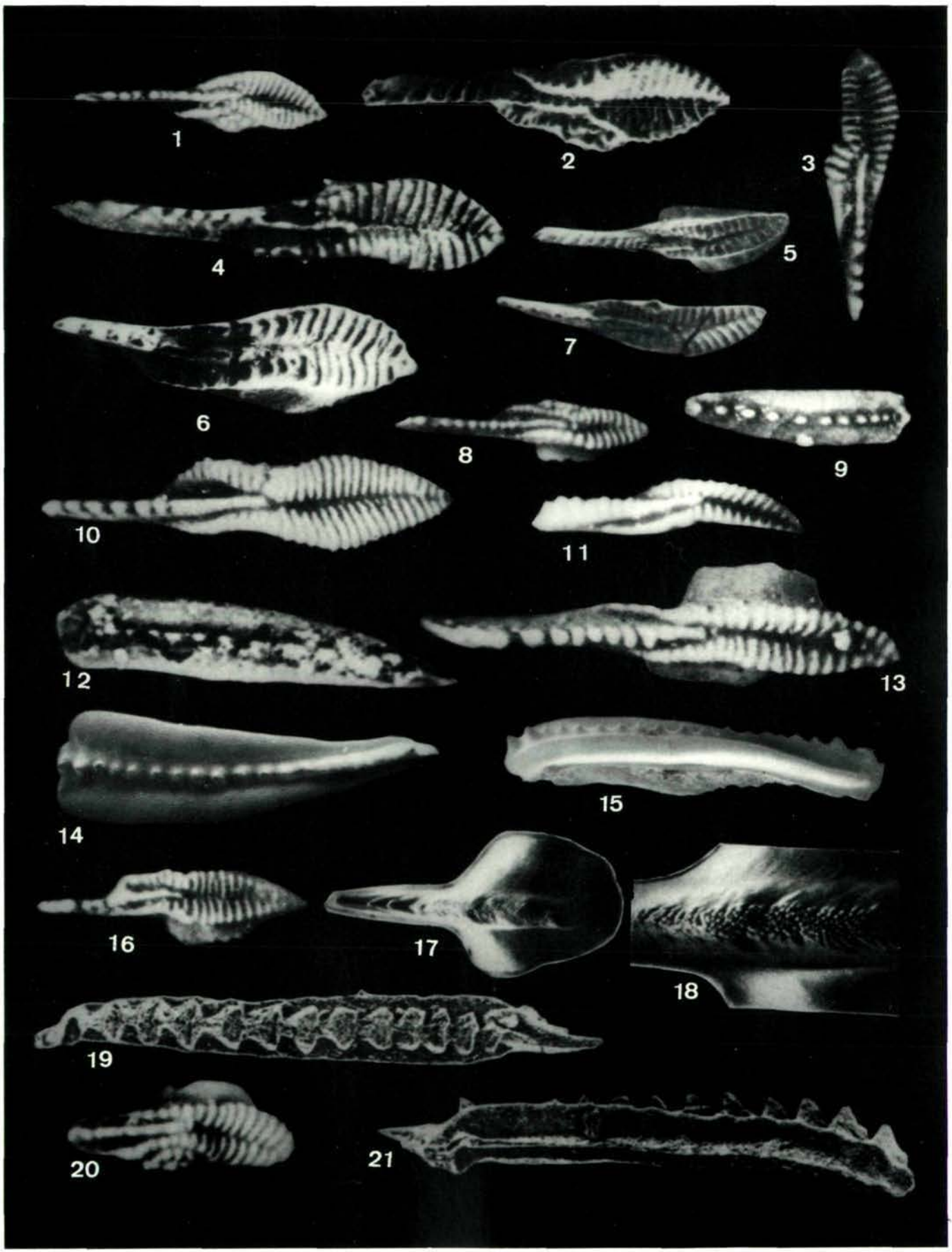


Plate 2

- Fig. 1: *Adetognathus paralautus* ORCHARD, holotype, x 70, fauna 1 (Upper Sakmarian or Lower Artinskian) of Harper Ranch Group, Kamloops (British Columbia, Canada); from ORCHARD & FORSTER (1988).
- Figs. 2, 3: *Xuzhognathus monoridgosis* DING & WAN, holotype, Sakmarian, Huaibei (North China; fig. 2: x 220, fig. 3: detail with microsculpture of carina and side branch, x 440; from DING & WAN (1990).
- Figs. 4–7: *Sweetognathus merrilli* KOZUR, no gap between carina and denticles of free blade (compare *S. inornatus*, figs. 16, 17, 21); figs. 4, 6: Sakmarian, Huainan (North China), fig. 4: x 130, fig. 6: x 175; from DING & WAN (1990, assigned to *S. inornatus*, material studied in China at Prof. DING, Taiyuan); figs. 5, 7 (lateral view): x 73, Lower Sakmarian (Tastubian), Eiss Limestone Mbr., Bader Limestone Fm., upper Council Grove Group, Kansas; from KOZUR (1978).
- Figs. 8, 9: *Mesogondolella obliquimarginata* (CHERNIKH), x 50, sample 21/8, Lower Sakmarian (Tastubian), Kondurovka (Cis-Urals), fig. 8: lateral view.
- Figs. 10–12: *Mesogondolella bisselli* (CLARK & BEHNKEN), primitive form, x 50, sample 21/24, Lower Sakmarian (Tastubian), Kondurovka (Cis-Urals), fig. 11: lower view, fig. 12: lateral view.
- Fig. 13: *Mesogondolella visibilis* (CHERNIKH), x 45, Upper Sakmarian (Sterlitamakian), Sim (Cis-Urals); from CHUVASHOV et al. (1990).
- Figs. 14, 15: *Sweetognathus* n. sp.; fig. 14: x 82, Sakmarian, Huainan (North China); from DING & WAN (1990, assigned to *S. whitei*); fig. 15: x 45, Upper Sakmarian (Sterlitamakian), Sim (Cis-Urals); from CHUVASHOV et al. (1990, assigned to *S. primus*, compare figs. 16, 17).
- Figs. 16, 17, 21: *Sweetognathus inornatus* RITTER, distinct gap between carina and denticles of free blade (compare figs. 4–7: *S. merrilli*); figs. 16, 17 (lateral view): holotype of *S. primus* Chernikh, x 45, Upper Sakmarian (Sterlitamakian), Sim (Cis-Urals); from Chuvashov et al. (1990); fig. 21: holotype, x 80, Lower Artinskian (Aktastinian), Burbank Hills, Utah; from RITTER (1986).
- Figs. 18, 20: *Mesogondolella bisselli* n. subsp., x 50, sample 21/12, Lower Sakmarian (Tastubian), Kondurovka (Cis-Urals), fig. 18: lateral view.
- Fig. 19: *Wardlawella adenticulata* (RITTER), holotype, x 90, basal Threemile Limestone, Chase Group, Kansas, from RITTER (1986).

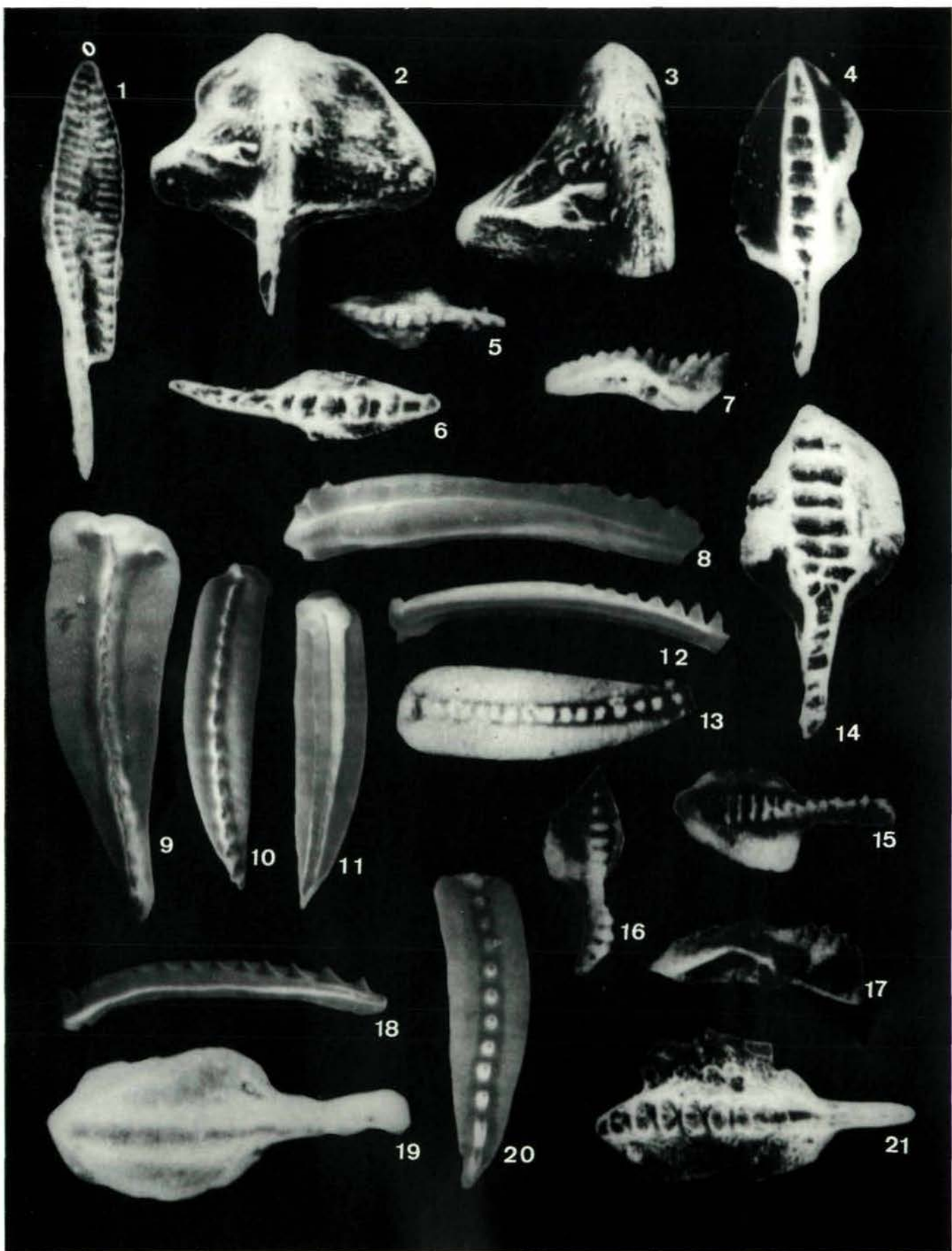


Plate 3

- Fig. 1: *Sweetognathus whitei* (RHODES), x 80, fauna 2 (Artinskian) of Harper Ranch Beds, Kamloops (British Columbia, Canada); from ORCHARD & FORSTER (1988).
- Fig. 2: *Sweetognathus behnkeni* KOZUR, x 82, Upper Artinskian (Baigendzhinian), Copacabana Fm., Yaurichambi, Bolivia; from SUÁREZ RIGLOS et al. (1987).
- Fig. 3: *Neostreptognathodus tschuvashovi* KOZUR, x 65, Upper Artinskian (Baigendzhinian), Hambergfjellet Fm., Svalbard; from NAKREM (1991, assigned to *N. clarki*).
- Figs. 4, 5: *Neostreptognathodus pequopensis* BEHNKEN, fig. 4: x 58, holotype, Upper Artinskian (Baigendzhinian), lower Arcturus Limestone, Nevada; from BEHNKEN (1975); fig. 5: x 100, as fig. 3, from NAKREM, 1991).
- Figs. 6, 10, 11: *Neostreptognathodus ruzhencevi* KOZUR; fig. 6: primitive form, holotype of *N. obliquidentatus* CHERNIKH, x 80, Artinskian, right bank of Dalnij Tjulka (Cis-Urals); from CHUVASHOV et al. (1990); fig. 10: holotype, x 60, Upper Artinskian (Baigendzhinian), Aktasti (Cis-Urals); from KOZUR & MOSTLER (1976); fig. 11: advanced specimen, x 80, as fig. 1; from ORCHARD & FORSTER (1988, assigned to *N. sulcopicatus*).
- Fig. 7: *Sweetognathus bogoslovskajae* KOZUR, lateral view, x 60, Upper Artinskian (Baigendzhinian), Zhil-Tau (Cis-Urals); from KOZUR & MOSTLER (1976).
- Fig. 8: *Sweetognathus windi* RITTER, holotype, lateral view, x 80, Upper Artinskian (Baigendzhinian), Fort Riley Limestone, Chase Group, Kansas; from RITTER (1986).
- Fig. 9: *Mesogondolella shindyensis* KOZUR, x 73, basal Cathedralian (basal Bolorian or uppermost Jachtashian), Shindy (Pamirs); from KOZUR (1978).
- Fig. 12: *Mesogondolella intermedia* (IGO), holotype, x 72, Cathedralian, Ichinose, Japan; from IGO (1981).
- Fig. 13: *Iranognathus huecoensis* (RITTER), holotype, x 70, Upper Artinskian or basal Cathedralian, Franklin Mts, Texas; from RITTER (1986).
- Fig. 14: *Rabeignathus bucuramangus* (RABE), x 80, Upper Artinskian (Baigendzhinian), Burbank Hills, Utah, from RITTER (1986).
- Fig. 15: *Mesogondolella asiatica* (IGO), holotype, x 73, lower Cathedralian, Akuda Fm., Gifu Prefecture, Japan; from IGO (1981).
- Fig. 16: *Neostreptognathodus exsculptus* IGO, holotype, x 68, lower Cathedralian, Yoro, Japan; from IGO (1981).
- Fig. 17: *Sichuanognathus foliatus* IGO, holotype, x 43, lower Cathedralian, Gujio Hachiman, Japan; from IGO (1981).
- Fig. 18: *Mesogondolella idahoensis* (YOUNGQUIST, HAWLEY & MILLER), x 60, uppermost Cathedralian, basal Road Canyon Fm., Glass Mts, Texas; from WARDLAW & GRANT (1990).
- Fig. 19: *Neostreptognathodus pnevi* KOZUR & MOVSHOVICH, x 76, Cathedralian, Phosphoria Fm., Idaho; from BEHNKEN et al. (1986).
- Fig. 20: *Mesogondolella zszsanna* KOZUR, x 80, Cathedralian, Torrente San Calogero (Sicily).
- Fig. 21: *Mesogondolella gujioensis* (IGO), x 75, Cathedralian, Gujio Hachiman, Japan; from IGO (1981).
- Fig. 22: *Sichuanognathus ? prayi* BEHNKEN, holotype, x 57, Cathedralian, Bone Spring Fm., Guadalupe Mts, Texas; from BEHNKEN (1975).
- Fig. 23: *Neostreptognathodus sulcopicatus* (YOUNGQUIST, HAWLEY & MILLER), x 57, upper Cathedralian, Kaibab Fm., Nevada, from BEHNKEN (1975).

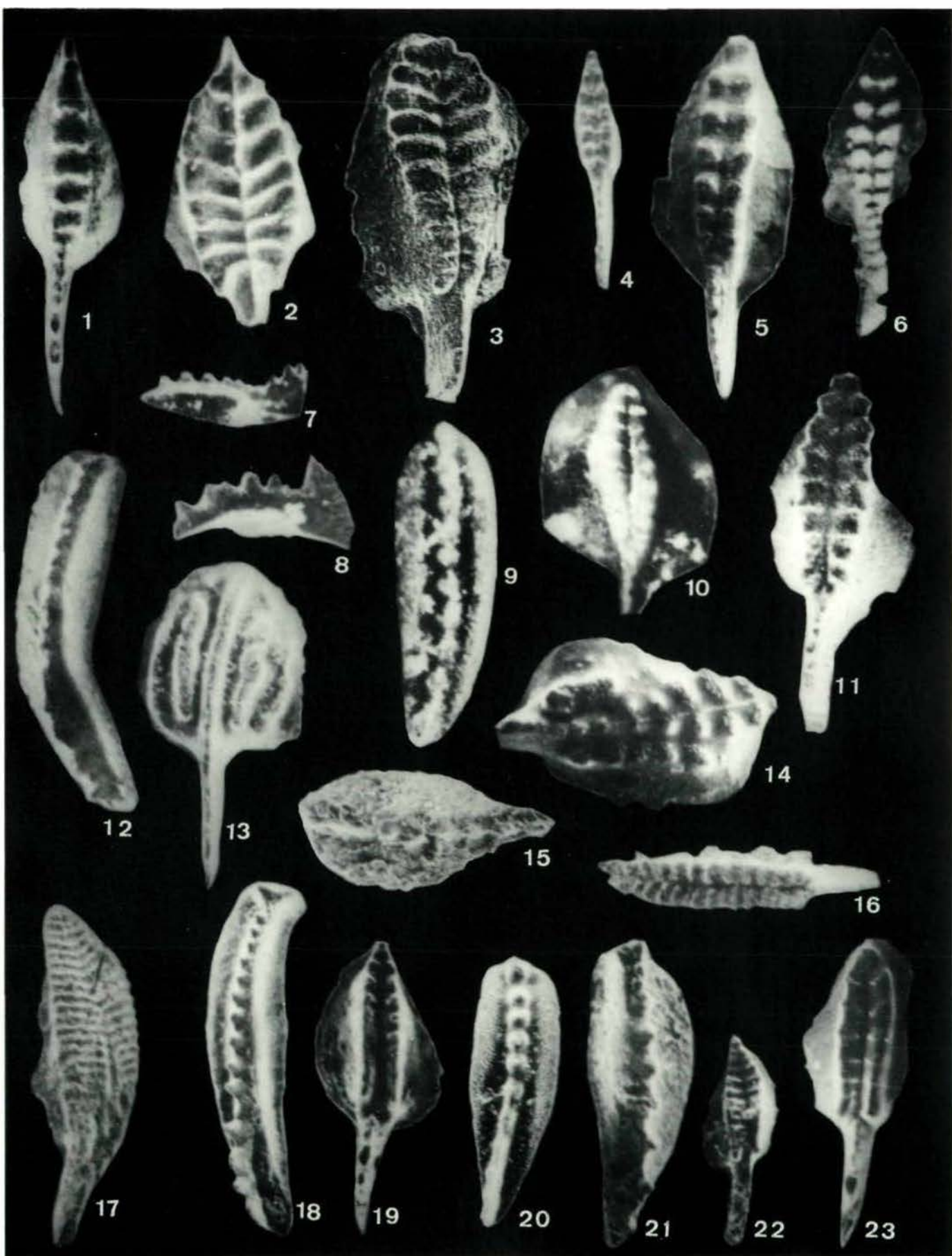


Plate 4

- Fig. 1: *Vjalovognathus shindyensis* (KOZUR), lateral view, x 100, Upper Artinskian (Baigendzhinian), Timor; from VAN DEN BOOGAARD (1987).
- Figs. 2–4: *Mesogondolella nankingensis* (Ching), type locality of Roadian, Glass Mts, Texas; figs. 2 (lateral view), 3: x 42, Roadian, Road Canyon Fm.; fig. 4: juvenile specimen, x 53, lower Wordian, 7.5. m above the base of Word Fm.
- Figs. 5, 6: *Mesogondolella aserrata* (CLARK & BEHNKEN), Wordian, Cherry Canyon Fm.; fig. 5: x 69; fig. 6: holotype, x 58; from CLARK & BEHNKEN (1969).
- Figs. 7, 8: *Mesogondolella postserrata* (BEHNKEN), x 42, Capitanian, upper Rader Mbr., Bell Canyon Fm., Delaware Basin, Texas, fig. 8: lateral view.
- Figs. 9, 10: *Mesogondolella shannoni* WARDLAW (in press), uppermost Capitanian, upper Altuda Fm., 10 m below Tessey Fm., locality 2.3 after ROHR et al. (1991), Glass Mts, Texas; fig. 9: x 36; fig. 10: x 42.
- Fig. 11: *Clarkina altudaensis* KOZUR, holotype, x 70, basal Lopingian Series, uppermost Altuda Fm., 5 m below Tessey Fm., locality 2.3 after ROHR et al. (1991), Glass Mts, Texas; from KOZUR (1992c).
- Figs. 12–15: *Mesogondolella praexuanhanensis* MEI & WARDLAW, Early Lopingian Series; fig. 12: x 70, uppermost Altuda Fm., 3 m below Tessey Fm., locality 2.3 after ROHR et al. (1991), Glass Mts, Texas; figs. 13–15: x 60, Dukou (South China); fig. 14: lateral view; fig. 15: holotype; figs. 13–15 from MEI et al. (1994).
- Figs. 16, 17: *Mesogondolella nuchalina* (DAI & ZHANG), Early Lopingian Series; fig. 16: advanced specimen, x 50, uppermost Altuda Fm., 2.50 m below Tessey Fm., locality 2.3 after ROHR et al. (1991), Glass Mts, Texas; fig. 17: x 60, Dukou (South China); fig. 17 from MEI et al. (1994), assigned to *M. xuanhanensis* MEI & WARDLAW, a junior synonym of *M. nuchalina*.
- Fig. 18: *Gullodus sicilianus* (BENDER & STOPPEL), x 75, lateral view, Roadian limestone block, Pietra di Salomone, Sicily; from KOZUR (1993).
- Fig. 19: *Clarkina crofti* KOZUR & LUCAS (in press), x 100, basal Lopingian, 0.40 m below top of Lamar, 1 km east of locality H sensu ORMISTON & BABCOCK (1979), Delaware Basin, Texas.
- Fig. 20: *Hindeodus altudaensis* KOZUR & MOSTLER (in press), holotype, x 51, lateral view of Pa element, uppermost Capitanian, upper Altuda Fm. 10 m below Tessey Fm., section 2.3 after ROHR et al. (1991), Glass Mts, Texas.
- Fig. 21: *Mesogondolella siciliensis* (KOZUR), x 100, Wordian limestone block, Rupe del Passo di Burgio, Sosio Valley, Sicily; from KOZUR (1990b).
- Fig. 22: *Gullodus catalanoi* (GULLO & KOZUR), holotype, lateral view, x 108, as fig. 21; from GULLO & KOZUR (1992).
- Fig. 23: *Sweetognathus guizhouensis* BANDO et al., x 55, Cathedralian, Cozzo Intronata, Sicily; from GULLO & KOZUR (1992).
- Fig. 24: *Pseudohindeodus ramovsi* GULLO & KOZUR, x 140, Roadian limestone block, Pietra di Salomone, Sicily; from KOZUR (1993).
- Fig. 25: *Neostreptognathodus clinei* BEHNKEN, holotype, x 116, Roadian, uppermost Pequop Fm., Nevada; from BEHNKEN (1975).
- Fig. 26: *Sweetognathus subsymmetricus* WANG, RITTER & CLARK, x 190, Roadian, matrix of Olistostrome Unit, Torrente San Calogero, Sicily.

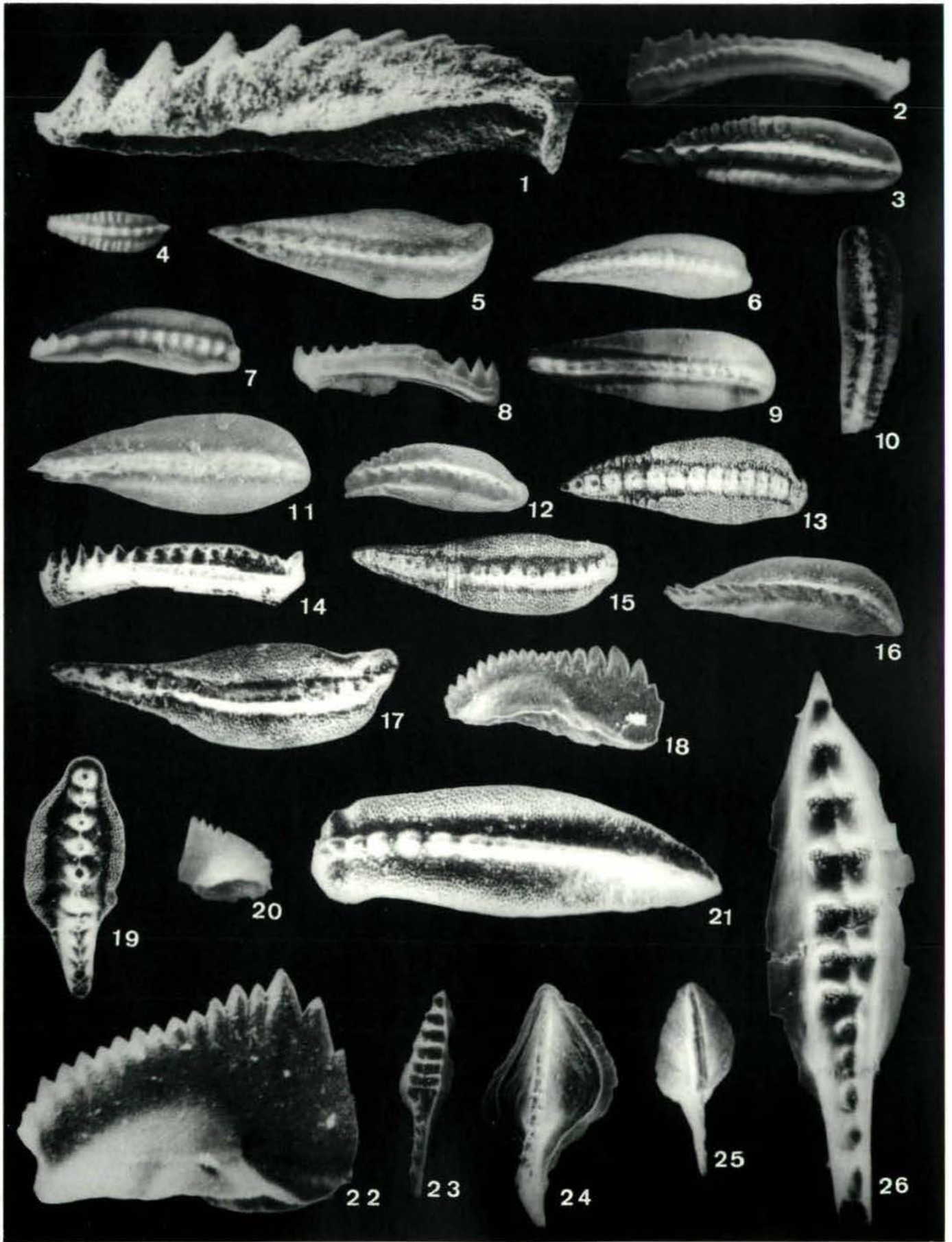


Plate 5

- Fig. 1: *Clarkina altudaensis* KOZUR, transitional to *C. changxingensis* (WANG & WANG), x 100, basal Lopingian Series, Altuda Fm., 9 m below Tessey, locality 2.3 after ROHR et al. (1991), Glass Mts, Texas.
- Fig. 2: *Clarkina liangshanensis* (WANG), x 67, Wuchiapingian, lower Wuchiaping Formation, Liangshan (southern Shaanxi, South China); from WANG (1978).
- Fig. 3: *Clarkina leveni* (KOZUR, MOSTLER & PJATAKOVA), x 100, middle Wuchiapingian (lower Dzhulfian), Kuh-e-Ali Bashi, NW Iran; from KOZUR et al. (1975).
- Fig. 4: *Clarkina transcaucasica* GULLO & KOZUR, holotype, x 60, middle Wuchiapingian (middle Dzhulfian), Achura (Azerbaijan), from KOZUR (1975).
- Fig. 5: *Clarkina orientalis* (BARSKOV & KOROLEVA), x 69, upper Wuchiapingian (upper Dzhulfian), Hydra (Greece), from NESTELL & WARDLAW (1987).
- Fig. 6: *Clarkina mediconstricta* (WANG & WANG), holotype of *Neogondolella latimarginata* CLARK & WANG, x 45, Wuchiapingian, 11 m below top of Shangxi Fm., Nanjing (China); from CLARK & WANG (1988).
- Fig. 7: *Clarkina subcarinata* (SWEET), medium ontogenetic stage, x 110, Changhsingian, Torrente San Calogero, Sicily; from GULLO & KOZUR (1992).
- Fig. 8: *Clarkina changxingensis* (WANG & WANG), x 50, age and locality as fig. 7; from GULLO & KOZUR (1992).
- Fig. 9: *Clarkina deflecta* (WANG & WANG), x 60, calcarenite within upper Changhsingian red claystones, P/T boundary section 500 m south of Pietra dei Saracini, Sosio Valley area, Sicily.
- Figs. 10, 11: *Clarkina postwangi* (TIAN), x 50, uppermost Changhsingian, Hunan (South China), fig. 10: lower view; from TIAN (1993c).
- Figs. 12, 13: *Clarkina xiangxiensis* (TIAN), x 50, as figs. 10, 11; fig. 12: lower view; from TIAN (1993c).
- Figs. 14–16: *Clarkina sosioensis* GULLO & KOZUR, uppermost Changhsingian, Red Claystone Unit, Torrente San Calogero, Sicily; fig. 14: holotype, x 110, fig. 15 (lateral view), 16: x 115; from GULLO & KOZUR (1992).
- Fig. 17: *Clarkina wangi* (DAI, TIAN & ZHANG), x 50, Changhsingian, Hunan (South China), from TIAN (1993c).
- Fig. 18: *Hindeodus typicalis* (SWEET), x 100, Wuchiapingian (Dzhulfian), Kuh-e-Ali Bashi, NW Iran.
- Fig. 19: *Clarkina niuzhuangensis* (LI), x 60, lower Wuchiapingian, bed 13, Nanjiang 1, Sichuan (South China); from MEI et al. (1994c), assigned to *C. asymmetrica* MEI & WARDLAW.
- Fig. 20: *Wardlawella movschovitschi* (KOZUR & PJATAKOVA), x 100, upper Changhsingian, Red Claystone Unit, Torrente San Calogero, Sicily; from GULLO & KOZUR (1992).
- Fig. 21: *Iranognathus tarazi* KOZUR, MOSTLER & RAHIMI-YAZD, x 62, Changhsingian, Qiaoting (Sichuan Province, South China); from WANG et al. (1987).
- Figs. 22, 23: *Clarkina rosenkrantzi* (BENDER & STOPPEL), Wuchiapingian; fig. 22: x 60, *Posidonia* Shale, Kap Stosch, East Greenland; from SWEET (1976); fig. 23: x 80, lower Zechstein (Marl Slate), Great Britain; from SWIFT & ALDRIDGE (1986).
- Fig. 24: *Merrillina divergens* (BENDER & STOPPEL), lateral view of Pa element, x 80, Wuchiapingian, Raisby Fm. (lower Zechstein), Great Britain; from SWIFT & ALDRIDGE (1986).
- Fig. 25: *Clarkina dukouensis* MEI & WARDLAW, holotype, x 50, lower Wuchiapingian, bed 8, Dukou (South China); from MEI et al. (1994c).
- Fig. 26: *Clarkina postbitteri* MEI & WARDLAW, x 50, lower Wuchiapingian, bed 18, Fengshan (South China); from MEI et al. (1994b).
- Fig. 27: *Clarkina daxianensis* MEI & WARDLAW, holotype, x 50, middle Wuchiapingian, upper part of bed 8, Dukou (South China); from MEI et al. (1994c).

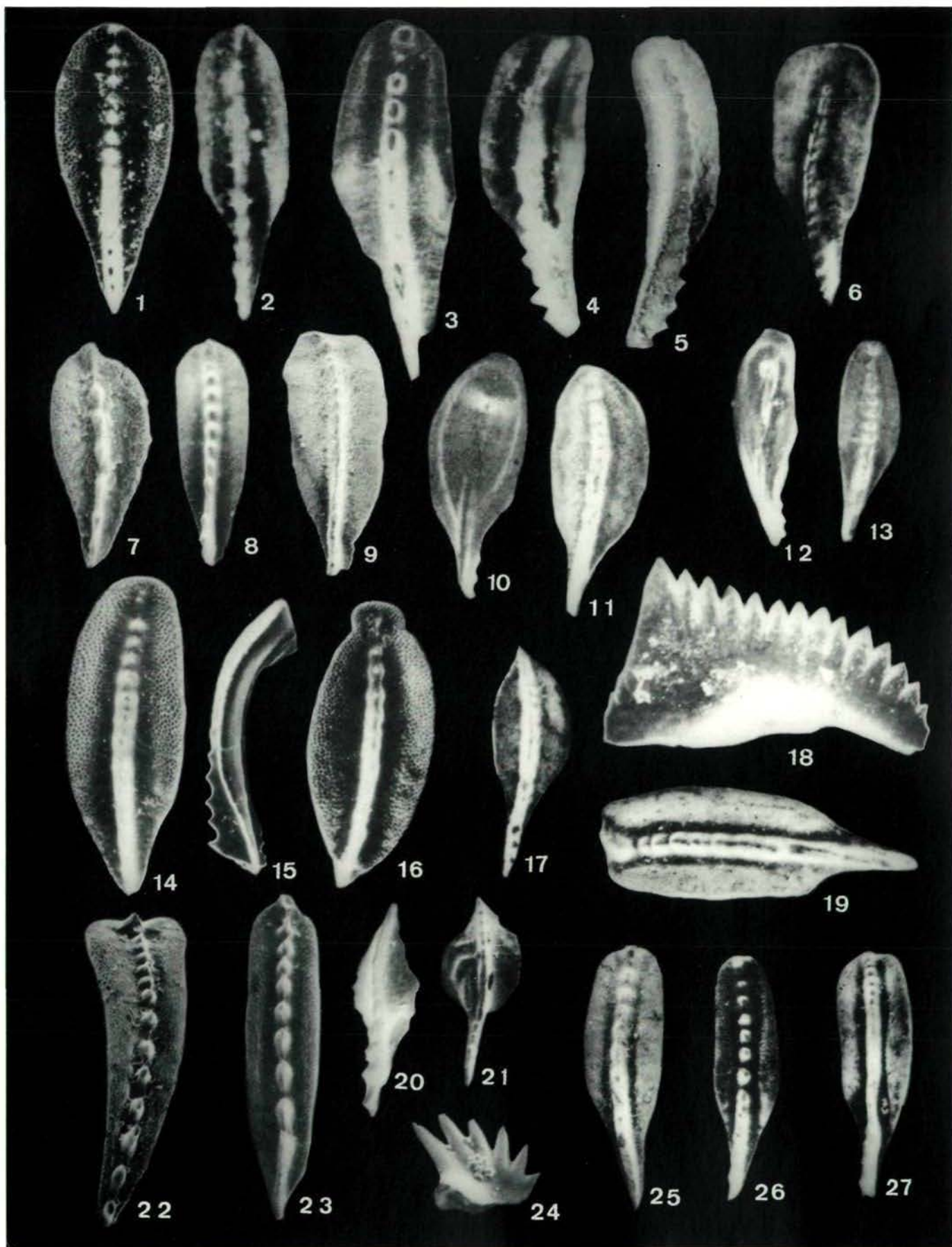
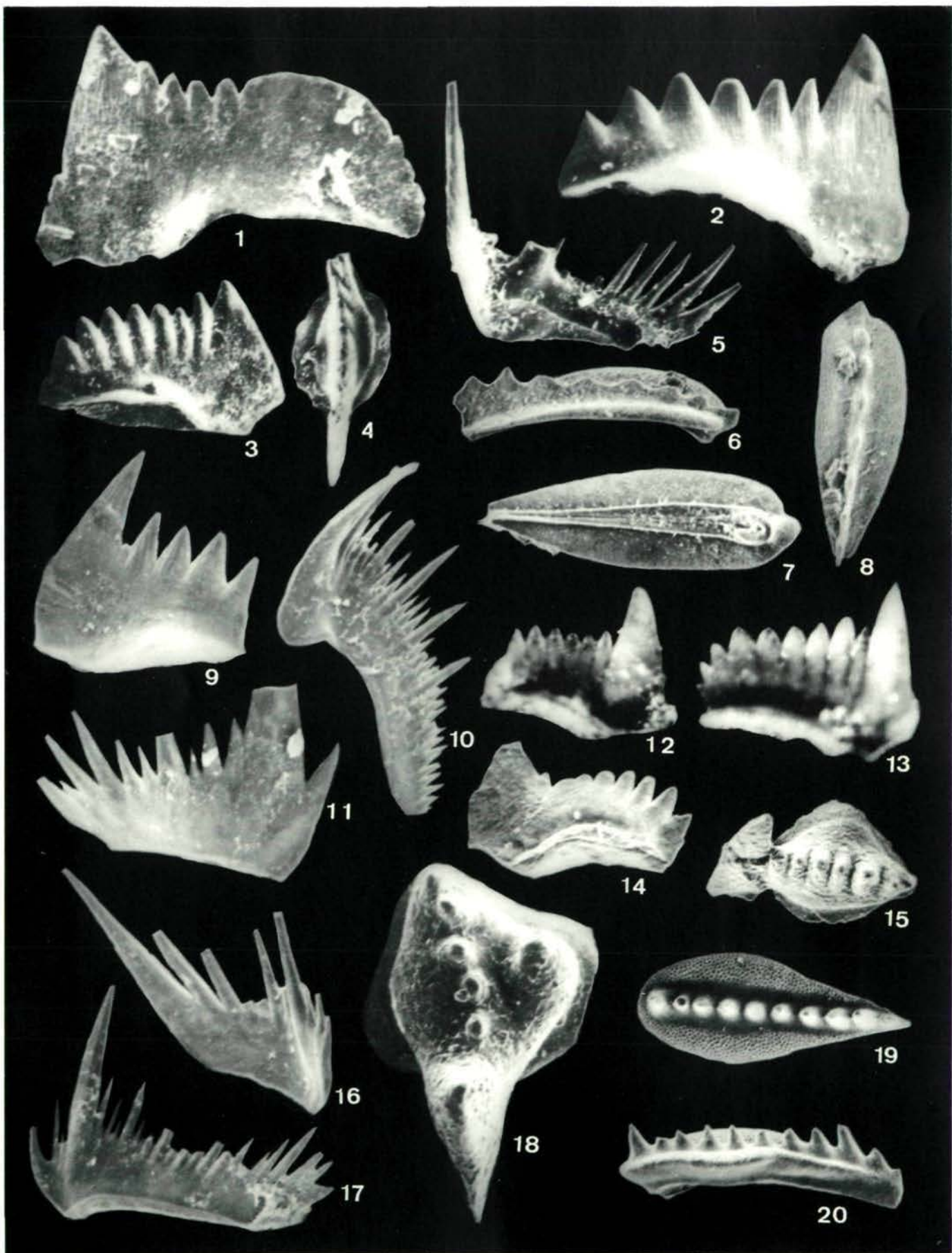


Plate 6

- Fig. 1: *Hindeodus julfensis* (SWEET), x 210, lower Dorashamian (lower Changhsingian), bed 54, Kuh-e-Ali Bashi, NW Iran; from KOZUR et al. (1975).
- Figs. 2, 5: *Hindeodus latidentatus* (KOZUR, MOSTLER & RAHIMI-YAZD), Tesero Oolite, 2 m above the Bellerophon Limestone, horizon with Changhsingian brachiopods, upper Changhsingian, Tesero (Southern Alps, Italy); fig. 2: Pa element, specimen very similar to the holotype (such morphotypes are characteristic for upper Changhsingian of Transcaucasia and China), x 150; fig. 5: Sb element, cusp immediately behind the inward bent part of the bar, x 160, rep.-no. Ko 9208.
- Figs. 3, 4: *Isarcicella ? prisca* n. sp., holotype, re-figured from PERRI (1991, pl. 3, fig. 1), x 95, sample Bu 10, lower Tesero Oolite, upper Changhsingian, Bulla section, SW of Ortisei (Southern Alps, Italy), locality and sample data see PERRI (1991), rep.-no. IC 1444; fig. 3: lateral view; fig. 4: upper view.
- Figs. 6–8: *Clarkina procerocarinata* n. sp., holotype, red Changhsingian claystones, about 1 m below the base of the Triassic, P/T boundary section 500 m south of Pietra dei Saracini, Sosio Valley area, Sicily, rep.-no. KoMo 121191/IX-3; fig. 6: lateral view, x 130; fig. 7: lower view, x 145; fig. 8: upper view, x 120.
- Figs. 9–11, 16, 17: *Hindeodus parvus* (KOZUR & PJATAKOVA), apparatus from a monospecies fauna with about 100 exclusively juvenile specimens of *H. parvus*, sample 14 (thin laminated limestone intercalation in 2 m thick anoxic, yellowish-brown weathered, laminated, originally pyritic claystone immediately above upper Changhsingian red claystones, *H. parvus* Zone of basal Triassic, rep.-no. Ko 1994/I-1; fig. 9: Pa element, x 230; fig. 10: Pb element, x 210; fig. 11: M element, x 170; fig. 16: Sb element, cusp (and one denticle behind it) situated on the inward curved part of the bar (compare Sb element of *H. latidentatus* on fig. 5); x 140; fig. 17: Sc element, x 130 .
- Figs. 12, 13: *Hindeodus parvus* (KOZUR & PJATAKOVA), x 95; fig. 12: morphotype 1, sample 10/13a-1 below the lower stromatolite horizon, *H. parvus* Zone, Achura (Azerbaijan), rep.-no. PK 1-4; fig. 13: morphotype 2, sample 10/13 a-2, *I. isarcica* Zone, Achura (Azerbaijan), rep.-no. PK 1-7.
- Figs. 14, 15: *Isarcicella ? turgida* (KOZUR, MOSTLER & RAHIMI-YAZD); fig. 14: lateral view, x 120, sample 2092, lower *I. isarcica* Zone, basal Brahmanian (“Induan”), section 500 m south of Pietra dei Saracini, Sosio Valley area, Sicily, rep.-no. G 91/IX-15; fig. 15: upper view of an other specimen, x 80, sample Ko 12 B, age and locality as for fig. 14.
- Fig. 18: *Isarcicella isarcica staeschei* (DAI & ZHANG), upper view, x 150, sample 21.4, *I. isarcica* Zone, basal Brahmanian (“Induan”), Dorasham II (Azerbaijan), rep.-no. Ko 1465.
- Figs. 19, 20: *Clarkina planata* (CLARK), x 120, sample Ko 11 a, *H. postparvus* Zone, basal Brahmanian (“Induan”), locality as for figs. 6-8, rep.-no. KoMo 121191/IX-8; fig. 19: upper view; fig. 20: lateral view.



VERWITTERUNGSVORGÄNGE AN KALKSTEIN UNTER MITTELEUROPÄISCHEN KLIMA- UND IMMISSIONSBEDINGUNGEN – ERGEBNISSE AUS FREILAND-EXPOSITIONSVERSUCHEN

Peter W. Mirwald & Stefan Brüggerhoff

Mit 5 Abbildungen und 2 Tabellen

Zusammenfassung:

Es wurde das Verwitterungsverhalten von Kalkstein, einem vielfach für Bauten und Monumente verwendeten Werksteinmaterial, mittels Freiland-Expositionsversuchen untersucht. Die Versuche, die sich über einen Zeitraum von fünf Jahren erstreckten, wurden an sechs Stationen in West- und Süddeutschland durchgeführt, die das mitteleuropäische Klima- und Immissions-Spektrum umfassen. Als Probenmaterial diente pelmikrosparitischer Kalkstein von Kehlheim (KK)/Bayern, als Referenzmaterial wurde der Obernkirchener Sandstein (OKS)/Niedersachsen, ein sehr verwitterungsresistenter Quarzsandstein, ausgewählt. Die 50 x 50 x 5 mm messenden Plättchenproben wurden entweder regengeschützt aufgestellt (trockene Exposition) oder frei der Witterung ausgesetzt (nasse Exposition).

Alle trocken exponierten Kalkproben zeigten im Versuchsverlauf erhebliche Zunahme an Masse. Die begleitenden Schadstoffanalysen ergaben S- bzw. Gips-Gehalte, die durchwegs größer waren als die jeweils bestimmte Massenzunahme! Auch beim chemisch inerten Obernkirchener Sandstein wurden erhebliche Gipsgehalte bestimmt, die auf exogenen Eintrag zurückgeführt werden. Die eingehende Analyse der Kalksteindaten ergab eine Reihe von Teilprozessen, wie exogenen Gipseintrag, authigene Gipsbildung, Kornverlust und nichtsulfatischer Staubeintrag, die sich auch grobquantitativ erfassen lassen.

Bei den nassen Expositionsversuchen waren beim OKS nahezu keine Masseänderungen festzustellen, was dessen hohe Verwitterungsbeständigkeit aufzeigt. Sehr signifikant jedoch ist die Masseabnahme beim KK, die von verschiedenen Teilprozessen, wie Vergipsung + Löslichkeit, Karbonatlöslichkeit und mechanischen Kornverlusten, bewirkt wurde. Die Analysen der Schadstoffgehalte ergaben bei beiden Materialien, bedingt durch Regenauswaschung, geringe und inkonsistente Werte.

Für KK ließen sich integrale Schadensfunktionen für trockene und nasse Expositionsbedingungen ermitteln. Darüber zeigen synoptische Übersichten über die Teilprozesse Korrelation mit den verschiedenen Parametern auf.

Abstract:

The weathering of limestone, frequently employed as stone for buildings and monuments, has been studied in a five years exposure program. The experiments were carried out at six sites in Western- and Southern Germany, covering the spectrum of the Middle European climate and immission situations. Pelmicrosparitic limestone from Kehlheim (KK)/Bavaria was used as sample material, sandstone from Obernkirchen (OKS)/Lower Saxony served as a reference material of high weathering resistance. Stone slaps of 50 x 50 x 5 mm in size were exposed either sheltered against rain (dry exposure) or freely exposed to weather (wet exposure).

The dry exposed limestone samples gained all considerably in mass during exposure. Chemical analyses yielded amounts of sulfur or gypsum respectively which persistently exceeded the mass gain! Analyses of the chemically inert OKS-samples also yielded considerable amounts of gypsum which are deposits from exogene sources. Detailed analysis of the limestone data revealed a number of partial processes, such as deposition of exogene gypsum, formation of authigene gypsum, grain loss and deposition of nonsulfatic dust, which has also been determined quantitatively.

Wet exposed OKS showed almost no changes in mass due to its excellent weathering resistivity. In contrast, KK exhibited considerable mass losses to be attributed to various partial processes, such as formation and consequent solution of gypsum, carbonate solubility and grain loss. Analysis of the damaging chemical components showed only low and scattering values due to rain elution.

Integral damage functions for dry and wet exposed KK have been derived. Synopsis of the different partial processes active at the different kinds of exposure revealed, in addition, correlations with various environmental parameters.

1. Einleitung und Problemstellung

Kalkstein ist ein weithin verwendetes Material für Bauten, Baudekor, Skulpturen und anderweitige Denkmäler. War die Kalksteinverwitterung im mitteleuropäischen Klimabereich in früheren Jahrhunderten weitgehend auf lösungsbedingte Oberflächenerosion beschränkt, so sind mit zunehmender Industrialisierung die Luftinhaltsstoffe, wie SO_2 , NO_x , Cl^- sowie Staubpartikel unterschiedlichster Art, als besonders aggressive Agentien zusätzlich wirksam geworden. Charakteristische Schadensbilder sind bei freier Witterungsauslage des Materials unterschiedliche Oberflächenerosionen (Mikrokarstbildung). In niederschlagsgeschützten Bereichen kommt es hingegen zu Krustenbildungen, verbunden mit chemischen Zersetzungsreaktionen im oberflächennahen Bereich.

Freilandexpositionsversuche erlauben die Gegebenheiten modellhaft nachzuvollziehen. Die mehrjährige Dauer solcher Versuche erlaubt es, die für ein Verständnis der Verwitterungsvorgänge wichtigen Anfangsstadien gut zu verfolgen. Hieraus können zugleich Maßgaben für Erhaltungskonzepte gewonnen werden.

Basierend auf früheren Dosis-Depositionsstudien (LUCKAT, 1981) wurde zwischen Mai 1987 und Juni 1992 ein Expositionsprogramm an denkmalrelevanten Gesteinsarten (zehn verschiedene Kalk- und Sandsteine) an klimatisch und immissionsmäßig sehr unterschiedlichen Stationen in West- und Süddeutschland durchgeführt (BRÜGGERHOFF & MIRWALD, 1991). Unter den karbonatischen Werksteinmaterialien sind pel-bio-sparitische Kalke relativ häufig vertreten. Ein Vertreter, der vor allem im bayerischen Raum, aber auch sonst große Verbreitung gefunden hat, ist der Kehlheimer Kalk. Es sollen hier Ergebnisse eines fünfjährigen Freiland-Expositionsversuchs an diesem Material vorgestellt werden, da sie einen guten prinzipiellen Einblick in die Teilprozesse der Karbonatverwitterung im mitteleuropäischen Klimabereich erlauben.

2. Probenmaterial und Expositionsstationen

Beim Kehlheimer Kalk (im folgenden auch KK abgekürzt) handelt es sich um einen weißjurassischen Riffschuttalkstein (Pelmikrosparit) von der Lokalität Oberau („Auerkalk“)/Niederbayern. Dieser Pelmikrosparit, der zu 97 Vol.% aus Calcit besteht, enthält ca. 75% Komponenten, 20% calcitisches, sammelkristallisiertes Bindemittel und 5% makroskopischen Porenraum. Die Komponenten bestehen aus ca. 75% Peloiden, 20% Fossilresten (Bruchstücke von Schalenresten, Echinodermen, Korallen, bis zu mm-Größe) und geringen Mengen an Ooiden. In Tab.1 ist eine Übersicht über einige charakteristische Porenraum- und hygrische Parameter gegeben; außerdem wurden die durchschnittlichen materialspezifischen Grundgehalte an SO_2 , NO_x , Cl^- , F^- des Gesteins angegeben.

Als quasi inertes Referenzgestein, das zusammen mit dem KK exponiert wurde, wurde der Obernkirchner Sandstein/Niedersachsen (im folgenden auch OKS abgekürzt) ausgewählt. Dieses verwitterungsmäßig sehr widerstandsfähige Material, ein Wealdensandstein, ist ein grobsiltiger bis feinsandiger, homogen erscheinender Sandstein. Angulare bis subangulare Quarze (87 Vol.%) sind hier durch Anwachsäume untereinander verkittet. Darüber treten Tonminerale (11 Vol.%, überwiegend Kaolinit) als Bindemittel auf. Die zwischen 0,01–0,03 Gew.% liegenden CO_2 -Werte deuten auf Karbonatgehalte von maximal 0,05 Vol.%. Einige petrophysikalische und chemische Eigenschaftsdaten sind wiederum in Tab.1 gegeben.

Als Exponate wurden Steinplättchen (50 x 50 x 5 mm) verwendet, die aus großen auf Homogenität überprüften Blöcken geschnitten wurden. Die Plättchengometrie ergibt ein möglichst großes Verhältnis Oberfläche zu Volumen, was vorteilhaft für die Erfassung der Verwitterungsprozesse in ihrer Anfangsphase ist, da diese vorwiegend im oberflächennahen Bereich ablaufen. Die Oberfläche der Proben war von Sägeschnittqualität. Die Proben waren in vertikaler

Parameter	OKS	KK
Korngröße (mm)	0,07–0,15	0,04–0,2
Rein-/Rohdichte (g/cm ³)	2,66/2,18	2,71/2,55
Porosität (Vol.%) (Hg-Methode)	19	6,8
Porositätsmedian (mm)	2,2	0,46
Spez. Oberfläche (m ² /g) (BET-Methode)	2,7	< 1
Wasserkapazität (Vol.%)	9	6
Wasseraufnahme (Vol.%)	15	4,6
Wassersättigungswert	0,6	0,66
Wasseraufnahmekoeffizient (kg/m ² h ^{0,5})	2,24	0,65
Sorptionsfeuchte: 50–95%r.F. (Gew.%)	0,05–0,15	0,1–0,5
Hygrische Dehnung:		
senkrecht s	0,14 ± 0,04	< 0,05
parallel s	0,10 ± 0,02	< 0,05
Wasserlösliche Anionen (ppm):		
SO ₄ ²⁻	30–70	30–65
NO ₃ ³⁻	1–5	< NWG
Cl ⁻	25–40	5–30
F ⁻	< NWG	1–3

Tab. 1: Charakteristische petrophysikalische Parameter und materialspezifische Grundgehalte an SO₄²⁻, NO₃⁻, Cl⁻ und F⁻ der untersuchten Werksteine.

Standort	Lagebeschreibung	mittlere SO ₂ -Konz. [ug/m ³]	Regen / Jahr [mm]	mittl. Windgeschw. [m/sec]	SO ₂ -Fluß [g/m ²]
Duisburg	Wohngebiet/ Industrie	60,4	750	3,2 ± 0,8	32,2
Dortmund	Schwerindustrie	29,3	780	2,9 ± 0,7	13,5
Nürnberg	Nähe Kläranlage/ verkehrsreich	19,0	640	4,6 ± 1,6	10,1
Eifel	landwirtschaftl. Gebiet	14,7	1040	2,8 ± 0,6	10,7
München	Innenstadt/ hohe Verkehrsfrequenz	11,1	1020	3,0 ± 0,5	10,4
Kempten	Wohngebiet/ Gärtnerei	10,0	1330	1,6 ± 0,3	5,02

Tab. 2: Expositionsstandorte mit Kurzcharakterisierung.

Orientierung auf Mank'sche Karusselle montiert. Die eine Hälfte der Proben (jeweils drei Plättchen) wurde der Witterung direkt ausgesetzt („nasse Exposition“), die andere war durch ein Dach vor direkter Beregnung geschützt („trockene Exposition“). Mit dieser Versuchsanordnung werden die an Natursteinobjekten grundsätzlich anzutreffenden Arten der Materialexposition modellhaft nachempfunden. Eine detaillierte Beschreibung des experimentellen Aufbaus gibt BRÜGGERHOFF (1988).

Jeweils in unmittelbarer Nähe der Expositionsstationen befand sich eine amtliche Immissions- und Wetterdaten-Meßstation.

Die Exposition erfolgte an insgesamt sechs Standorten: Dortmund (Do), Duisburg (D), Eifel (E), Kempten (K), München (M) und Nürnberg (N). Sie waren nach klimatischen und vor allem Immissionsgesichtspunkten ausgewählt worden und können für den Klimabereich Mitteleuropas als repräsentativ angesehen werden. Eine kurze Charakterisierung der Expositionsstationen in der Reihenfolge ihrer SO₂-Immissionsbelastung ist in Tab. 2 gegeben. Im Hinblick auf ihre klimatische Einordnung sind die Stationen Eifel („Mittelgebirgslage“) sowie München und besonders Kempten („Einfluß der Alpen“) gegenüber den übrigen drei „Flachlandstationen“ Duisburg, Dortmund und Nürnberg hervorzuheben. Sie sind durch jährliche Niederschläge über 1000 mm und relativ geringe SO₂-Immission gekennzeichnet.

Es wurden acht Probenkampagnen über den Zeitraum zwischen Mai 1987 bis Juni 1992 (Probennahmen nach einem Sommerhalbjahr (1987), einem Winterhalbjahr (1987/88), sowie nach 1, 1,5, 2, 3, 4 und 5 Jahren) durchgeführt. Im Labor wurden, nach makroskopischer Begutachtung, die Proben bei 110°C getrocknet und sodann die Masseänderungen bestimmt. Anschließend wurde die Schadstoffanalyse für SO₂, NO₂, Cl⁻ und F⁻, titrimetrisch durchgeführt. Diese Mitteilung wird sich jedoch auf die Darstellung der Auswirkungen der SO₂-Immissionskomponente beschränken, welche die wich-

tigste Schadstoffkomponente ist. Die analysierten Schwefelgehalte wurden jeweils auf Gips umgerechnet, um einen einfachen Bezug zu den beobachteten Masseänderungen der Proben zu haben.

3. Ergebnisse und Diskussion

3.1 Trockene Exposition

Die „trockene“, präziser gesagt, die regengeschützte Exposition von Material stellt eine Versuchsanordnung dar, bei der die Auswirkung von Einträgen gasförmiger und fester Stoffe aus der Atmosphäre in ein chemisch und petrophysikalisch gut charakterisiertes Material verfolgt wird. Im Prinzip liegt hier ein chemisches Kollektorsystem vor. Trotz regengeschützter Auslage unterliegt das Material dem Einfluß von veränderlicher Luftfeuchte, d.h. Sorptionsvorgänge stehen hier in Korrelation zur Niederschlagstätigkeit. Realistischerweise sind auch episodische Schlagregeneinwirkungen auf die Proben nicht auszuschließen.

Die trocken exponierten Proben der beiden Materialien (Abb. 1) zeigen fast durchwegs zunehmende Masse und steigende Gipsgehalte in Abhängigkeit vom gegebenen SO₂-Fluß. (Der SO₂-Fluß ist hierbei als das Produkt aus der mittleren monatlichen SO₂-Konzentration und der mittleren monatlichen Windgeschwindigkeit während des jeweiligen Expositionszeitraums definiert; BRÜGGERHOFF & MIRWALD, 1992).

Generell ist festzustellen, daß die Gipsgehalte der Proben stets größer sind als die jeweilige Massezunahme. Dies bedeutet, daß an allen trocken exponierten Proben Masseverluste (= Kornverluste) auftreten. Etwas schematisierend lassen sich bei den beiden Materialien zwei Verwitterungsphasen unterscheiden: eine erste Phase, die den Expositionszeitraum von etwa 1 bis 1,5 Jahren umfaßt, und den daran anschließenden Zeitraum.

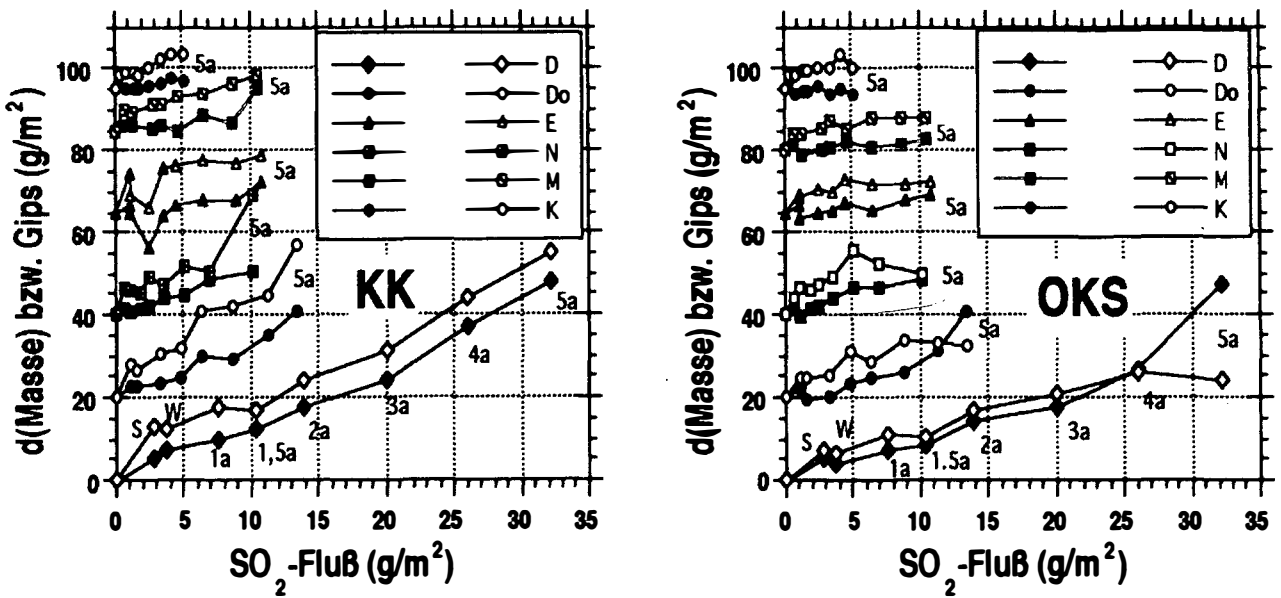


Abb. 1: Masseänderungen (gefüllte Symbole) und Gipsgehalte (offene Symbole) von (oben) Kehlheimer Kalk (KK) und (unten) Obernkirchener Sandstein (OKS) unter trockenen Expositionsbedingungen, während des fünfjährigen Freiland-Expositions-Versuchs an sechs Stationen (Einzelheiten s. Text).

i) In der ersten Phase ist eine auffallend große Zunahme an Gips beim KK zu verzeichnen. Dies ist sehr wahrscheinlich auf den frischen Zustand der Materialoberflächen zurückzuführen, die durch ein besonders ausgeprägtes Absorptionsvermögen bzw. große chemische Reaktivität charakterisiert sind.

Beim OKS ist – wenn auch in geringerem Ausmaß – dieser Effekt ebenfalls zu beobachten. Aufgrund des sehr reinen SiO_2 -Chemismus dieses Gesteins ist jedoch eine authigene Gipsbildung im Gestein auszuschließen, d.h. die auf Gips hinweisenden Schwefelgehalte des OKS zwingen zu der Schlußfolgerung, daß hier exogen gebildetes und in das Gestein eingetragenes Sulfat vorliegt. Zu ähnlichem Schluß gelangen STOFFREGEN (1991) und STEIGER & DANNECKER (1994). Anhand der eigenen Analysendaten ist über die ursprüngliche Zusammensetzung dieser eingetragenen Sulphatphasen keine Aussage möglich. Untersuchungen von KLAUE (1991), WITTENBURG (1994) und AUSSET et al. (1994) im mittel- und westeuropäischen Raum zeigen, daß es sich vielfach um komplexe Am-

moniumsulfate und/oder heterogene Reaktionsprodukte aus karbonatischen Schwefelstoffen mit SO_2 -Immissionskomponenten handelt. Die Untersuchungen von WITTENBURG (1994) zeigen weiterhin, daß die Deposition von exogenem Sulfat eine direkte Abhängigkeit von der Rauheit des Materials aufweist. Die vergleichbare Korngröße von OKS und KK erlaubt die Annahme, daß der exogene Sulfateintrag für beide Gesteine in etwa gleich groß ist.

Auch das Masseverhalten der Exponate – insbesondere beim OKS – ist im ersten Jahr gleichermaßen auffallend. Die nur für eine Sommersaison exponierten Proben weisen eine deutliche Massezunahme auf. Die nur für eine Wintersaison exponierten Proben zeigen dagegen eine nur geringe Tendenz zur Massezunahme bzw. weisen zum Teil sogar Masseverluste gegenüber dem Ausgangszustand auf.

Die Interpretation dieser Befunde ist, daß in der Sommerzeit immissionsbedingter Gipseintrag und biologischer Bewuchs sich als

addierende Masse-Effekte auswirken. In der Winterzeit kommt es, trotz erhöhter SO₂-Immissionsbelastung, durch Frost-Tauwechsellinwirkung und durch verstärkte Gipskristallisation, hervorgerufen von der jahreszeitlich bedingten geringen Luftfeuchte, zu Masseverlusten. Hierbei wirkt sich wahrscheinlich noch zusätzlich die ursprüngliche Gefügeschädigung in der Probenoberfläche aus, die vom Sägeschnitt bei der Plättchenherstellung rührt.

- ii) Für die zweite, anschließende Verwitterungsphase ergibt die vergleichende Betrachtung, daß beim KK zwischen Massezunahme und Gipseintrag eine direkte und relativ einfache Beziehung zu bestehen scheint.

Der OKS weist dagegen ein deutlich komplexeres Verhalten auf, wobei bei gleichmäßig zunehmender Masse die entsprechende Gipseintragskurve nach 3–4 Jahren (bei gleichbleibender SO₂-Immissionssituation!) eine Sättigung erreicht.

Die Deutung dieses Befundes ist, daß sich eine Gipschicht im oberflächennahen Bereich der OKS-Proben bildet, welche die Rauigkeit der Oberfläche reduziert, so daß die Deposition von weiteren, exogenen Sulfatpartikeln nur noch eingeschränkt ablaufen kann. Darüber hinaus ergibt sich sichtlich zugleich auch noch ein Abdichtungseffekt, der eine Diffusion von Lösungen in das Probeninnere weitgehend verhindert. Die gleichzeitig zu beobachtende verstärkte Zunahme der Probenmasse muß somit weitgehend auf Eintrag anderer, nichtsulfatischer Luftinhaltsstoffe („Staub“) zurückgeführt werden, wobei unklar ist, weshalb diese Stäube angelagert werden, nicht aber Gipspartikel. Eingehendere Untersuchungen hierzu stehen aus.

3.1.1 Teilprozesse der trockenen Exposition

Die Auswertung der Masseänderungsdaten und Schwefelwerte bzw. daraus errechnete Gipsgehalte erlauben es, verschiedene Teilprozesse

innerhalb des Gesamtverwitterungsprozesses zu unterscheiden. Der an OKS bestimmte Gipsgehalt repräsentiert den exogenen Feststoff-Eintrag aus der Atmosphäre. Aus der Differenz zwischen Gesamtgipsgehalt an den KK-Proben und Gipsgehalt an den OKS-Plättchen errechnet sich die Menge authigen gebildeten Gipses, welcher aus der Reaktion von SO₂-Immission mit dem Karbonat entstand. Voraussetzung hierbei ist, daß der exogene Sulfateintrag für beide Materialien annähernd gleich ist.

Vier Teilprozesse der Verwitterung können beim trocken exponierten KK unterschieden werden:

- 1) Anlagerung von exogenem Sulfat (= OKS-Gipsgehalt),
- 2) authigene Gipsbildung im Kalkgestein
- 3) mechanischer Kornverlust der Proben und
- 4) der Eintrag von anderen Feststoffen (z.B. Rußteilchen)

Diese eingetragenen Stoffe kommen nur in untergeordneten Mengen vor und können nur grob abgeschätzt werden. Die Teilprozesse sind in Abb. 2 dargestellt.

3.2 Nasse Exposition

Die freie, ungeschützte Exposition der Proben stellt im Prinzip ein chemisch offenes System mit Eintrag wie Austrag von Stoffen dar.

Die chemische Analyse der Probenmaterialien erbrachte hinsichtlich der Schadstoffkomponente SO₂ stark streuende Ergebnisse, was auf unterschiedlich starke Laugungseffekte durch Regeneinwirkung zurückzuführen ist.

Die Masseänderungen der Proben, die bei dieser Expositionstechnik über den fünfjährigen Expositionszeitraum zustandekommen, sind hingegen sehr aufschlußreich (Abb. 3).

Beim KK führt die nasse Exposition durchwegs zu Masseabnahme, im Gegensatz zu der einheitlichen Massezunahme, welche bei trockener Exposition zu beobachten war. Unabhängig

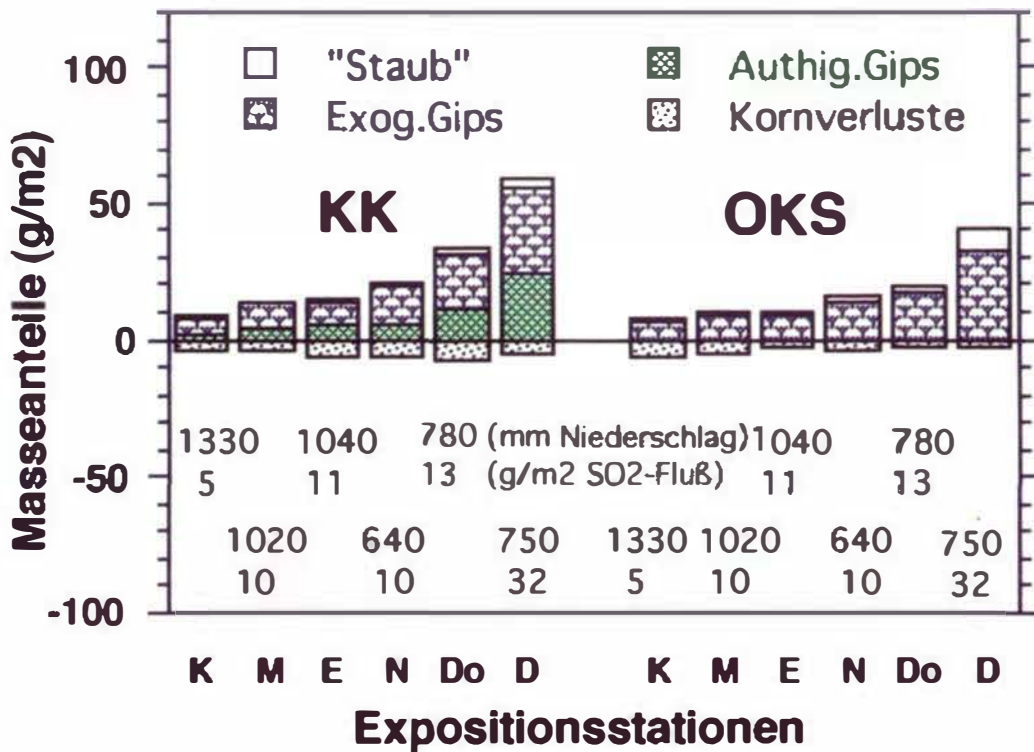


Abb. 2: Masseanteile der Teilprozesse der Verwitterung bei trockener Exposition für KK und OKS während des fünfjährigen Freiland-Expositions-Versuchs. Die Stationsnamen werden durch den Anfangsbuchstaben charakterisiert; die Zahlendoubletten beziehen sich auf die Niederschlagsmenge und den SO₂-Fluß der jeweiligen Station.

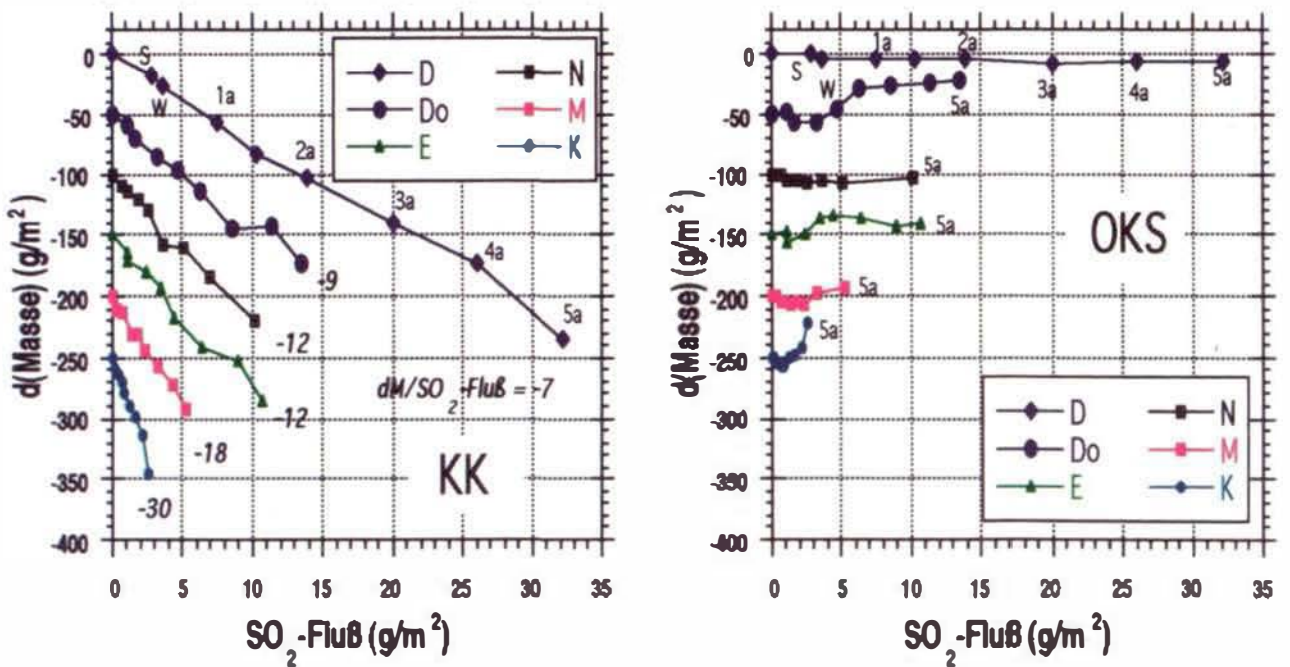


Abb. 3: Masseänderungen von (oben) KK und (unten) OKS unter nassen Expositionsbedingungen während der fünfjährigen Versuchsdauer (vergl. Abb. 1).

vom Standort, ergeben sich angenähert lineare Korrelationen zwischen Masseverlust und SO₂-Fluß, wobei die $d(\text{Masse})/d(\text{SO}_2\text{-Fluß})$ -Steigungen dieser Kurven im Bereich zwischen -7 (Duisburg) und -30 (Kempten) zu liegen kommen.

Beim OKS ergeben sich nur sehr geringe, positive wie negative Masseänderungen. Sie sind etwa um eine halbe Größenordnung kleiner als beim KK. Generell ist zu Anfang der OKS-Exposition eine Masseabnahme zu beobachten. Der weitere Verlauf der Massekurven orientiert sich an zwei Grenzfällen:

- i) Nach dem anfänglichen Masseverlust ist keine weitere signifikante Masseänderung mehr erkennbar (siehe Stationen Duisburg und Nürnberg).
- ii) Es ergibt sich in der folgenden Expositionszeit eine Massezunahme unterschiedlichen Ausmaßes (siehe Stationen Kempten, München, Eifel und Dortmund).

Die für das Verhalten des OKS naheliegende Interpretation ist, daß in der ersten Phase der nassen Exposition Verluste von Körnern aus der Oberfläche auftreten, deren Kornverband bereits bei der Probenherstellung geschädigt wurde. Der weitere Verwitterungsverlauf, bei dem keine Masseänderung mehr eintritt, demonstriert die Verwitterungsresistenz des OKS; bei Massezunahme liegt nahe, dies biogenen Anlagerungen und Krustenbildungen zuzuschreiben. Die einheitliche Tendenz der Massenabnahme beim KK wird im folgenden näher betrachtet.

3.2.1 Teilprozesse der nassen Karbonatverwitterung

Die Analyse des nassen Expositionsvorgangs führt zu folgenden möglichen Teilprozessen der Verwitterung, die grob quantifiziert in Abb. 4 dargestellt sind:

- 1) Vergipsung durch SO₂-Einwirkung auf Calcit,
- 2) Regenlöslichkeit von Gips (2,4 g/l H₂O bei RT) und Calcit (0,014 g/l H₂O bei RT), sowie
- 3) mechanischer Kornverlust.

Zu 1: Die Vergipsung der frei exponierten Proben, die im wesentlichen während der niederschlagsfreien Witterung erfolgt, ist nicht direkt erfaßbar, da die beträchtliche Regenlöslichkeit des Gipses eine direkte Bestimmung des Reaktionsprodukts nicht zuläßt. Zusätzlich komplizierend wirkt sich aus, daß der Gipsgehalt einer exponierten Karbonatprobe auf zwei Ursachen zurückgeführt werden kann:

- i) authigene Bildung durch Reaktion von SO₂-Immissionskomponente mit dem Calcit des Kalksteins, und
- ii) exogene Bildung von Gips.

Für die hier betrachtete Materialverwitterung von KK ist jedoch nur der authigen gebildete Anteil von Bedeutung. Seine Menge ist annähernd äquivalent der authigen gebildeten Gipsmenge, die bei den trockenen Expositionsversuchen mit KK (vergl. Abb. 2) ermittelt wurde.

Zu 2: Bei frei exponiertem Karbonatmaterial liegt es nahe, die Masseverluste durch Regenlöslichkeit zunächst hoch einzuschätzen. Hierbei kann der Lösungsanteil, der auf sauren Regen zurückzuführen ist, nicht gesondert erfaßt werden. Da saurer Regen nur während der Anfangsphase der Niederschlagstätigkeiten gegeben ist, erscheint es gerechtfertigt, diesen Anteil pauschal in die Gesamtlöslichkeit einzubeziehen. Für die durchgeführten Löslichkeitsberechnungen wurde von einer normalen Löslichkeit von CaCO₃ in H₂O (14 mg/l bei RT) ausgegangen. Die koexistierenden, relativ geringen Gipsmengen sollten, aufgrund des hohen Löslichkeitsverhältnisses Gips : Calcit von 157:1, den Lösungsvorgang nicht merklich beeinträchtigen. Die Analyse verschiedener Rahmenfaktoren, wie z.B. der Windgeschwindigkeiten bzw. des Schlagsregeneffekts, der Probengeometrie und der gegenseitigen Abschirmung der Proben auf dem Mank'schen Karussell, ergeben in Kombination

mit Massenbilanzrechnungen, daß tatsächlich nur ca. 60% des Niederschlags als karbonatlösendes Ablaufwasser zu werten sind.

Zu 3: Der restliche Gewichtsverlust der frei exponierten Karbonatproben ist mechanischem Materialabtrag zuzuschreiben.

Die in Abb. 4 dargestellte Quantifizierung der Teilvorgänge ist – weil die Gegebenheiten für ein offenes Verwitterungssystem schwierig zu erfassen sind – nur als Näherung anzusehen. Genauere Angaben erfordert weitere Parameter (z.B. Erfassung des Schlagregeneffekts, Analysen der Ablaufwasserinhalte, Bestimmungen der mechanischen Kornverluste) in die Untersuchungen mit einzubeziehen. Der geschätzte relative Fehler der einzelnen Teilprozesse liegt im Bereich vom $\pm 20\%$.

3.3 Schadensfunktionen und Verwitterungsmodelle

Zwei wesentliche Voraussetzungen für ein tiefergehendes Verständnis von Verwitterungsvorgängen sind,

- daß eine zumindest grobquantitative Vorhersage des zu erwartenden Gesamtausmaßes an Verwitterung (unter gegebenen Umweltbedingungen Materialverwitterungs- bzw. Materialabtrags-Raten) möglich ist;
- daß eine (grob)-quantitative Korrelation der Teilprozesse mit den Umweltparametern Immission und Feuchtebelastung vorgenommen werden kann.

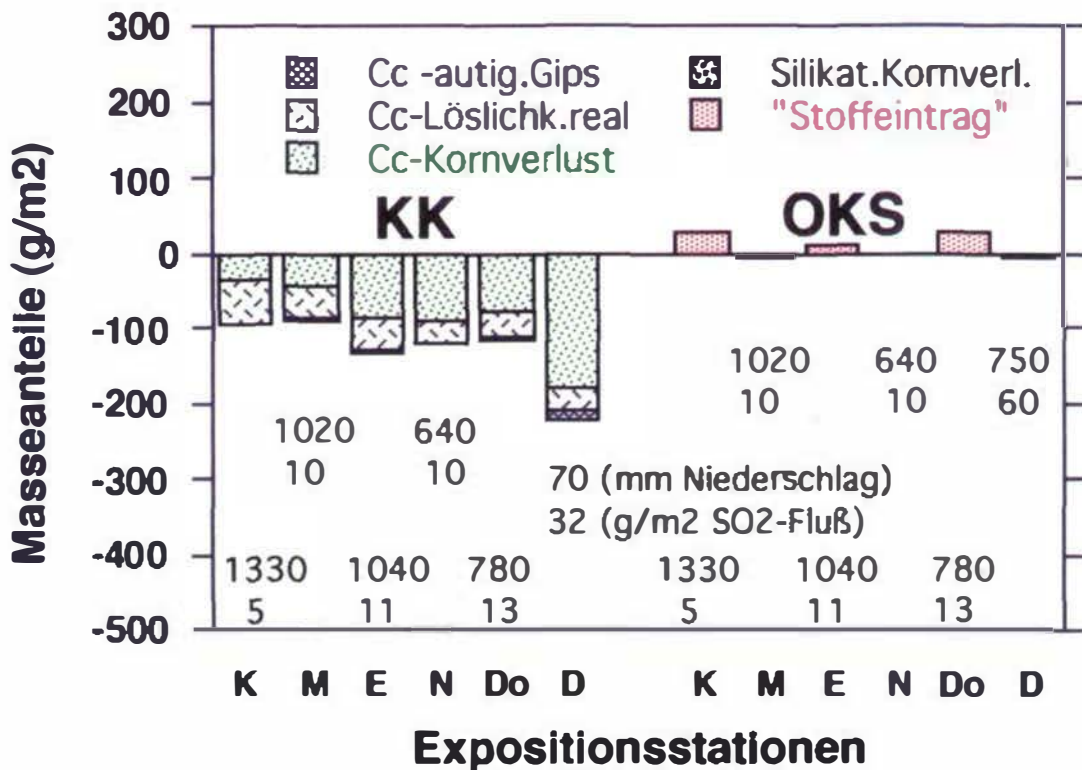


Abb. 4: Masseanteile der Teilprozesse der Verwitterung bei nasser Exposition während der fünfjährigen Versuchsdauer (vergl. Abb. 2).

3.3.1 Schadensfunktion

Um die längerzeitige Gesamteinwirkung der verschiedenen Umwelteinflüsse auf die Kalksteinproben quantitativ zu erfassen, wurde versucht, die jährliche Rate von folgenden Verwitterungsgrößen in Abhängigkeit von Niederschlag/Feuchte und SO₂-Immission zu erfassen:

- 1) Exogene Sulfat-Depositions-Rate (ESDR) („exogener Gips“)
- 2) Materialverwitterungs-Rate (MVR) bei trockener Exposition, welche die in das Material eingreifende Vermürbung und die Kornverluste umfaßt, und
- 3) Materialabtrags-Rate (MAR) bei nasser Exposition

Obernkirchner Sandstein:

Beim relativ verwitterungsresistenten OKS stellt unter trockenen Expositionsgesteinen die jährliche exogene Sulfat-Deposition („Gipsdeposition“) das wesentliche Verwitterungsprodukt dar. Unter der naheliegenden Annahme, daß der exogene Sulfateintrag bei Gesteinen gleicher Oberflächenrauigkeit etwa gleich ist (WITTENBURG, 1994), kann mit Hilfe dieser Größe beim untersuchten KK der Anteil an authigenem Gips aus der bestimmten Gesamtmenge an Gips errechnet werden. Eine Korrelationsanalyse der Sulfatdaten von OKS – nach deren Normierung auf 1 g/m² SO₂-Fluß – zeigt, daß unter trockenen Expositionsbedingungen keine direkte Beziehung mit dem Niederschlag bzw. mit der damit korrelierten Luftfeuchte besteht. Sichtlich wird unter mitteleuropäischen Klimabedingungen stets das kritische Feuchtelimit, welches für eine wirkungsvolle Aerosoldeposition erforderlich ist, überschritten. Hingegen ergibt die Korrelationsanalyse einen eindeutigen Bezug zwischen dem (auf 1000 mm Niederschlag normierten) Sulfateintrag bzw. SO₂-Fluß. Für die jährliche exogene Sulfat-Depositions-Rate (ESDR) läßt sich folgende lineare Beziehung ermitteln:

$$ESDR = 0,26 + 0,20 * n \{g/m^2 SO_2\text{-Fluß}\} \quad (R = 0,95),$$

wobei der Ordinatenwert von 0.26 entweder als Ergebnis der Datenstreuung oder als Hinweis für die im Gestein enthaltenen Grundgehalte an Schwefel(verbindungen) (Tab.1) zu interpretieren ist.

Die Umrechnung der Ratenangabe von g/m² in den linearen Betrag einer Eintragsrate (µm) erfolgt durch Division mit der Dichte (Gips = 2,35 g/cm³), sodaß

$$ESDR = 0.1 + 0.08 * n \{g/m^2 SO_2\text{-Fluß}\}$$

Der Versuch, aus den langjährigen Expositionsdaten von OKS eine durchschnittliche jährliche Materialverwitterungsrate für trockene Expositionsbedingungen (MVR) bzw. Materialabtragsraten für nasse Expositionsbedingungen (MAR) zu gewinnen, ergab kleine, nicht signifikante Werte.

Kehlheimer Kalk:

Für die trocken exponierten KK-Proben ergab die Korrelationsanalyse der Masseänderung gegen den SO₂-Fluß – nach Normierung der Massedaten auf 1000 mm Niederschlag – ebenfalls keine direkte Abhängigkeit vom Niederschlag bzw. von der damit korrelierbaren Feuchte. Eine deutliche Korrelation des Verwitterungsausmaßes (MVR), d.h. der Materialzerstörung (Vergipsung und Kornverlust), besteht hingegen mit dem SO₂-Fluß. Die Datenanpassung mit einem Polynom 2. Grades ergibt für die jährliche Materialverwitterungsrate (g/m²) folgende Beziehung:

$$MVR = -0.27 * n \{g/m^2 SO_2\text{-Fluß}\} + 0.0036 n^2 \{g/m^2 SO_2\text{-Fluß}\} \quad (R = 0,97)$$

bzw. in der Dimension µm

$$MVR = -0.011 * n \{g/m^2 SO_2\text{-Fluß}\} + 0.0014 n^2 \{g/m^2 SO_2\text{-Fluß}\}$$

Bemerkenswert ist, daß die Materialverwitterungsrate beim KK geringfügig kleiner ist als die exogene Sulfat-Depositions-Rate!

Aus diesen zwei Beziehungen errechnet sich eine Gesamtschadensfunktion, die einerseits die jährliche Deposition von Sulfat auf der Materialoberfläche (ESDR) und andererseits die jährliche in das Material eingreifende Materialverwitterungsrate (MVR) beinhaltet. Als Grenzfälle dieser komplexen Materialschädigung ergibt sich die Summierung der beiden Raten bzw. deren Differenz:

$$S = 0.2 * n \{ \text{g/m}^2 \text{SO}_2\text{-Fluß} \} \pm [-0.27 * n \{ \text{g/m}^2 \text{SO}_2\text{-Fluß} \} + 0.0036 * n^2 \{ \text{g/m}^2 \text{SO}_2\text{-Fluß} \}]$$

(in g/m² pro Jahr)

bzw. als Schichtdickenangabe (µm):

$$S = 0.1 * n \{ \text{g/m}^2 \text{SO}_2\text{-Fluß} \} \pm [-0.011 * n \{ \text{g/m}^2 \text{SO}_2\text{-Fluß} \} + 0.0014 * n^2 \{ \text{g/m}^2 \text{SO}_2\text{-Fluß} \}]$$

Bei nasser Exposition ergibt die Korrelationsanalyse eine Abhängigkeit der Masseänderung sowohl vom SO₂-Fluß als auch von der Niederschlagsmenge. Die jährliche Materialabtragsrate (g/m²) in Abhängigkeit vom SO₂-Fluß wird durch die folgende lineare Beziehung wiedergegeben:

$$\text{MAR} = (-9.68 * -1.63 n \{ \text{g/m}^2 \text{SO}_2\text{-Fluß} \}) * n / 10^3 \{ \text{mm Niederschlag} \}$$

Die Abhängigkeit der MAR von der Niederschlagsmenge wird hingegen besser von einem Polynom zweiten Grades repräsentiert:

$$\text{MAR} = (0.046 - 0.017 * 10^{-1} * n / 10^3 \{ \text{mm Niederschlag} \} + 0.0051 * 10^{-3} * (n / 10^3)^2 \{ \text{mm Niederschlag} \}) * n \{ \text{g/m}^2 \text{SO}_2\text{-Fluß} \}$$

Die Umrechnung der Ratenwerte in entsprechende Schichtdicken ist mittels der Rohdichte von KK (2,55 g/cm³) durchzuführen.

Die ermittelten Schadensfunktionen ergeben folgende Kernaussagen für das Verwitterungsverhalten von KK:

- 1) Die Größenordnung der ermittelten Raten wird durch Simulationsversuche im Windkanal (BAEDECKER et al., 1990) und andere Expositionsversuche an Kalksteinen (LIPFERT, 1989; VLEUGELS, 1992) bestätigt. Die verschiedenen Raten können für die Verwitterung von (pel-bio-)sparitischem Kalkstein unter mitteleuropäischer Klimasituation als repräsentativ angesehen werden.
- 2) Der Vergleich der Schädigungsraten zwischen trockener und nasser Exposition ergibt, bei einer angenommenen Normbedingung von 1000 mm Niederschlag und 15 g/m² SO₂-Fluß, ein Verhältnis von 3.5 ± 1 : 35!, d.h. die nasse Verwitterung schreitet rund eine Größenordnung schneller voran.
- 3) Der Befund, daß bei trockenen Expositionsversuchen einerseits keine Korrelation zwischen Masseänderungen und Niederschlag zu erkennen war und andererseits zwischen MVR und SO₂-Fluß die Datenanpassung eine nichtlineare Beziehung ergab, kann als Hinweis gewertet werden kann, daß die MVR von weiteren, komplex zusammenhängenden Parametern beeinflusst wird.
- 4) Die lineare Funktion des Materialabtrags bei nasser Exposition erlaubt eine Abschätzung der jährlichen Rate (MAR), für die reine „Regenlöslichkeit“ des Materials (LIPFERT, 1989), d.h. Abtrag bei Abwesenheit von SO₂-Immission. Die Extrapolation der auf 1000 mm Niederschlag normierten Daten ergibt eine von der Regenlöslichkeit bedingte MVR von ca. 9 g/m² bzw. 3,8 µm. Der Vergleich der theoretischen H₂O-Löslichkeit von Calcit von 0,014 g/l, der in unserer Anordnung 14 g/m² entsprechen, mit der aus den Messungen ermittelten Regenlöslichkeit ergibt, daß nur etwa 60% des theoretischen Werts erreicht werden. Damit bestätigt sich die Richtigkeit der bereits oben diskutierten Abschätzung des Ablaufwasserwerts.

3.3.2 Verwitterungsmodelle

Normierte Daten bieten die Möglichkeit, die prozentualen Anteile der verschiedenen Teilprozesse im Gesamtverwitterungsprozeß zu einem synoptischen Vergleich heranzuziehen. Eine solche Übersicht zeigt Abb. 5 für die beiden Expositionsarten an KK, wobei die auf der Abszisse gegebene Stationsabfolge Kempten bis Duisburg folgende Parameterveränderungen repräsentiert:

- zunehmende Masseänderungen der Proben
- steigende SO₂-Immissionsbelastung (SO₂-Fluß)
- abnehmende Niederschlagsmengen bzw. Feuchtebelastungen

Aus dieser Darstellung lassen sich somit zusätzlich noch die Veränderungstendenzen der Teilprozesse in Abhängigkeit einzelner Umwelt-

parameter ableiten, wobei die absoluten Beträge der Gesamtverwitterung und ihrer Teilprozesse jeweils aus den Abb. 2 und 4 zu entnehmen sind. Unter Einbeziehung der physikalischen und chemischen Eigenschaften (s. Tab. 1) lassen sich folgende Aussagen treffen:

a) Trockene Exposition:

Bei trocken exponiertem KK machen exogene Feststoffeinträge (vorwiegend Sulfat) und zwei direkt gesteinszerstörende Teilprozesse, authigene Gipsbildung und mechanische Kornverluste, jeweils etwa 50 Prozent aus. Das Ausmaß der authigenen Gipsbildung ist hierbei direkt proportional dem wirksamen SO₂-Fluß; der Anteil der mechanischen Kornverluste ist dazu gegenläufig und korreliert damit mit dem Niederschlagsparameter.

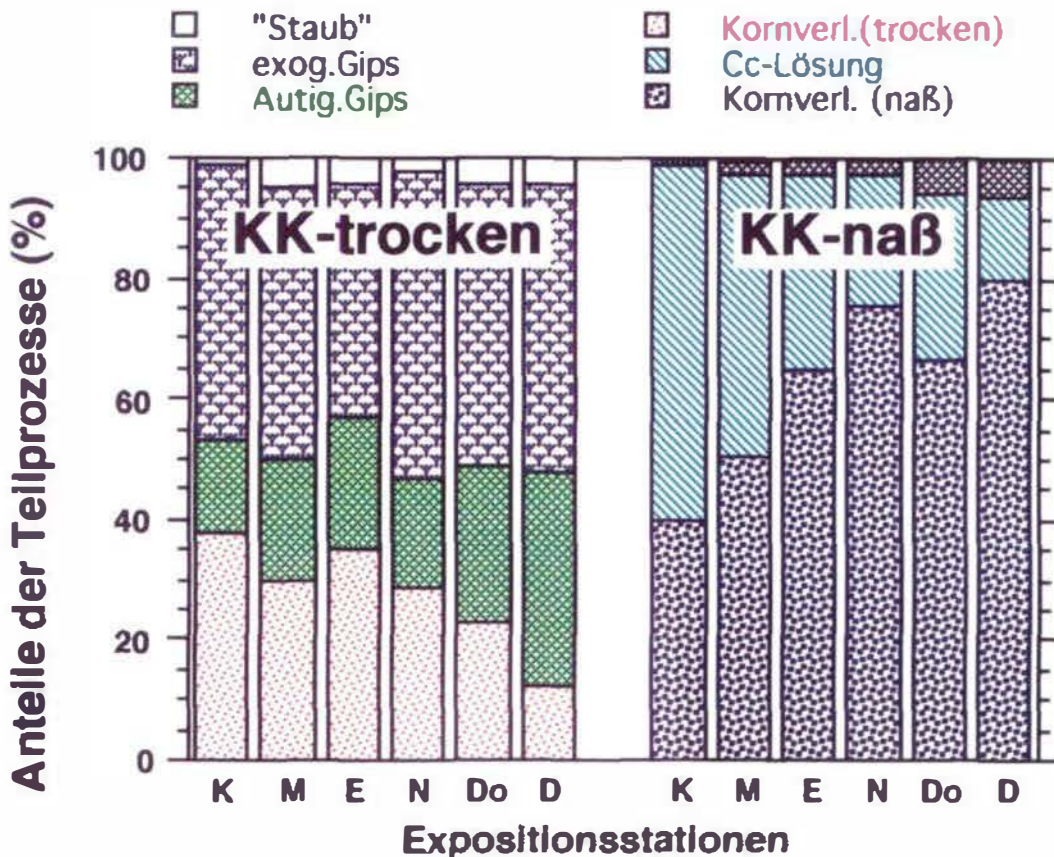


Abb. 5: Synoptische Zusammenstellung der Teilprozesse für KK bei trockener und nasser Exposition nach fünfjähriger Versuchsdauer (Stationsnamen s. Abb. 2 bzw. 4).

Die authigene Vergipsung aufgrund von SO_2 -Immissionseinwirkung erscheint im trockenen Verwitterungsgeschehen als der eigentlich treibende Teilprozeß. Dieser Prozeß, der nur während niederschlagsfreier Witterungsperioden abläuft, steht im Zusammenhang mit den petrophysikalischen Eigenschaften des KK-Gesteins. Die niedrige Gesteinsporosität (6 Vol.%) und die kleine spezifische Oberfläche ($< 0,5 \text{ m}^2/\text{g}$), die durch das pelmikrospartische Korngefüge des KK bedingt sind, sind die Ursache für eine relativ niedrige Sorptionsfeuchte des Materials (50–95% r.F.: 0,1–0,5 Gew.%/0,25–1,3 Vol.%). Dies bedeutet wiederum, daß zwar die kritische Feuchte für die Vergipsungsreaktion stets verfügbar ist (s.o.), aber der Feuchtigkeitsaustausch mit dem Gesteinsinneren nur gering ist. Die Vergipsungsreaktion (einschließlich der damit verbundenen Folgereaktionen, wie z.B. Gipssprengung, Umlagerungen und Rekristallisation) erfolgt bevorzugt entlang von Korngrenzen und/oder an kleinen Körnern an der Materialoberfläche. Eng verknüpft mit der Bildung von Gips sind auch Umlagerungs- und Rekristallisationsvorgänge, in die auch der exogene Sulfat/Gipsanteil miteinbezogen ist. Durch diese Vorgänge wird das Korngefüge an der Oberfläche gelockert und für mechanische Kornverluste konditioniert. Daneben sind außerdem noch Kornverluste durch Frost/Tauwechsel zu berücksichtigen, deren Ausmaß jedoch schwierig abzuschätzen ist.

Insgesamt gesehen ist die Sulfatdeposition der dominierende Prozeß (vergl. Abb. 2), wobei es eher zu einer die Krustenbildung fördernden Prozeß, als zu einer großen Tiefenwirkung im Gestein kommt. Die Sulfatdeposition hat dabei auf die Materialverluste eher eine zurückdrängende Wirkung.

b) Nasse Exposition:

Bei frei exponiertem KK (Abb. 5) sind der mechanische Materialverlust und die Karbonatlöslichkeit die anteilmäßig größten Teilprozesse.

Die niederschlagsbedingte Karbonatlöslichkeit dominiert gegenüber der Vergipsung deut-

lich, selbst wenn – wie in unseren Modellrechnungen angenommen – nur ca. 60 Prozent der Niederschläge als lösungsaktives Ablaufwasser gerechnet werden. Die Karbonatlöslichkeit hängt mit dem pelmikrospartischen Gefüge des KK zusammen, das von relativ geringer Porosität und geringer spezifischer Oberfläche charakterisiert ist. Diese Eigenschaften bedingen geringe Wasseraufnahme (ca. $0,75 \text{ cm}^3$ bei 25 cm^3 Probenvolumen) sowie wenig Stoffaustausch mit dem Gesteinsinneren. Bei Regeneinwirkung kommt es deshalb schnell zur Bildung von Ablaufwasser, welches zunächst die Lösung von „Gips“ und „Staub“ bewirkt und dann anschließend die freiwerdende Gesteinsoberfläche angreift. Die Lösungsvorgänge finden – wie dies auch Geländebeobachtungen bestätigen – vorwiegend an Korngrenzen und an kleinen Calcitkörnern statt. Die Beregnung sorgt damit einerseits für einen „Reinigungseffekt“ am Material, andererseits ist damit auch Materialabtrag durch Lösung verbunden. Der absolute Größenvergleich in Abb. 4 zeigt, daß hohe Niederschläge trotz ansteigender Lösungsmengen letztlich den kleineren Schädigungsbeitrag liefern.

Mechanische Kornverluste sind das Ergebnis von zwei untergeordneten Teilprozessen:

- i) Gefügelockerungen in der Materialoberfläche durch Gipssprengung während trockener Witterungsphasen, sowie
- ii) Auswaschung und/oder Frost-Tauwechseleinwirkung durch Regen und Eis. Sie stehen damit in engem Zusammenhang mit den niederschlagsbedingten Lösungsvorgängen einerseits und der Vergipsung andererseits.

Die Vergipsung geht proportional mit der SO_2 -Belastung und ist mit einem Anteil von bis zu 10 Prozent mengenmäßig gering.

Das mitteleuropäische Klima, das von relativ häufigen Witterungswechseln gekennzeichnet ist, bewirkt für nasse Expositionsgegebenheiten ein kontinuierlich aktives Verwitterungssystem von abwechselnd authigener Vergipsung bei trockener Wetterlage, und Gips-/Karbonatlösung bei Niederschlägen. Die davon induzierten

Kornverluste werden dadurch zum dominierenden Teilprozeß, der durch Frost-Tauwechseleinflüsse noch zusätzlich verstärkt wird.

Danksagung

Die Untersuchungen wurden im Rahmen des Forschungsprogramms „Steinzerfall – Steinkonservierung“ des Bundesministeriums für Forschung und Technologie der BRD ausgeführt. Die Verfasser danken für die zur Verfügung gestellten Mittel.

Literatur

- AUSSET, P. LEFEVRE, R. PHILIPPON, J. & VENET, Cl. (1994): Présence constante de cendres volantes industrielles dans les croûtes noires d'altération superficielle de monuments français en calcaire compact. – Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, **318**, série II, 493–499.
- BAEDECKER, P.A., EDNEY, E.O., MORAN, P.J., SIMPSON, T.C. & WILLIAMS, R.S. (1990): Effects of acidic deposition on materials. – State of Science/Technology, Rep. 19, Nat. Acid Precipitation Assessment Program, May 1990.
- BRÜGGERHOFF St. (1988): Gesteinsverwitterung in Freilandversuchsfeldern – Erfahrung mit ihrer Errichtung und Nutzung. – Proc. 2nd Project-Conference „Bausubstanzerhaltung in der Denkmalpflege“, Mainz, Bautenschutz Bausanierung, 78–80.
- BRÜGGERHOFF St. & MIRWALD, P.W. (1991): Expositionsversuche mit Naturstein-Studium von Verwitterungsvorgängen an Denkmälern. – Ber. Dtsche. Mineralog. Ges; Beih. 1, Eur. J. Mineral, **3**, 46.
- BRÜGGERHOFF St. & MIRWALD, P.W. (1992): Examination of complex weathering processes on different stone materials by field exposure studies. – Proc. 7th Intern. Congr. Determination Conservation Stone. Lisbon/Portugal, 15–18. June 1992, **2**, 715–724.
- KLAUE, B. (1991): Qualitative und quantitative Charakterisierung von luftgetragenen Stäuben mit Hilfe der Röntgendiffraktometrie. – Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Hamburg.
- LIPPERT, W.F. (1989): Atmospheric damage to calcareous stones: comparison and reconciliation of recent experimental findings. – Atmospheric Environment **23**, 2, 415–42.
- LUCKAT, S. (1981): Umweltforschungsplan BM d. Innen, BRD, Forschungsbericht 10401018/02.
- STEIGER, M. & Dannecker, W. (1994): Determination of wet and dry deposition of atmospheric pollutants on building stone by field exposure experiments, Conserv. Monuments in the Mediterranean Basin, - Proc. 3rd Int. Symp., Venice 22.–25. June 1994.
- STOFFREGEN, J. (1991): Charakterisierung der Immissionsituationen von Kulturbauten und Gesteinsprüfkörpern in verschiedenen Orten Deutschlands mit Hilfe mobiler und stationärer Meßstationen. – Angew. Analytik; Inst. f. Anorg. Angew. Chemie, Univ. Hamburg, Dissertation, 123 S.
- VLEUGELS, G. (1992): Weathering of bare and treated limestone under field-exposure conditions in Belgium: study of the runoff water from micro-catchment units. – Ph.D thesis, Univ. Antwerpen, Belgium.
- WITTENBERG, Ch. (1994): Trockene Schadgas- und Partikeldeposition auf verschiedene Sandsteinvarietäten unter besonderer Berücksichtigung atmosphärischer Einflußgrößen. – Angew. Analytik; Inst. f. Anorg. Angew. Chemie, Univ. Hamburg, Dissertation, 137 S.

Anschrift der Verfasser:

Univ.-Prof. Dr. Peter W. Mirwald, Institut für Mineralogie und Petrographie, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria; Dr. Stefan Brüggerhoff, Zollern-Institut beim Deutschen Bergbau-Museum, Herner Straße 45, D-44787 Bochum, BRD.

Manuskript eingegangen: 5. Dezember 1994

BRUCHSTRUKTUREN UND IHRE BEDEUTUNG FÜR DIE BILDUNG VON KOHLENWASSERSTOFF-FALLEN IN DER OBERÖSTERREICHISCHEN MOLASSE

FAULT-BOUNDED STRUCTURES AS HYDROCARBON TRAPS IN THE UPPER AUSTRIAN MOLASSE BASIN, AUSTRIA

Wolfgang Nachtmann

Mit 5 Abbildungen

Zusammenfassung:

Ziele der seit 1955 bis in die späteren 80er Jahre in der oberösterreichischen Molasse erfolgten Öl-Exploration waren nahezu ausschließlich seismisch kartierte Bruchstrukturen an der Tertiärbasis (Eozän bis Rupel) und im Cenoman. Diese auf Zerrungstektonik begründeten Brüche haben durch eine ab dem frühen Miozän vom S gegen die Böhmisches Masse gerichtete Kompression ihre heutige Form und (Un)Dichtheit erlangt.

Die Dichtheit von bzw. entlang Bruchflächen wird im wesentlichen durch das Zusammenspiel von Sprunghöhe, Mächtigkeit des Trägerhorizontes, Lithologie der diesem gegenüber liegenden Formation, Zeitpunkt der Bruchbildung im Vergleich zur Sedimentation und letztlich Verfügbarkeit von dichtendem Schmiermaterial bestimmt. Grundsätzlich kann im Hinblick auf das Abdichtungsvermögen zwischen Anti- und Synthetern kein Unterschied nachgewiesen werden – einzig einzelne prätertiäre Syntheter scheinen infolge tiefgreifender Verwitterung nicht dicht zu sein.

Von insgesamt 56 an Brüche gebundenen Feldern bzw. eigenständigen Feldesteilen werden 42 durch Antitheter, 11 durch Syntheter und drei aus einer Kombination von Antitheter und Syntheter in einer oder mehreren Richtungen abgedichtet. In etlichen dieser Felder wird eine an sich nach einer oder mehreren Seiten offene Struktur durch das Vermergeln bzw. Auskeilen des Trägerhorizontes geschlossen. Aufgrund der durchschnittlichen Strukturgröße und der bislang festgestellten Reserven sind Antitheterstrukturen und kombinierte Antitheter- + Syntheterfallen größer und daher wirtschaftlich wesentlich attraktiver als reine Syntheterstrukturen (lediglich 2% der in Oberösterreich nachgewiesenen Ölreserven liegen an Synthetern).

Abstract:

The deeper part of the Upper Austrian molasse basin and the underlying Mesozoic are dissected by a dense grid of faults. Two generations can be observed: the NNW-SSE striking pretertiary faults on one hand and the more or less E–W trending Oligocene faults on the other. Their vertical throws extend to more than 1000 m and 300 m respectively. There are also faults of Pretertiary origin that were reactivated during the Oligocene. All these faults were created by extension and got their present shape and final sealing by a northbound compression that has started in the Early Miocene. The Lattorfian Fischschiefer is assumed to be the predominant source rock of the molasse oil; its maturity was reached in the Late Oligocene.

Almost all oil and cap gas reservoirs in the molasse and its Mesozoic basement are bounded by at least one of these normal faults – partly supported by the pinching or shaling out of the reservoir rocks. Depending on the position of the reservoir formation with respect to the fault(s), three major types of fault-bounded structures may be differentiated:

1. Closures along antithetic faults (i.e. dipping against the regional dip)
2. Closures along synthetic faults (i.e. dipping basinwards)
3. Closures formed by a combination of antithetic and synthetic faults

In general, the seal of/along the faults depends on an interplay of vertical throw, thickness of the reservoir rock and lithology of the juxtaposed formations. Additional parameters are the age relationship of sedimentation and faulting and the availability of smearing material. From a technical standpoint, there is no difference in the sealing capacity between antithetic and synthetic faults. However, out of 56 hydrocarbon bearing structures, 42 are closed by antithetic, only 11 by synthetic faults, and 3 are defined by combinations of both fault types. Because of their average sizes and reserves, structures along antithetic and antithetic + synthetic faults are much more attractive than those bounded solely by a synthetic fault (only about 2% of Upper Austria's known oil reserves are in synthetic fault-bounded fields).

Einleitung

Basierend auf rund 2.300 2D-Seismiklinien mit einer Gesamtlänge von 21.500 km, etwa 500 km² 3D-Seismik und nach Abteufen von mehr als 700 Bohrungen unterscheiden wir in der Molasse im Raum Salzburg – Oberösterreich grundsätzlich vier Arten von Kohlenwasserstoff-Fallen:

1. *Antiklinale Aufwölbungen*

Sie sind – oft auch in Kombination mit der Vermergelung von Sanden – vor allem für Gaslagerstätten in der Haller Serie verantwortlich.

2. *Kompaktionsstrukturen*

Sie sind auf die grobklastischen Abschnitte der Puchkirchener Serien bzw. unmittelbar darüber lagernde Sandsteine der Haller Serie beschränkt.

3. *Bruchbedingte Strukturen*

Sie stellen die nahezu ausschließliche Strukturform an der Tertiärbasis (Eozän bis Rupel) und im Mesozoikum dar. In wenigen Fällen sind diese Brüche bis in die Obere Puchkirchener Serie hinauf als Kohlenwasserstoff-Stauer wirksam.

4. *Stratigraphisch-strukturelle Fallen*

Sie sind vor allem in der Haller Serie, aber auch im pinch-out-Bereich grobklastischer Puchkirchener Serien-Horizonte verbreitet. Zusätzlich ist dieser Fallentyp in Kombination mit jeder der vorher genannten Fallen möglich.

Die vorliegende Studie befaßt sich ausschließlich mit Brüchen und Bruchstrukturen im tieferen Teil der autochthonen Molasse und deren Untergrund.

Brüche und Bruchstrukturen – Allgemeines

Der tiefere Bereich der oberösterreichischen Molasse sowie das darunter liegende Mesozoikum wird durch ein Netz von Brüchen stark zergliedert (Abb. 1). Hinsichtlich des Entstehungs-

alters und auch der bevorzugten Streichrichtung liegen zwei Generationen von Brüchen vor: solche prätertiären Alters, die fast ausnahmslos NNW–SSE streichen und Sprunghöhen bis zu 1000 m aufweisen, und oligozäne, in etwa W–E streichende Brüche mit Sprunghöhen bis etwa 300 m. Dazu kommen noch prätertiär angelegte und oligozän wiederbelebte Brüche. Für das im Fischschiefer unter den Alpen entstandene Öl ergeben sich daraus sowohl vorgezeichnete Migrationswege als auch vielfältige Möglichkeiten zur Bildung von Kohlenwasserstoff-Fallen.

Bei praktisch allen Öl- und (Kappen) Gasvorkommen an der Tertiärbasis (Eozän bis Rupel) und im Mesozoikum (Jura, Cenoman, Campan) fungieren oligozäne, zumeist leicht nach N ausgebuchtete Brüche als Kohlenwasserstoff-Stauer. Dabei werden entgegen dem regionalen Dip einfallende, d.h. in etwa nach N abschiebende Antitheter von den beckenwärts gerichteten Synthetern unterschieden.

Die Häufigkeit von Synthetern und Antithetern ist einigermaßen ausgewogen, die an Synthetern gebundenen Strukturen sind jedoch weniger und i.a. kleiner als jene an Antithetern. Die Sprunghöhen reichen im Vorland bis ca. 300 m, unter dem Flysch und den Kalkalpen auch darüber.

Auf Seismiklinien ist deutlich erkennbar, daß einige der oligozänen Brüche bis in den Basalbereich der Haller Serie reichen, während andere, darunter häufig auch wiederbelebte prätertiäre Brüche, nur mehr den Bändermergel voll erfassen, ehe sie noch im tieferen Rupel auslaufen. An Antithetern ist die absolute Höhe der Kohlenwasserstoffsäule i.a. in unmittelbarer Abhängigkeit von der Sprunghöhe des Bruchs, während die bislang an Synthetern bekannten Closures eher geringe Höhen aufweisen und von der Sprunghöhe weitgehend unabhängig sind.

Bruchstrukturtypen

Die „klassische“ Strukturform ist eine monoklinale Aufwölbung, die zumeist nach N von

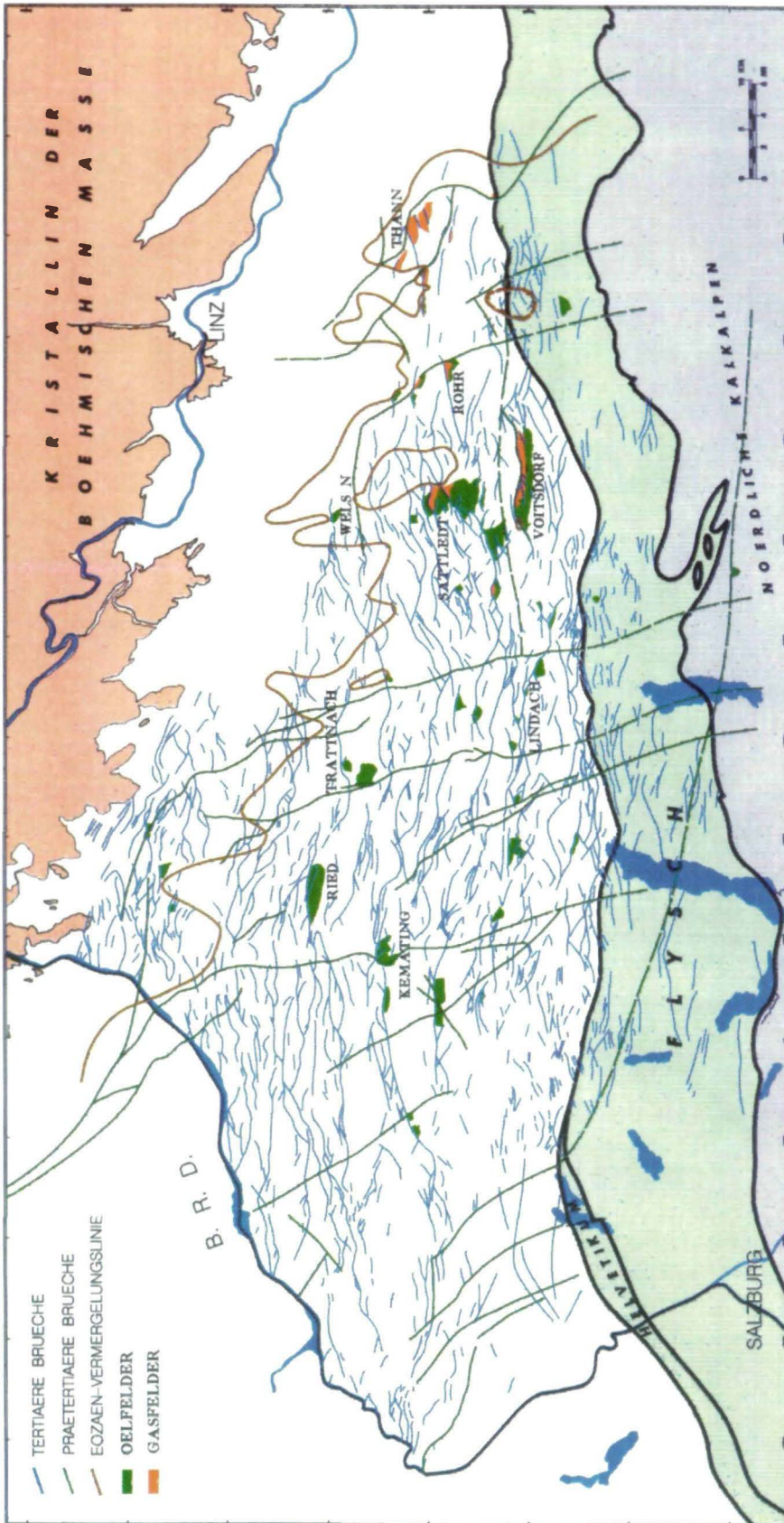


Abb. 1: Generalisierte Darstellung des Bruchsystems an der Tertiärbasis der oberösterreichischen Molasse innerhalb des Eozänverbreitungsgebietes.

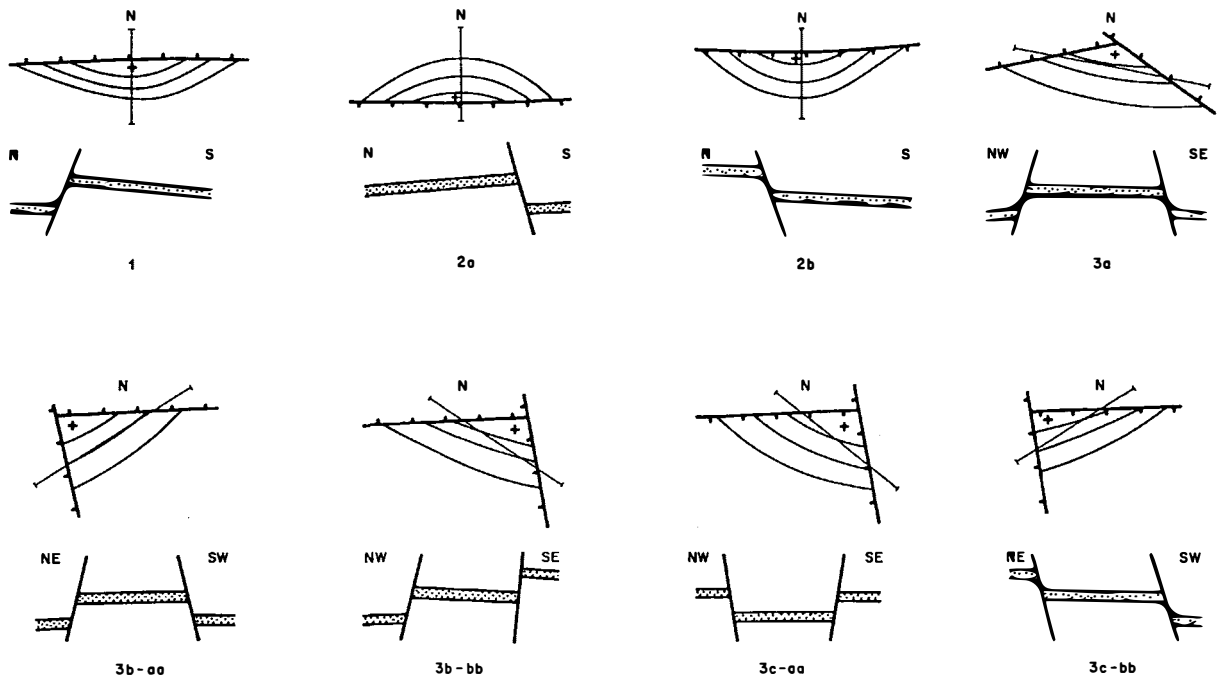


Abb. 2: Typen von Bruchstrukturen (Beschreibungen im Kapitel „Bruchstrukturtypen“).

einem der E-W streichenden und häufig leicht nach N ausbuchtenden Brüche abgeschnitten wird. Sehr oft wird so eine Struktur durch zusätzliche Brüche im E oder W begrenzt. Dabei lassen sich wieder Strukturen, gebildet von gleichsinnigen Brüchen, d.h. nur Antithetern oder nur Synthetern, von solchen unterscheiden, die aus einer Kombination von Antitheter und Syntheter entstanden sind. Wirtschaftlich bedeutsame Öl- bzw. Gasfunde wurden vorrangig in Strukturen entlang Antithetern getätigt, einzelne bemerkenswerte Funde liegen aber auch an Synthetern.

Einen Überblick über die bekannten bruchbedingten Strukturtypen gibt die nachstehende Übersicht (Abb. 2; oben: Kartendarstellung, unten: Profilschnitt):

- 1) Monoklinale mit Begrenzung durch Antitheter: häufig
- 2) Monoklinale mit Begrenzung durch Syntheter: gelegentlich
 - a) Struktur auf Hochscholle des Syntheters
 - b) Struktur auf Tiefscholle des Syntheters
- 3) Struktur gebildet aus mehreren Brüchen: sehr häufig

- a) gebildet durch das Kreuzen bzw. Zusammenlaufen von zumindest zwei Antithetern
- b) gebildet durch das Kreuzen bzw. Zusammenlaufen von zumindest einem Anti- und einem Syntheter

aa) Struktur auf Hochscholle des Syntheters

bb) Struktur auf Tiefscholle des Syntheters

- c) gebildet durch das Kreuzen bzw. Zusammenlaufen von zumindest zwei Synthetern:

aa) Struktur auf Tiefscholle aller Syntheter

bb) Struktur auf Tiefscholle des einen und Hochscholle des 2. Syntheters

Ein zusätzlicher Aspekt der Komplikation ergibt sich bei Strukturen im Mesozoikum, da hier entweder alle Brüche einer Struktur \pm gleich alt (prätertiär oder oligozän) sein können oder aber die einzelnen Brüche jeweils einer anderen dieser beiden Generationen zuzuordnen sind.

- 4) Praktisch alle der genannten Strukturen können zusätzlich durch das Auskeilen der Speichergesteine in eine oder mehrere Richtungen geschlossen werden.

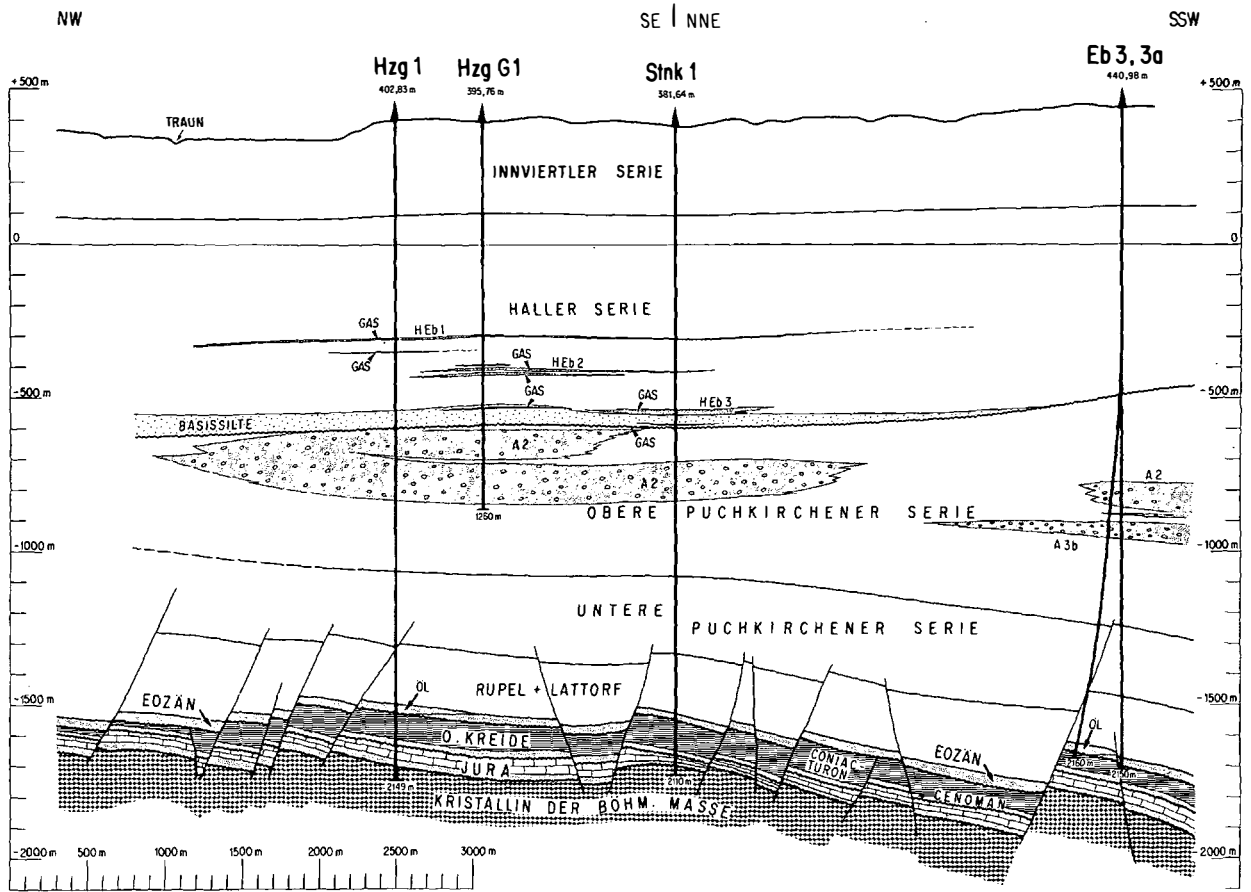


Abb. 3: Geologisches Profil über die Felder Heitzung, Heitzung Gas und Eberstallzell (Profil gezeichnet: H. Polesny).

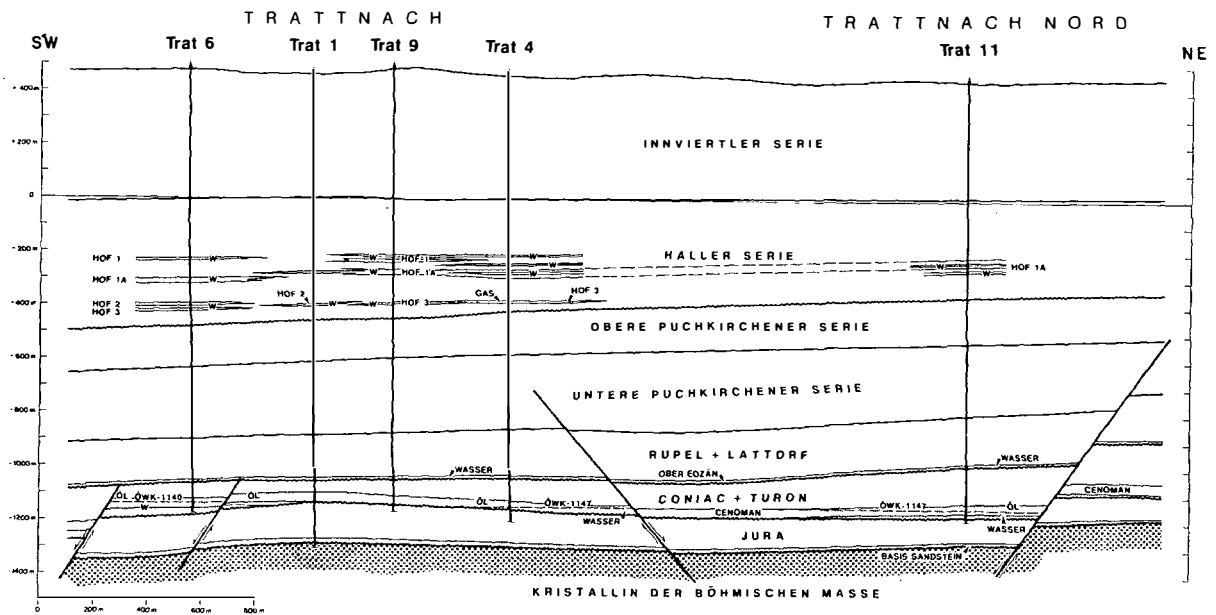


Abb. 4: Geologisches Profil über die Felder Trattnach und Trattnach Nord (Profil gezeichnet: H. Beer).

In obiger Auflistung der verschiedenen Strukturtypen wurden mit einer Ausnahme nur Strukturen berücksichtigt, die sich in der Praxis auch als KW-Stauer bewährt haben. Die Ausnahme ist Punkt 3c-aa – in Strukturen dieses Typs konnten bislang zwar Ölzeichen, aber keine Lagerstätten nachgewiesen werden.

Diese acht durch das Mitwirken von einem oder mehreren Brüchen bestimmten Strukturtypen (plus möglicher zusätzlicher Varianten) lassen sich in drei vom Explorationsstandpunkt zu unterscheidende Typen zusammenfassen:

- 1) Antitheterstrukturen: Diese Gruppe umfaßt sämtliche nur von Antithetern gebildeten Strukturen und alle Strukturen auf der Hochscholle von Synthetern – egal, ob der Syntheter allein oder in Kombination mit einem Antitheter vorliegt (z.B. Ölfeld Heitzing und Eberstanz – Abb. 3).
- 2) Syntheterstrukturen: Alle Strukturen auf der Tiefscholle eines Syntheters und Bruchkombinationen, in denen der Syntheter die dominierende Rolle spielt (z.B. Ölfeld Trattnach Nord – Abb. 4. Das Ölfeld Trattnach entspricht einer Antiklinalstruktur mit kleinen, semipermeablen Randbrüchen).
- 3) Antitheter + Syntheter-Strukturen: In diesen Fällen ist der Hauptbruch der Antitheter und der Syntheter bildet i.a. eine Seitenabgrenzung.

Beschaffenheit der Brüche

Mangels unmittelbarer Untersuchungsmöglichkeiten der Bruchbeschaffenheit im Lagerstättenbereich verfügen wir hierzu über ein weitgehend auf Rückschlüssen aus anderen Daten basierendes, indirektes Wissen. Erste Informationen über Vorhandensein sowie Verlauf, Einfallen und Sprunghöhe eines Bruchs schöpfen wir aus der Seismik; aus Bohrungskorrelationen lassen sich exakte Durchgangspunkte und Sprunghöhen ablesen. Authentische Informationen über die Beschaffenheit von Bruchverläufen gewinnen wir aus dem Studium von Bohrker-

nen: belegbare Bruchdurchgänge finden sich nur vereinzelt in Kernen, Klüfte und Harnischflächen hingegen, die genau so wie Brüche aus tektonischer Beanspruchung bzw. Bewegungen des Gesteins resultieren, treten hier wiederholt auf und können – mit Vorsicht – für Rückschlüsse auf Brüche mit größeren Sprunghöhen herangezogen werden:

Klüfte sind naturgemäß vorwiegend in kompetenten Schichten wie Karbonaten, dichten Sandsteinen oder den meisten Kristallingesteinen zu beobachten und reichen in ihren Dimensionen von feinen Haarrissen über oftmals calcitverheilte Risse von wenigen mm Dicke bis zu fallweise vorkommenden Spalten von cm-Breite, die an den Wänden Rasen von Kluftmineralen (meistens Calcit) aufweisen, aber sonst offen sind. Bisweilen finden sich auch in Tonmergeln dünne, calcitverheilte Klüfte.

Harnischflächen sind vor allem in Tonmergeln häufig feststellbar, finden sich aber auch in Kalken und im Kristallin. In Tonmergeln sind sie entweder als glatte Spiegel oder als leicht gewellte Ebenen mit den charakteristischen Rutschstreifen in Bewegungsrichtung ausgebildet. Vor allem in letzterem Fall können die beiden Harnischseiten gelegentlich kluftartig durch eine wenige mm dicke Calcitschicht voneinander getrennt sein.

In Lithothamnienkalken auftretende Bewegungsflächen weisen vereinzelt toniges Material mit zerriebenen Lithothamnienresten und Harnischen auf.

Abdichtung der Brüche

Wesentliche Kriterien für die Dicht- oder Undichtheit einer Bruchstruktur sind neben der Sprunghöhe des Bruchs und der Mächtigkeit des Trägerhorizontes die Lithologie jener Formation, gegen die der Trägerhorizont am Bruch stößt und von welcher er überlagert wird. Da wir es mit Ausnahme der als Einzelfall geltenden Puchkirchener Serien-Gasfelder im Raum Schwanenstadt – Jebing – Desselbrunn vorwie-

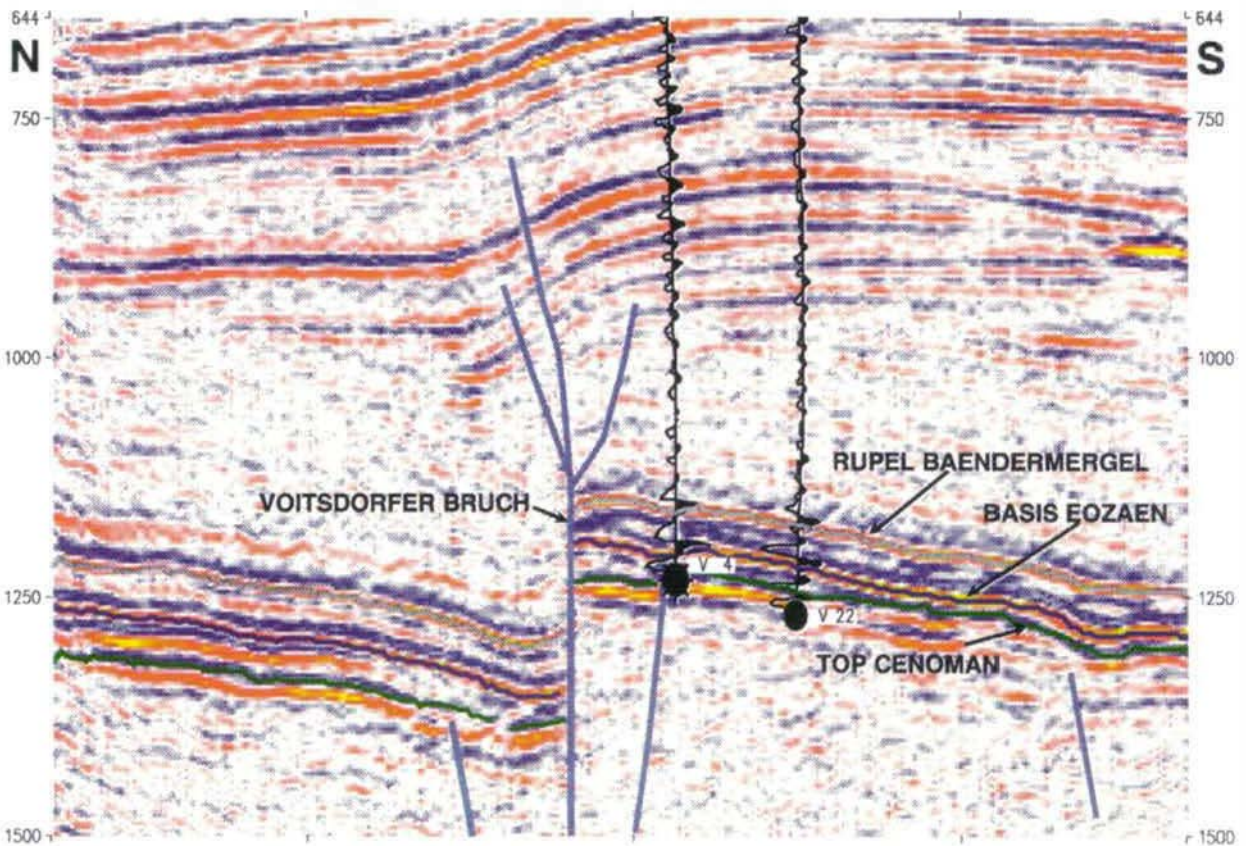
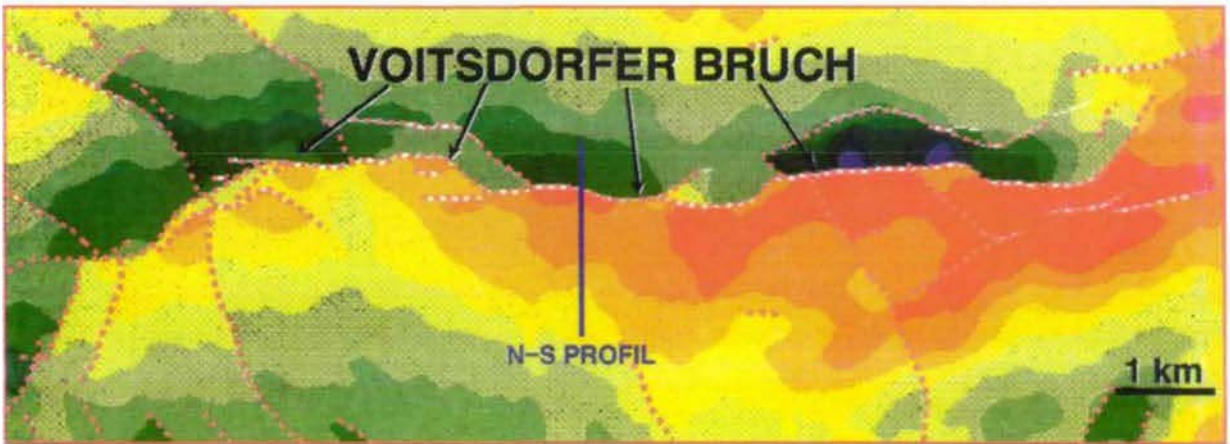


Abb. 5: Raum Voitsdorf

a) Seismische Zeitkarte der Eozänbasis mit z.T. zergliedertem Voitsdorfer Bruch

b) 3D-Seismiklinie über den Voitsdorfer Bruch (Zeit in Millisekunden) – ●führung im Eozän und Cenoman auf der Hochscholle.

gend mit Eozän und untergeordnet Cenoman und/oder Jurastrukturen zu tun haben, sind für unsere Betrachtungen die Formationen vom Kristallin über Jura, Oberkreide und Eozän bis ins Rupel von Interesse. Trifft ein poröser Trägerhorizont an einem Bruch auf ein dichtes Ge-

genüber so ist für eine Abdichtung der Struktur weniger die Abdichtung der Bruchfläche im Berührungspunkt ausschlaggebend als vielmehr die Abdichtung als solche, die häufig erst höher am Bruch in den überlagernden Tonmergeln erfolgen kann.

Das Abdichten der Brüche selbst durch Verschmieren entlang der Bruchfläche hängt weitgehend vom Zeitpunkt der Bruchbewegung ab. Grundsätzlich kann angenommen werden, daß je eher bzw. „synsedimentärer“ ein Bruch gebildet worden ist, bezogen auf das Alter des Speicherhorizontes, desto wahrscheinlicher ist eine Abdichtung. Das Alter bzw. die Hauptphase eines Bruches kann häufig durch genaue Vergleiche der Abstände zwischen selbst unscheinbaren Reflexionen auf beiden Seiten des Bruchdurchganges auf seismischen Linien festgestellt werden.

Versucht man nun, die angeführten Beobachtungen auf Brüche mit durch Korrelation bzw. auf Seismiklinien erfaßbaren Sprunghöhen ganz allgemein anzuwenden, so ergeben sich folgende Möglichkeiten:

- Bruchverläufe in Tonmergeln äußern sich in Harnischflächen und sind praktisch dicht.
- Bruchverläufe entlang Tonmergel-Karbonat/Sandstein/Kristallinkontakten weisen Harnischflächen auf mit zusätzlichen möglichen Zerrüttungserscheinungen auf der kompetenten Seite. Diese sind je nach Verfügbarkeit von tonigem Material oder Calict verheilt oder lassen Migrationswege offen.
- Bruchverläufe in Karbonaten, Sandsteinen oder im Kristallin zeichnen sich durch mehr oder weniger starke Zerrüttung in unmittelbarer Umgebung der Bruchlinie aus, die bis zur Mylonitisierung gehen kann. Auch hier ist die Dichtheit von der Verfügbarkeit hohlraumfüllenden Materials abhängig.

Bei allen Betrachtungen darf nicht übersehen werden, daß wir der Einfachheit halber bei einem Bruch praktisch immer nur von einer Bruchfläche sprechen, obwohl es sich in Wirklichkeit in vielen Fällen um Bruchzonen mit einer größeren Anzahl von eng \pm parallel zueinander verlaufenden und/oder einander ablösenden Flächen handelt. Das kann im Extremfall zu einer Vielzahl kleiner und kleinster Staffeln und Zwischenstaffeln führen, die sich auf die Migrationsmöglichkeiten maßgeblich auswirken können.

Beurteilung von Brüchen und Bruchstrukturen

Da das Abdichtungsvermögen der Brüche offenkundig auch von mehreren kaum voraus-sagbaren Faktoren abhängt, müssen bei der Beurteilung bruchbegrenzter Strukturen die abwägbareren Kriterien besonders berücksichtigt werden:

Sprunghöhe: Grundsätzlich mag gelten, je mächtiger der prospektive Trägerhorizont, umso größer soll die Sprunghöhe sein; auf jeden Fall soll sie aber über der Mächtigkeit des Speichers liegen, um eine mögliche direkte Kommunikation zu vermeiden. Bei Antitheterstrukturen präeozyänen, sowie Syntheterstrukturen jeden Alters ist zusätzlich darauf zu achten, daß präeozyäne Speichergesteine nicht mit eozyänen oberhalb eines bekannten oder mutmaßlichen Öl-Wasserkontaktes am Bruch miteinander in Berührung stehen.

Abdichtung: Diese geht mit der Sprunghöhe weitgehend Hand in Hand. Bei eozyänen Antitheterstrukturen ist die Abdichtung durch die Rupel-Tonmergel über den Bruch und nach oben hin praktisch außer Frage. Das gleiche gilt an einem eozyänen Syntheter, wenn die Struktur auf dessen Hochscholle liegt.

Bei prätertiären Antitheterstrukturen und bei allen Syntheterstrukturen auf der Tiefscholle, den eigentlichen Syntheterstrukturen also, ist es maßgeblich, ob bzw. wie mächtige Kreide- und/oder Juraablagerungen auf der Hochscholle vorhanden sind, da hier gegebenenfalls Kommunikation mit porösen Lagen über den Bruch hinweg vorliegt. Stößt unser Speicher gegen dichtes Gestein und wird zusätzlich von Tonmergeln überlagert, so ist die Abdichtung i.a. wahrscheinlich unproblematisch.

Einzig bei Strukturen an prätertiären Synthetern (Typ 3c-aa) ist in Fällen starker Abtragung von Oberkreide bzw. Jura auf der Hochscholle und relativ geringer prätertiärer Überdeckung des Trägers auf der Tiefscholle (weniger als 150–200 m) tiefgreifende Verwitterung entlang der Bruchfläche möglich, die eine Abdichtung verhindert haben kann.

Die Brüche als Migrationswege für Kohlenwasserstoffe

Nach übereinstimmenden geochemischen Untersuchungen (MALZER, 1993) kommt als Muttergestein für Erdöl und dessen Begleitgas vorrangig der Lattorf-Fischschiefer in Frage, der seine Maturität wahrscheinlich im Spätoligozän erreicht hat; allerdings nicht im Alpenvorland, sondern weiter südlich in dem von den Alpen überschobenen Bereich der Molasse.

Im Zuge der posteozenen Auflast der alpinen Decken ist das Kristallin im S abgetaucht und hat dadurch die oligozäne Zerrungstektonik mit den vorwiegend beckenparallelen E-W-Brüchen begründet. In dieser Phase war die Abdichtung der Brüche in der für die Lagerstättenbildung erforderlichen Form sicherlich noch nicht gegeben, so daß Öl und Gas entlang den vor- und nacheozen angelegten Bruchbahnen migrieren konnte. Die endgültige Abdichtung vor allem der Zerrungsbrüche ist erst durch die ab der Wende Oligozän/Miozän bis heute anhaltende Kompression erfolgt, in deren Verlauf Brüche – etwa jener in Voitsdorf (Abb. 5) – auch zerstückelt und stellenweise sogar leicht überschoben wurden. Eine weitere Folge dieser Transpression sind die in Gebieten mit 3D-Seismik (das ist neben dem Feld Voitsdorf der Raum Pfaffstätt-Munderfing-Friedburg) deutlich erkennbaren und ab dem Miozän aktiven Horizontalverschiebungen mit lateralen Versatzweiten von einigen 100 bis wenigen 1000 m (WAGNER, 1994). Diese dürften auch maßgeblich am Entstehen jener „Permeabilitätsbarrieren“ beteiligt sein, mit welchen wiederholt innerhalb von Gasreservoirs der Puchkirchener Serien beobachtete, lithologisch aber nicht erklärbare Druckunterschiede zwischen einzelnen Bohrungen bzw. Feldesteilen bislang begründet wurden.

Da also die beginnende Ölmigration und die letzte Phase der Zerrungstektonik mit zum Teil noch relativ gut permeablen Bruchbahnen einander geraume Zeit überlappt haben, dürfte der Großteil des Öls und seines Begleitgases in die-

ser relativ kurzen Zeitspanne den Weg zu den heutigen Lagerstätten gefunden haben.

Aus der Tatsache, daß in der autochthonen Molasse in postrupelischen Schichten nur lokal und bakteriell gebildetes Gas, aber kein Öl vorkommt (ausgenommen seichte, unteroligozäne Schwerölvorkommen im äußersten N), ist zu schließen, daß entlang den Brüchen keine vertikale Migration vom Eozän/Rupel in jüngere Speichergesteine stattgefunden hat. Damit werden die Migrationsmöglichkeiten entlang Brüchen auf die Berührungsflächen permeabler Schichtglieder bzw. Zerrüttungszonen beschränkt. Die unteroligozänen Tonmergel dürften von Anfang an dichtend gewesen sein.

Bruchstrukturen als Öl- und Gasfallen und Schlußfolgerungen

Aufgrund der bisherigen Erfahrungen mit den verschiedenen Brüchen und den von ihnen gebildeten Strukturen kann keinem Bruch von vornherein ein Abdichtungsvermögen abgesprochen werden.

Fazielle Seitenbegrenzungen von ansonsten offenen Strukturen spielen in der oberösterreichischen Molasse besonders bei Eozänlagerstätten häufig eine Rolle, stehen aber nicht mit dem Abdichtungsvermögen der Brüche im Zusammenhang.

Praktisch alle Öl- und Gaslagerstätten im Eozän sowie in Kreide und Jura der oberösterreichischen Molasse werden durch Brüche oder eine Kombination aus Brüchen und fazieller Begrenzung des Speichergesteins gebildet.

Von 130 als solche seismisch kartierten und angebohrten Bruchstrukturen haben sich 45 (= 35%) als öl- bzw. gasführend erwiesen. Seit 1956 (= Beginn der Ölförderung in Oberösterreich aus dem Feld Puchkirchen) wurden aus diesen Lagerstätten insgesamt rund 8 Mio t Öl und etwa 1.5 Mrd. m³ Gas produziert (LETOUZÉ-ZEZULA, 1993).

Dank

Mein herzlicher Dank für die erfahrene Unterstützung bei der Erstellung von Text und Abbildungen gilt den Herren Dr. L. WAGNER und H. KLAFFENBÖCK (beide RAG). Weiters bedanke ich mich beim Vorstand der Rohöl-Aufsuchungs A.G. (RAG) für die freundliche Genehmigung der Veröffentlichung dieser Arbeit.

Literatur

- LETOUZÉ-ZEZULA, G. (1993): Produktionsstatistik und Reserven. – In F. BRIX & O. SCHULZ (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich, Verlag Naturhistorisches Museum, 478–483; Wien.
- MALZER, O. (1993): Muttergesteine, Speichergesteine, Migration und Lagerstättenbildung in der Molassezone und deren sedimentärem Untergrund. – In F. BRIX & O. SCHULZ (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich, Verlag Naturhistorisches Museum, 302–315; Wien
- WAGNER, L. (1994): Stratigraphy and Hydrocarbons in the Upper Austrian Molasse Foredeep (Active Margin). – Vortrag C023, 6th EAPG Conference, Wien.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Wolfgang Nachtmann, Rohöl-Aufsuchungs A.G., Schwarzenbergplatz 16, A-1015 Wien, Austria.

Manuskript eingegangen: 19. Dezember 1994

TSERGO RI (LANGTHANG HIMAL, NEPAL) – REKONSTRUKTION DER „PALÄOGEOGRAPHIE“ EINES GIGANTISCHEN BERGSTURZES

Johannes T. Weidinger & Josef-Michael Schramm

Mit 9 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Kartenbeilage

Zusammenfassung:

Im Bereich des Tsergo Ri (Langthang Himal, Nepal) wurde einer der voluminösesten Bergstürze der Erde detailliert (Maßstab 1:12.500) und nach ingenieurgeologischen Gesichtspunkten analysiert. Anhand von Lithologie, Gefüge, Geohydrologie und Morphologie ließen sich 6 unterschiedliche Gesteinsgüteklassen von Muttergestein und abgelagerten Sturzmassen unterscheiden. Neben den bekannten primären Gleitflächen wurden auch sekundäre Gleitflächenscharren sowie teils vererzte Brekzienhorizonte erkannt und der Abrißbereich lokalisiert. Der gegenwärtige Internbau der Ablagerungsmasse sowie die gegebenen Aufschlußverhältnisse erlauben Rückschlüsse auf jene verknüpften Faktoren, welche die jungpleistozäne Massenbewegung wahrscheinlich auslösten. Die Rekonstruktion des örtlichen Geschehensablaufs (vom Sturzereignis bis heute) ergibt ein Modell mit drei Hauptbewegungs- und zwei Erosionsphasen.

Abstract:

The large-scale mass movement at Tsergo Ri (Langthang valley, central-north Nepal) was analysed from engineering geologic view. The quaternary mass movement (fission track age: about 4×10^4 years) only affected hardrocks, i. e. a series of migmatites and leucogranites, biotite-feldspar gneisses (augengneisses), biotite-sillimanite gneisses and biotite-garnet-turmaline gneisses. Analyses of exposed primary and secondary sliding surfaces (hyalomylonitic) convey an exact idea of extension of the area affected by the landslide, and direction of movements (towards SW and WSW). Dipping of primary sliding surface corresponds with preexisting mylonitic zones in the surrounding gneisses and migmatites. A system of strike-slip-faults (generated by sliding movement) along the Dranglung valley separated the masses in a blocky part (NW) and a (gradually to top) brecciated part (SE). Gradual loosening of rock (landslide deposit) could be classified by means of joint density analysis, giving evidence to estimate ancient mechanical stress, affecting the mass while sliding down (6 classes of "rock quality": compact, jointed, fractured, shattered, cataclastic, pulverized). Detailed mapping of the geohydrologic feature proved as an additional tool for detecting the position of the sliding surfaces. Physical properties of the waters correlate with the grade of rock loosening: The higher the electrical conductivity (40–950 μS), the higher the disintegration of bedrock. Petrography, structural geology and morphological analysis are helpful tools for reconstructing the position of the parent lodge and the broken crest of the landslide. Thus, a preexisting neo-tectonic structure associated with ore bearing, gently southwest dipping, leucogranitic intrusions was detected. The processes during and after the sliding events were recognized by means of "silent witnesses", and seem to be connected with the regional tectonic pattern.

At least five different phases of mass movements (displacement), deposition and erosion led to the recent feature of geology and morphology.

1. Einleitung

Bei der erstmaligen Beschreibung eines hyalomylonitischen Gleithorizonts (nach Hinweisen von Einheimischen auf „yak-bones“) im Langthang Himal sahen SCOTT & DREVER (1953) ursprüngliche Zusammenhänge mit der „main central

thrust“ (MCT). Demgegenüber erkannten HEUBERGER et al. (1984) anhand detaillierter petrographischer und geomorphologischer Befunde, daß hier im Bereich um den Tsergo Ri (Langthangtal) eine der größten Massenbewegungen der Erde jene auffälligen Gesteinsaufschmelzungen (an der Gleitfläche) bewirkt hat. HEUBERGER

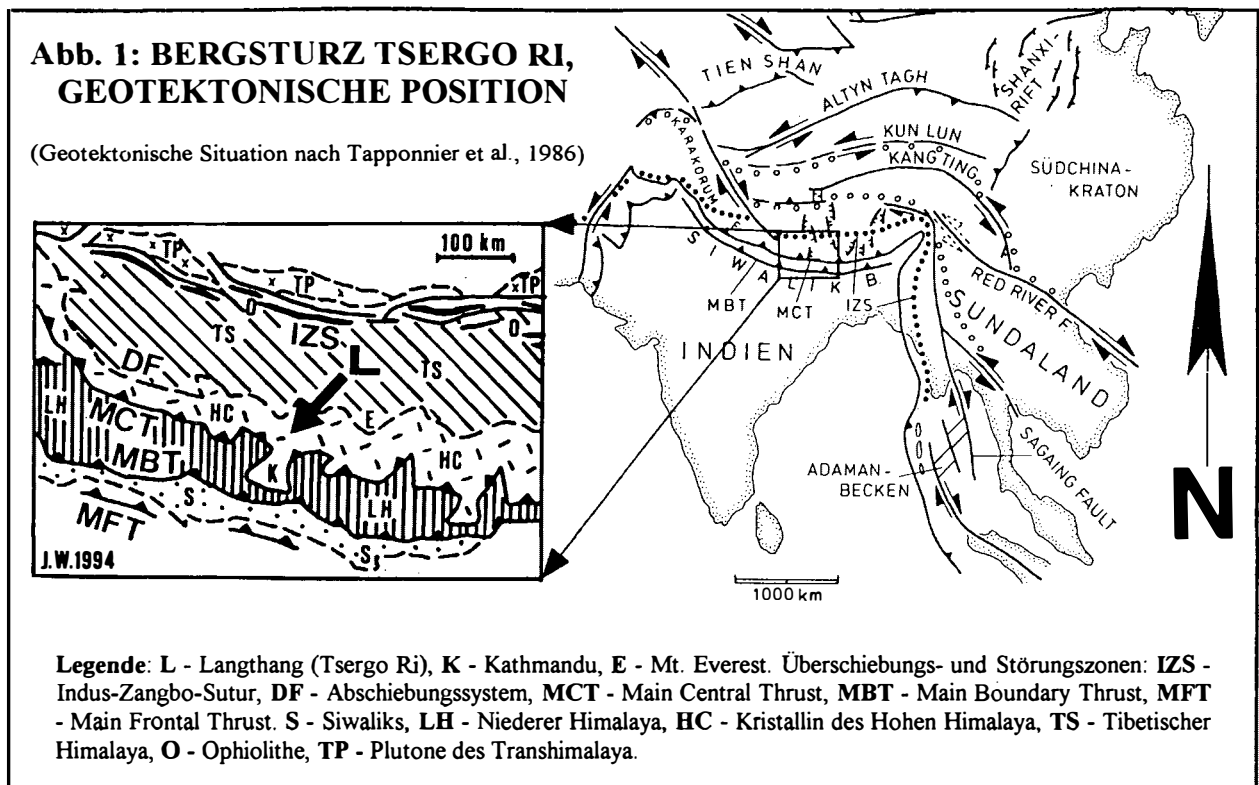


Abb. 1: Geotektonische Übersicht und Position des Bergsturzgebietes Tsergo Ri.

et al. (1984) schätzen das Alter des Sturzgeschehens auf mindestens 25.000 bis 30.000 Jahre und das dislozierte Gesamtvolumen auf 10–15 Kubikkilometer, wovon gegenwärtig noch etwa 3 Kubikkilometer sichtbar erhalten sind. Dementsprechend bietet sich dieses außergewöhnliche Bergsturzablagerungsgebiet als klassisches Studienobjekt für ingenieurgeologische Grundlagenforschung und angewandte Geologie an. Mit der vorliegenden Arbeit werden erste Ergebnisse eines diesbezüglichen Forschungsprojekts präsentiert.

2. Geologisch-tektonischer Überblick (Abb. 1)

Das Langthangtal verläuft etwa 60 km nördlich von Kathmandu längs der Ketten des Hohen Himalaya. DEWEY et al. (1988) berichten aus diesem morphologisch exponierten Bereich von

Hebungsraten, die sich innerhalb der jüngsten 5 Millionen Jahre von 0.2 auf 0.9 mm pro Jahr beschleunigten.

Rund 20 km nördlich der Wurzeln der Kathmandu-Decken (Gipfel des Langthang- und Jugal-Himal) liegt das Massiv der Shisha Pangma (8027 m). Aufgrund der achsialen Kulmination dieses Bereiches ist von der Tibetischen Synklinale nicht die Sedimentfüllung, sondern die verfaltete, kristalline Basis freigelegt (HAGEN, 1969; HASHIMOTO et al., 1973). Zwischen Langthang Himal und Gangphu Ri Nub zeigt das kristalline Basement eine gut erkennbare große Synklinalstruktur. Die Serien fallen flach nach NE ein und werden im Hangenden durch eine Schar von Abschiebungen von den tibetischen Sedimenten getrennt. Im Liegenden, längs der MCT, sind diese Serien auf die südlichen Teile des Himalaya überschoben.

Das Bergsturzgebiet um den Tsergo Ri liegt im Hangenden der Himalaya-Gneis-Zone. Die

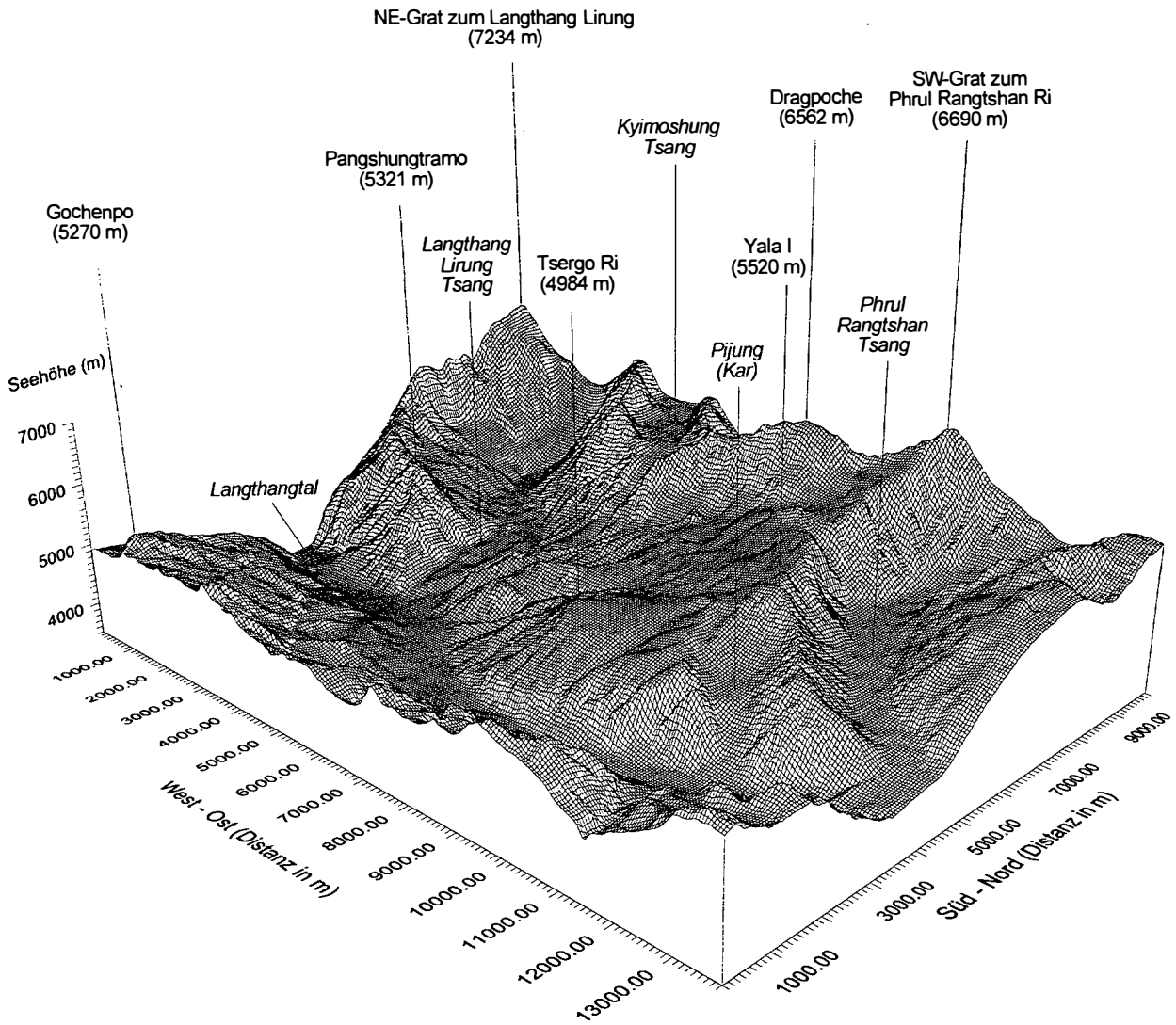


Abb. 2: Räumliche Darstellung des Bergsturzgebietes Tsergo Ri, Blickrichtung NW.

örtliche Kyangjin- und Langshisa-Einheit umfassen präkambrische Metasedimente mit polyphaser Metamorphosegeschichte. Es sind Gneise, Migmatite und tiefkrustal entstandene, gangförmig intrudierte Leukogranite aufgeschlossen (REDDY et al., 1992; MASSEY et al., 1994; INGER & HARRIS, 1992).

3. Ingenieurgeologie (Kartenbeilage 1)

Die ingenieurgeologische Mehrzweckkarte der Großmassenbewegung faßt die Ergebnisse

detaillierter Geländeaufnahmen und interaktiver Analysen zusammen. Die schwerpunktmäßig gezielt angewandten Feldmethoden (Lithologie, Struktur, Morphologie, Geohydrologie) ermöglichten eine Lokalisierung der Abrißnische, eine Rekonstruktion des Ablaufes der Sturzereignisse und gaben Hinweise auf mögliche Ursachen.

3.1. Lithologie

Im Bergsturzgebiet (samt Umfeld) treten folgende Festgesteine auf.

	HYALOMYLONIT	BREKZIE	PSEUDOTACHYLIT	MYLONIT
Einschlüsse, Porphyroklasten	eckig	eckig	eckig und/oder rund	rund-zugespitzt
Bildungs- mechanismen	1. spröder Bruch 2. Aufschmelzung	spröder Bruch	1. spröder Bruch 2. Aufschmelzung	1. plastische Deformation
Poren	+	-	-	-
Verschiebungsbetrag (Größenordnung)	km	km	cm bis m	cm bis m
Orientierung	flaches WSW-Fallen	flaches WSW-Fallen, auf subsidiären Gleitflächen auch steil	?	von SW über N nach NE streuend
Veränderungen	bleibt optisch isotrop	Verkittung durch Quarz, Chlorit, Calcit, Erz	Entglasung	-

Tab. 1: Deformationsgesteine der Großmassenbewegung von Langthang (nach MASCH, 1980).

- a) Basisscholle: Biotit-Feldspat-Gneis, Biotit-Sillimanit-Gneis und Augengneis;
- b) südliche Talseite und am Pangshungramo: Granat- und Turmalin-führender Biotitgneis;
- c) Hangendscholle: feinlagige Migmatite sowie gangförmige Leukogranite.

Als deformierte Abarten dieser Edukte treten einerseits Mikrobrekzien und Hyalomylonite auf, welche mit dem Bergsturz ursächlich zusammenhängen sowie andererseits präexistierende (also vor dem Sturzgeschehen angelegte) Pseudotachylite und Ultramytonite (MASCH & PREUSS, 1974, 1977; MASCH et al., 1981, 1985; PREUSS et al., 1987); siehe auch Tab. 1.

3.2. Gefügestatistik

Die gefügestatistische Auswertung von rund 2000 Schicht-, Schieferungs- und Klufflächen sowie Störungsrichtungen in ausgewählten Homogenitätsbereichen innerhalb der Hangendscholle des Bergsturzes ließ erkennen, daß die Bergsturmassen über weite Bereiche (NW-Be-

reich, Gipfelblock des Tsergo Ri) aus kompakten Teilschollen bestehen. Diese „schwimmen“ auf einer Basisbrekzie und wurden in ihrer Raumlage infolge der bergsturzmechanischen Bewegung teilweise gering und unregelmäßig verdreht. Auch die mechanische Beanspruchung des Untergrundes während des Gleitvorgangs konnte dadurch rekonstruiert werden. Es zeigte sich, daß kleinräumige Trennflächen in einer Spätphase des Gleitvorganges dort als Bewegungsbahnen fungierten und Verstellungen verursachten, wo aufgrund der Morphologie genügend Raum zur Verfügung stand (talnahe SW-Seite des Paläobergkammes; Bereiche um den Hauptgleitflächenaufschluß, nordöstlich des Flugfeldes).

3.3. Gleitflächen

Die an der Basis aufgeschlossene, primäre Gleitfläche ist häufig an präexistierende, tektonisch entstandene Deformationsgesteine (Ultramytonite, Pseudotachylite) gebunden und als

Hyalomylonit, seltener auch als Mikrobrekzie entwickelt. Dies erlaubt eine exakte Abgrenzung des von der Großmassenbewegung betroffenen Gebietes. Die sekundären Gleitflächen treten teils weiträumig (Tsergo-Ri-Südflanke), teils eng begrenzt (westseitiger Hangfuß im Dranglung-Tal) auf und sind meist als Mikrobrekziehorizonte mit eingelagerten Hyalomylonitknollen (Bimsstein) oder schlierigen Übergängen zwischen beiden ausgebildet (siehe auch Abb. 9). Das wird als Hinweis auf kurzzeitige Bewegungsvorgänge (Hindernisse entlang der Basis) innerhalb der Gleitmasse gewertet.

Die Analyse aller verfügbaren Gefügedaten von der Gleitfläche ergibt einen im wesentlichen nach SW bzw. WSW gerichteten Abgleitvorgang, womit auch die E-Flanke des Pangshungtramo als Anprallhang gesichert scheint.

3.4. Geohydrologie

Die Detailkartierung von Vernässungszonen und Quellaustritten, entlang der aufgeschlossenen Basis des Ablagerungsraumes, war eine weitere hilfreiche Methode, die exakte Lage der primären Gleitfläche zu bestimmen bzw. Ausbisse von Hyalomylonithorizonten ausfindig zu machen. Linear angeordnete, „ponorähnliche“ Schlucklöcher, im Plateaubereich des Tsergo Ri, bestätigten den vermuteten Ausbiß sekundärer Gleitflächen unter der quartären Sedimentbedeckung.

Die systematische Erfassung ausgewählter physikalischer Parameter (T, pH, elektrische Leitfähigkeit) aller kartierten Bergwässer, sowie die Aufnahme deren jahreszeitlicher Schwankungen zeigte (unter Berücksichtigung der stofflich nahezu einheitlichen kristallinen Lithologie), daß diese mit dem Grad der Gesteinszerrüttung korrelieren: Je höher der Grad der Gesteinszerrüttung, umso höher wird die elektrische Leitfähigkeit (40–950 μS), d. h. zunehmende Löslichkeit des brekzierten und verwitterten Materials. Einen entsprechenden Trend lassen auch die von PURTSCHELLER et al. (1994) festgestellten Radon-Emanationen erkennen.

3.5. Gesteinsgüteklassen

Durch Auszählen und Anschätzen von Kluftzahl, Trennflächenabstand, Durchtrennungsgrad (ausgewählte Meßbereiche mit Einheitsflächen von 1 Quadratmeter) und Kluftkörpergröße sowie Beurteilung des Auflockerungsgrades innerhalb der rudimentär vorhandenen, brekzierten Hangendscholle, konnten sechs spezifische Gesteinsgüteklassen definiert werden. Diese Klassen unterscheiden sich von kompakt (1), geklüftet (2), zerbrochen (3), zerrüttet (4), kataklastisch (5) bis pulverisiert (6). Deren räumliche Verteilung ließ eine Interpretation jener bergsturzmechanischen Beanspruchung und Bewegungsabläufe zu, die die Gleitmasse während ihrer Talfahrt erlitt bzw. durchlief. Dabei zeigte sich, daß das abgelagerte Bergsturzmateriale durch ein System saiger stehender Störungen entlang des Dranglungtals in einen, das Hangende der Gleitmasse repräsentierenden, in Teilschollen (Phushung I und II, Kyimoshung, Dakpatsengrat) zerlegten NW-Bereich und einen, das Liegende repräsentierenden, graduell zum Top (Gipfel des Tsergo Ri) brekzierten SE-Bereich geteilt ist.

4. Beeinflussende bzw. auslösende Faktoren

Beobachtungen entlang der haupttalnahen Ausbißlinie der Bewegungsbahn und am Abrißkamm haben die an eine exponierte geotektonische Position gebundenen Einfluß- und Auslösefaktoren deutlich aufgezeigt.

4.1. Deformationsgesteine

Der Bergsturz liegt innerhalb einer Zone von größten Hebungsraten des Himalaya. Deformationsgesteine (Ultramyonite, Pseudotachylite, Harnischflächen), die innerhalb des Bergsturzgebietes relativ häufig sind, zeugen von tektonischen Überschiebungsvorgängen und damit assoziierten fossilen Flachbeben an der MCT und innerhalb der Himalaya-Gneis-Zone. Das

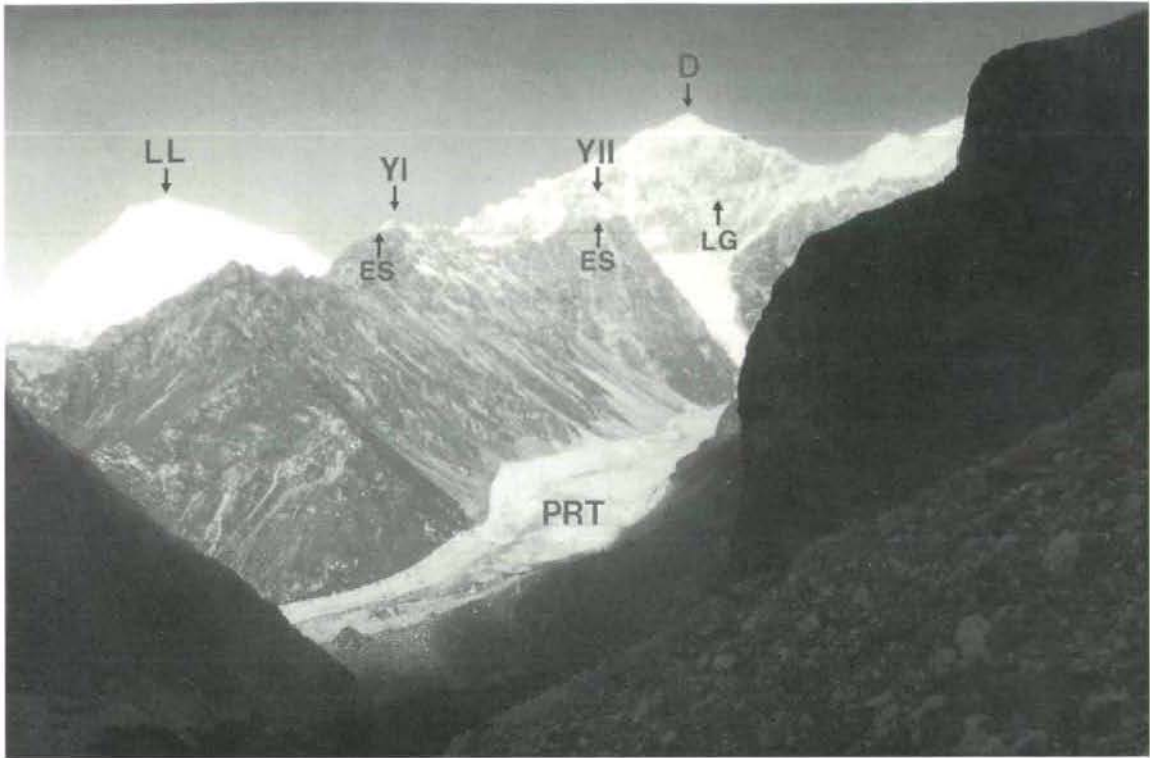


Abb. 3: Abrißbereich des Tsergo Ri Bergsturzes an der orographisch rechten Flanke (= Westseite) des Phrul Rangtshan Tsang (PRT). Die Extrapolation der Gleitfläche des Bergsturzes führt exakt zu den Leukogranitgängen (LG) in der SSE-Flanke des Dragpoche (D). Zwischen Yala Peak I (YI) und Yala Peak II (YII) heißt die mit den erwähnten Gängen assoziierte Erzstruktur (ES) aus (Detail in Abb. 5). Im Hintergrund Langthang Lirung (LL). Photostandort: S-Flanke des Langsisha Ri in 5050 m Seehöhe, Blickrichtung WNW.

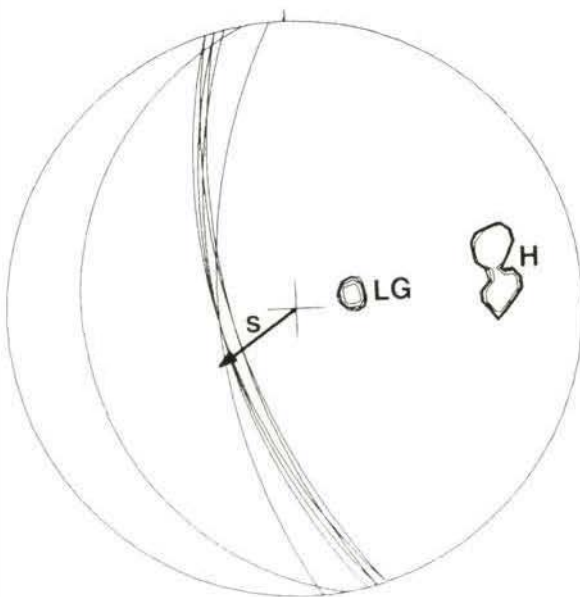


Abb. 4: Stereographische Projektion von Flächenpolen bzw. Durchstoßpunkten der Linearen (untere Lagenkugel) jener Leukogranitgänge (LG), die im Abrißbereich des Bergsturzes idente Raumlage mit der Gleitfläche aufweisen. Hamischflächen (H) im Leukogranit mit Striemung (S).

flache Einfallen dieser für nachfolgende Bewegungsvorgänge prädestinierten Inhomogenitätszonen nach NW bis NE, aber auch nach SW bis W, korreliert über weite Bereiche mit der primären Gleitfläche (Hyalomylonit) des Bergsturzes.

4.2. Granitintrusionen

Entlang der Abrißkante des Bergsturzes (Yala Peak I und II) sowie in der Fortsetzung des Fallens der Bewegungsbahn nach NE (SSE-Wand des Dragpoche bis Phrul Rangtshan Ri) bilden ein schicht- und schieferungsdiskordantes Netzwerk von intrudierten Leukogranitgängen bzw. ein mächtiger Gang eine mehrere Kilometer beobachtbare Zone, die exakt mit der Abgleitrichtung des Bergsturzes (SW-fallend) übereinstimmt (Abb. 3, 5). Vermehrt auftretende, mittel-

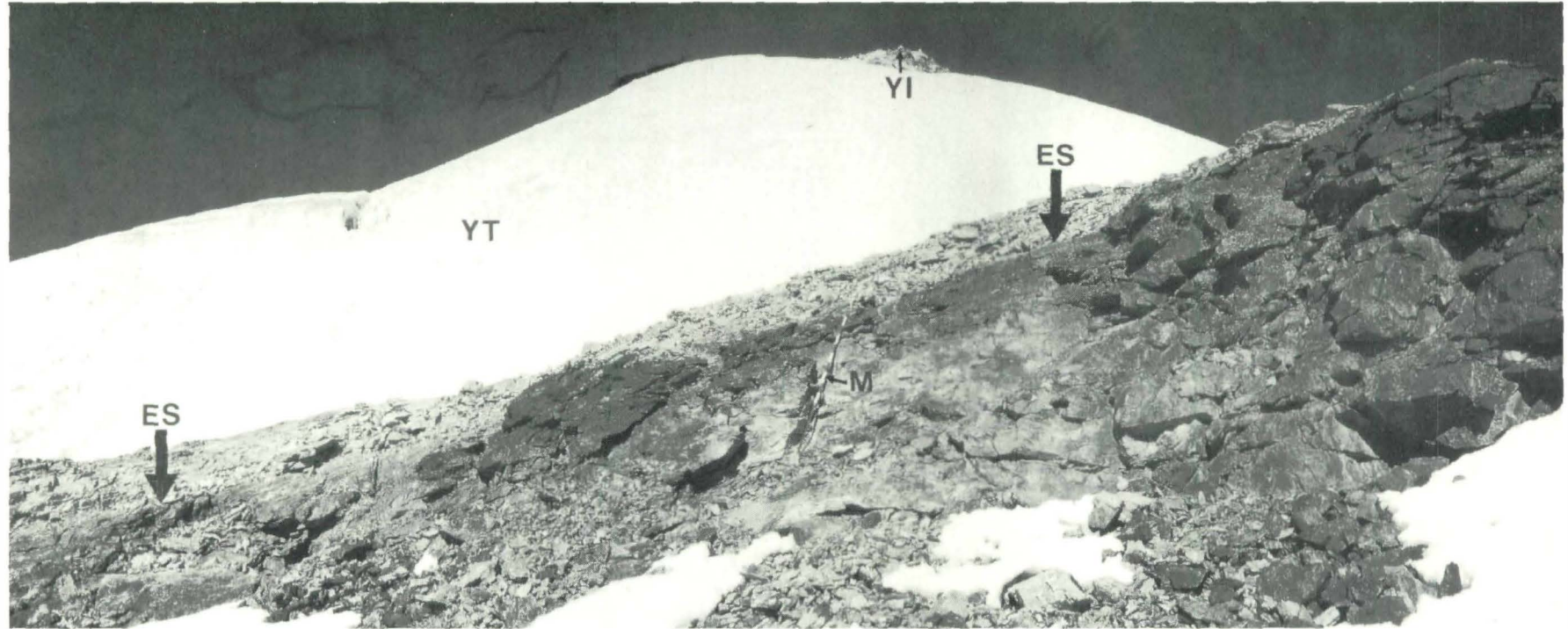


Abb. 5: Ausbiß der Erzstruktur (ES) in der SSE-Flanke des Yala Peak I (YI) mit identer Raumlage wie die Gleitfläche des Bergsturzes (CLAR-Wert 272/18, d. h. flaches Einfallen nach Westen). Ausgepart am Südrand der rezenten Vergletscherung des Yala Tsang (YT) in 5464 m Seehöhe. 1.5-m-Maßstab (M) in Bildmitte. Blickrichtung NNW.



Abb. 6: Bereich zwischen Yathang und Nubamathang. Schar von SW- his W-fallenden Störungen (S) in der Basisscholle des Bergsturzes mit identen Raumlagen wie die Gleitfläche des Bergsturzes. Im Hintergrund Tsergo Ri (T). Photostandort: ostseitige Tal-mündung des Nyangtisa Chu in 4200 m Seehöhe, Blickrichtung NW.

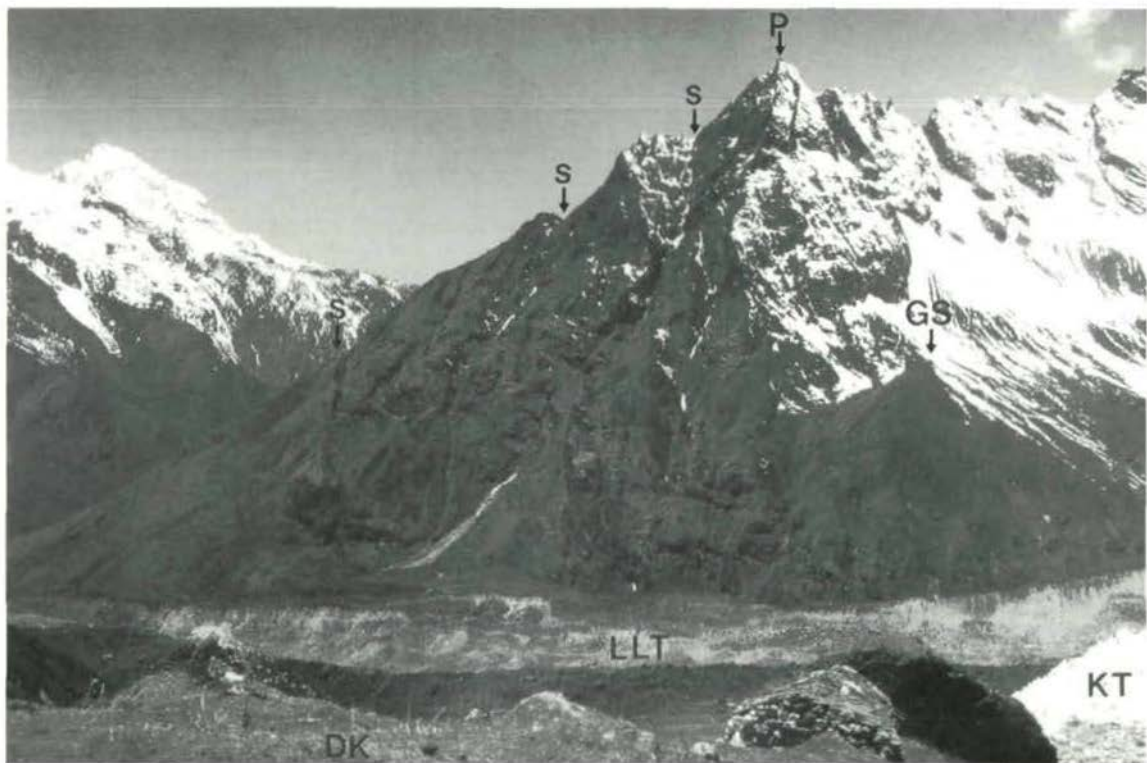


Abb. 7: Die Staffel steil SE-fallender Störungen (S) in der W-Flanke des Pangshungtramo (P) bewirkt eine groß angelegte Bergzerreißung. Die Trennflächenschar resultierte - den ursprünglichen morphologischen Gegebenheiten entsprechend - aus Entspannungsprozessen. Der Anprall der Bergsturmassen verstärkte das Abtragungspotential, wie auch die Gleitscholle von Tsungbu (GS) beweist. Im Vordergrund Langthang Lirung Tsang (LLT). Photostandort: Dragoche Kharka (DK), im Bildvordergrund ostseitige Seitenmoräne des Kyimoshung Tsang (KT) in 4600 m Seehöhe.

steil SW-fallende Deformationsgesteine in den Graniten sowie ihr rheologisch sprödes Verhalten aufgrund von Spannungsunterschieden zu den umgebenden Migmatiten begünstigten die Destabilisierung des Bergkammes.

4.3. Erzstruktur

Eingebettet in einen Leukogranithorizont markiert eine 2.5–3 m mächtige, disseminiert vererzte Struktur (Pyrrhotin) mit gleicher Raumlage wie die primäre Gleitfläche (SSE-Flanke des Yala Peak I) die Abrißkante des Bergsturzes (Abb. 4). In der SSE-Flanke des Dragpoche, also einem peripheren Bereich der Massenbewegung, läßt sich die Vererzung nur als weitverstreute Mineralisation erkennen. Demgegenüber bildet sie im Streichen (NE-Flanke des Yala Peak I und II) einen 3 km langen, spröde brechenden und porös verwitterten Horizont mit guter Wasserwegigkeit.

Brekzierte, durch sekundäre Erzminerale kompaktierte Blöcke an der Basis der abgelagerten Bergsturzmassen belegen die ursächliche Beteiligung dieses Materials an den Abgleitvorgängen.

4.4. „Neotektonik“

Mit parallelen Raumlagen wie die Granitintrusion(en) und Erzstruktur treten auch junge Kluft- bzw. Störungsscharen auf. Diese weisen unterschiedlich steiles SW- bis W-Fallen in der Gneisbasis und am Abrißkamm des Bergsturzes (Abb. 6), aber auch SE- bis SSE-Fallen am SE-Grat des Pangshungramo (Abb. 7) und in der SSE-Flanke des Dragpoche auf. Die Kluft- bzw. Störungsmaxima wurden gefügestatistisch ermittelt. Vermutlich fanden außer Überschiebungen innerhalb und randlich der Himalaya-Gneis-Zone auch Abschiebungen mit entgegengesetztem Fallen statt. Jedenfalls begünstigte die Verschneidung beider Richtungen ein rundlich erscheinendes Ausbrechen der Bergsturzmassen an Initialklüften. Auf die Bedeutung neotektonischer Vorgänge an der Main Boundary Thrust

(MBT) wiesen erst kürzlich MUGNIER et al. (1994) hin.

4.5. Seismische Aktivität

Neben den bisher genannten Faktoren der Gebirgsdestabilisierung kommt den sich fortschreitend nach Süden verlagernden seismischen und tektonischen Aktivitäten (z. B. MBT, MFT) im Himalaya und den damit in Verbindung stehenden Erdbeben in jüngster geologischer Vergangenheit Bedeutung zu (DEWEY, J. F. et al., 1988). Seismische Unruhe kann dementsprechend als das wahrscheinlichste unmittelbare Auslösemoment für das Bergsturzeignis angenommen werden.

5. Bewegungsablauf (Abb. 8)

5.1. Initialsituation (Abb. 8, Skizze 1)

Die bereits vor dem Sturzeignis dominierende petrographische und tektonische Streichrichtung (von NW nach SE) manifestiert sich morphologisch in der Fließrichtung des im NE an das Bergsturzgebiet angrenzenden Phrul Rangtshan Gletschers, sowie aus dem Verlauf des oberen Langthang Lirung- und oberen Kyimoshung Gletschers (im W bzw. NW des Bergsturzes). Diese Vorzugsrichtung wird von einem steil nach SE einfallenden Strukturelement gequert, welches am deutlichsten an der E-Flanke des Pangshungramo zum Vorschein kommt. Die Verschneidung beider Elemente bildet eine nach NE spitz zulaufende Nische, welche den NW-SE Verlauf eines ehemals wohl mehrgratigen Bergkammes (mit knapp über 6000 m Höhe) vorgibt.

5.2. Brekzierung und Aufschmelzung

Entsprechend den Voraussetzungen für flächenhafte Gesteinsaufschmelzung an der (den) Bewegungsbahn(en) – wie von ERISMANN et al. (1977)

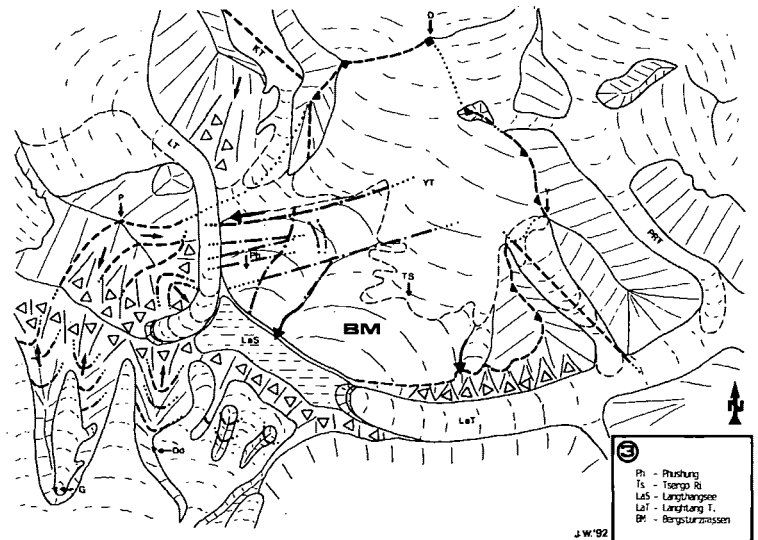
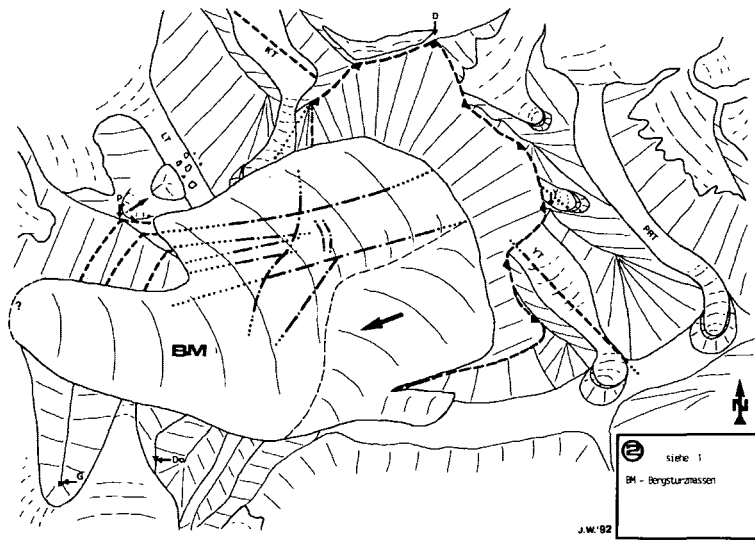
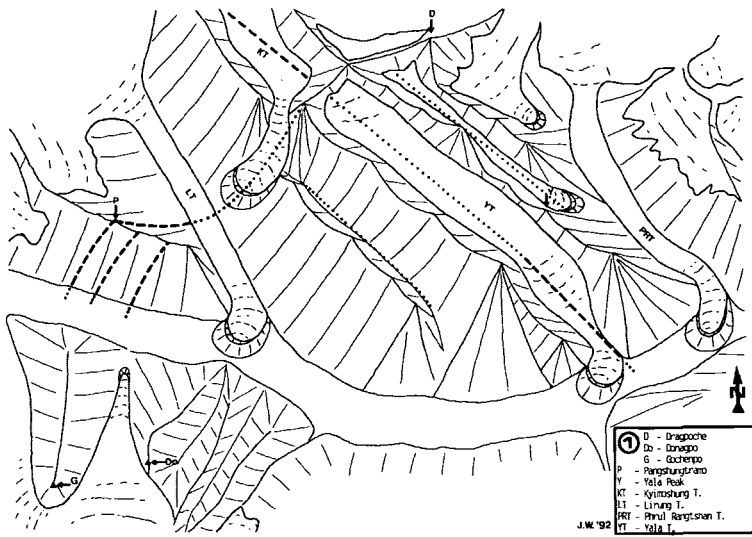


Abb. 8: Paläogeographisches Modell der Tsergo Ri-Großmassenbewegung. Skizze 1 = Situation vor dem Bergsturzgeschehen. Skizze 2 = Situation nach der zweiten und dritten Bewegungsphase. Skizze 3 = Situation nach der zweiten Abtragsphase.

beschrieben – erfolgte das Abgleiten der Massen nach WSW schlittenartig und anfangs als einheitliches Gesteinspaket. Nahe der primären Gleitfläche wurden sekundäre Gleitflächen (Mikrobrekzien-Bimssteinhorizonte) als Ausweichbahnen dann gebildet, wenn die Bewegung an Hindernissen entlang der Basis kurzzeitig zum Stocken kam (Abb. 9). Zudem erlitt die Hangendscholle eine, mit zunehmender Transportweite und Nähe zur Gleitfläche intensiver werdende Brekzierung. Demgegenüber wurde die Gneisbasis in Schollen zerlegt, wobei die Trennflächen zeitweilig ebenfalls als Bewegungsbahnen wirksam wurden.

Der nordöstlichste Bereich des Bergkammes, zwischen Dragpoche und Kote 6690 m, dürfte in situ nach Osten, in das Tal des Phrul Rangtshan Gletschers, abgesackt sein.

5.3. Pangshungtramo-Barriere

Die nordwestlichen Gleitschollen der Bergsturzmassen (Kyimoshung, Dakpatsen) kamen durch den Anprall an die Ostflanke des Pangshungtramo vorzeitig zum Stehen, und zerstörten dessen SE-Ausläufer teilweise. Der südöstliche Teil (ehemalige Schollenaufgabe des Tsergo Ri Massivs) und partiell auch Blöcke zwischen beiden (Phushung I und II) bewegten sich weiter talauswärts.

Die ehemalige Unterlage des SE-Teils wurde von der Gleitfläche zum Hangenden graduell abnehmend brekziert (heutiger Tsergo Ri Südhang). Aus den saigerstehenden, trennenden Bewegungsbahnen zwischen den beiden Bergsturzmassen entstand das vertikale, ENE-WSW verlaufende Bruchsystem des Dranglungtals, parallel dazu jenes des Kyimoshungtals. Beide Täler konnten später, aufgrund des starken Zerrüttungsgrades entlang dieser Störungsscharren, leicht ausgeräumt werden.

5.4. Restbewegungen (Abb. 8, Skizze 2)

Die Bergsturzmassen kamen an der Barriere des Pangshungtramo endgültig zum Stillstand.



Abb. 9: Heller, bimssteinähnlicher Hyalomylonit (Entgasungsblasen) mit Schlieren von dunkler, ungeschmolzener Mikrobrekzie, Maßstab = 5 cm. Orientiertes Handstück aus der sekundären Gleitfläche, Aufschluß am westseitigen Hangfuß im Dranglung-Tal, 4000 m Seehöhe.

Ausgleichsbewegungen führten zur Bildung jener brekzierten „Aufschiebung“, die heute als kleines wasserloses (!) Tälchen eine N-S streichende Zäsur zwischen Phushung I - Kyimoshung und Phushung II - Dakpatsengrat bildet. Im Kontaktbereich zum Pangshungtramo erfuhr das Bergsturzmaterial höchste Zerrüttung und wurde später durch den Langhang Lirung Gletscher erodiert. Dessen Fließrichtung war aufgrund der abgelagerten Massen von NW-SE auf N-S umgelenkt worden.

Durch den Anpralleffekt wurden jene Trennflächen reaktiviert, die den Pangshungtramo (steil NE-SW streichend) durchörterten, sodaß nach der glazialen Erosion die Bergzerreißung und Auflösung des Massivs in Richtung SE ein-

setzen konnte. Auch das Absacken einer kleinen Gleitscholle vom Gipfel des Pangshungtramo in Richtung NE dürfte mit dem Anprall in ursächlichem Zusammenhang stehen.

5.5. Hochglazial

Den Großteil erosiver Tätigkeit bewirkte der Vorstoß des Langthang Gletschers (zusammen mit dessen Seitengletschern) während des letzten Hochglazials. Möglicherweise begünstigte dabei eine Durchmischung der im Haupttal abgelagerten Massen mit Gletschereis aus dem Abbruchgebiet ein rasches Abschmelzen. Nördlich des heutigen Langthang Khola schufen die periodisch zusammenhängenden Nebengletscher bereits eine annähernd rezente Situation.

Die Plateauvereisung des Yala-Kyimoshung erodierte hauptsächlich die infolge der Bergsturzmechanismen angelegten vertikalen Störungsrichtungen des Dranglung- und des Kyimoshungtals und erweiterte auch das Kar von Pijung. Der Langthang Lirung Gletscher öffnete – nun mit geänderter Fließrichtung (man vergleiche mit Abschnitt 5.4) – das zwischen Phushung (Bergsturzmassen) und Pangshungtramo verlaufende Tal wieder. Südlich des Haupttalflusses wirkte der Naya Kanga Gletscher erosiv.

5.6. Post- und Spätglazial (Abb. 8, Skizze 3)

Nach dem Rückgang des Haupttalgletschers bewirkten Entspannungserscheinungen die Talzuschübe des Gochenpo und Donagpo sowie die Bergzerreißung am Pangshungtramo. Der Yala Gletscher war weiter aktiv, formte den heutigen Gipfelbereich des Tsergo Ri und, durch seine Abflüsse, die Täler von Dranglung, Kyimoshung und Yala samt den vorgelagerten Schwemmfächern. Die besonders erosionsanfälligen Bereiche (Flanken des Dranglungtals, Tsergo Ri Südseite) wurden von zahlreichen kleinen Gräben durchzogen und lieferten das Material für die mächtige Beckenfüllung des Langthangtals. Die-

ses war durch den Langthang Lirung Gletscher zeitweilig abgesperrt und von einem See erfüllt.

Aus den Wänden der Gneisbasis von Pana bis Nubamathang ereignete sich eine Reihe von mächtigen Felsstürzen (bis rezent anhaltendes Geschehen).

Anmerkungen

Für die finanzielle Unterstützung der Arbeiten im Rahmen der Projekte (P7916-GEO, P9433-GEO) wird dem „Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung“ (Wien) bestens gedankt. Den Herren D. P. MADHIKARMI (Department of Mines and Geology, Kathmandu, Nepal), Prof. Dr. H. HEUBERGER (Institut für Geographie, Universität Salzburg) und Mag. Dr. H. J. IBETSBERGER (Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg) verdanken wir Diskussionen und Hinweise, Herrn W. WALDHÖR (Institut für Mineralogie, Universität Salzburg) die Anfertigung von Polituren.

Literatur

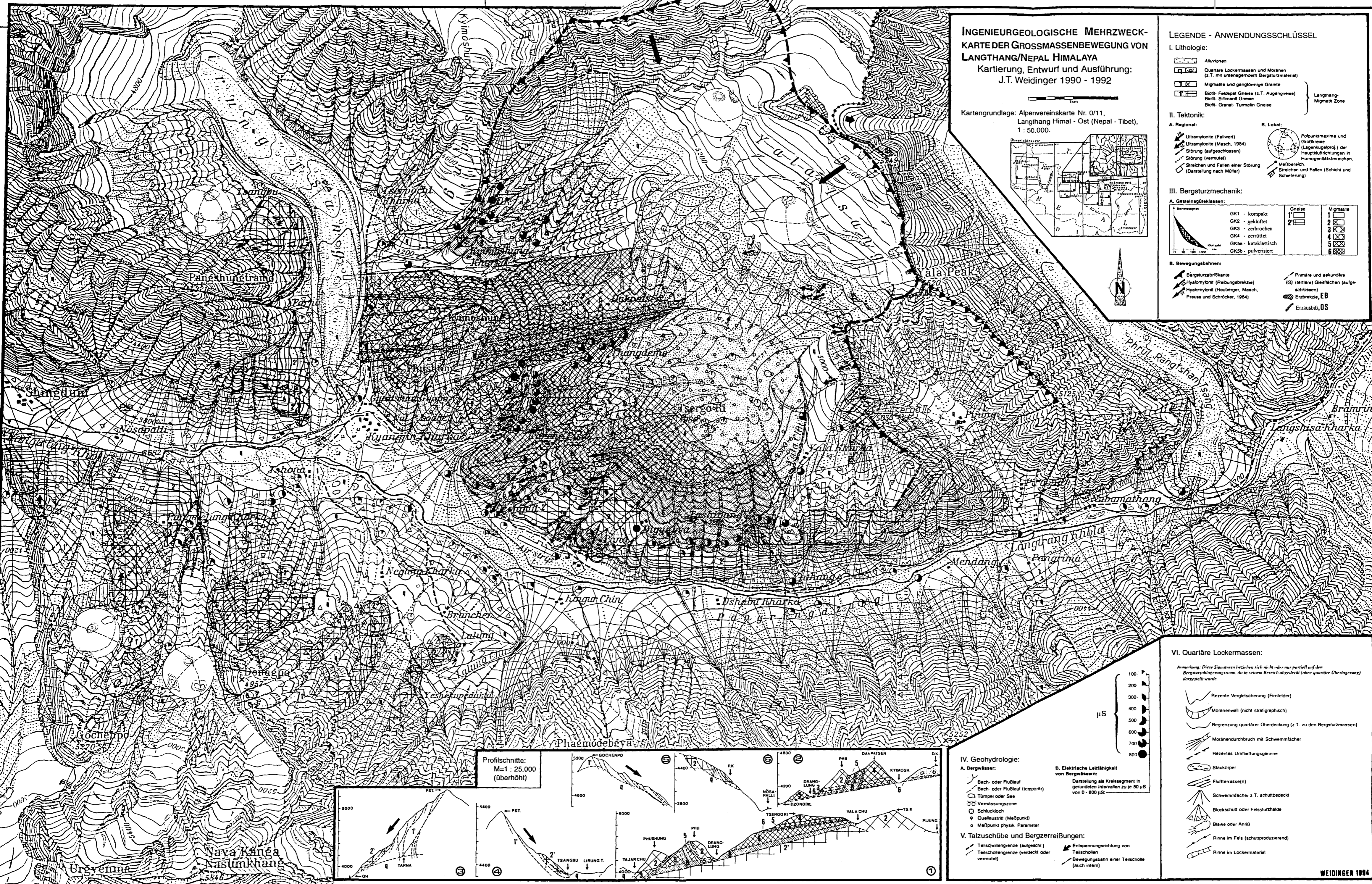
- DEWEY, J. F., SHACKLETON, R. M., CHENGFA, C. & YIYIN, S. (1988): The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. – *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A* **327**, 379–413, London.
- ERISMANN, TH., HEUBERGER, H. & PREUSS, E. (1977): Der Bimsstein von Köfels (Tirol), ein Bergsturz-„Friktionit“. – *Tschermaks Min. Petrogr. Mitt.*, **24**, 67–119, Wien.
- GANSSER, A. (1964): *Geology of the Himalayas*. – 289 p., London, New York, Sidney (Wiley Interscience Publ.).
- HAGEN, T. (1969): Report on the Geological Survey of Nepal. Volume I: Preliminary reconnaissance. – *Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges.*, **86**,1, 1–185, Zürich.
- HASHIMOTO, S. (supervis.), OHTA, Y. & AKIBA, C. (eds.) (1973): *Geology of the Nepal Himalayas*. – 286 p., Sapporo (Saikon Publ. Co.).

- HEUBERGER, H., MASCH, L., PREUSS, E. & SCHRÖCKER, A. (1984): Quaternary landslides and rock fusion in Central Nepal and in the Tyrolean Alps. – Mountain Research and Development, **4**, 4, 345–362, Boulder/Colorado.
- IBETSBERGER, H. (1993): Geomorphologische Untersuchungen im Langtang, Nepal-Himalaya. – Unveröff. Diss. Naturwiss. Fak., Universität Salzburg, 158 S., Salzburg.
- INGER, S. & HARRIS, N. B. W. (1992): Tectonothermal evolution of the High Himalayan Crystalline Sequence, Langtang Valley, northern Nepal. – J. metamorphic Geol., **10**, 439–452, Oxford.
- MASCH, L. (1980): Petrographische und geomorphologische Untersuchung des Aufschmelzgesteins nichtvulkanischen Ursprungs im Langtang-Tal, Himalaya (Nepal). – Unveröff. Abschlußbericht DFG, 21 S., München.
- MASCH, L., ERISMANN, TH., HEUBERGER, H., PREUSS, E. & SCHRÖCKER, A. (1981): Frictional fusion on the gliding planes of two large landslides. – Bull. Liaison Lab. Ponts Chaussees, Spec., **10**, 11–14, Paris. [26th Int. Geol. Congr., Sect. 17, Geological Hazards, Earth Movements].
- MASCH, L. & PREUSS, E. (1974): Neue Untersuchungen an einem Beispiel von Aufschmelzung auf einer Verschiebungsfläche im Langtang Himal, Nepal. – Fortschr. Min., **52**, Beih. 2, 66–67, Stuttgart.
- MASCH, L. & PREUSS, E. (1977): Das Vorkommen des Hyalomylonits von Langtang, Himalaya (Nepal). – N. Jahrb. Min., Abh., **129**, 3, 292–311, Stuttgart.
- MASSEY, J. A., REDDY, S. M., HARRIS, N. B. W. & HARMON, R. S. (1994): Correlation between melting, deformation and fluid interaction in the continental crust of the High Himalayas, Langtang Valley, Nepal. – Terra Nova, **6**, 229–237, Oxford.
- MUGNIER, J.-L., HUYGHE, P., CHALARON, E. & MASCLE, G. (1994): Recent movements along the Main Boundary Thrust of the Himalayas: normal faulting in an over-critical thrust wedge? – Tectonophysics, **238**, 199–215, Amsterdam.
- PREUSS, E., MASCH, L. & ERISMANN, TH., 1987: Friktionite: Glasses quenched from friction-generated melts in two big landslide events. – Sect. Int. Conf. nat. Glasses, Prague, 399–400, Prague.
- PURTSCHELLER, F., STINGL, V., BRUNNER, P. & ENNEMOSER, O., 1994: The Tsergo Ri landslide (Langtang Himal) – a case study for radon emanation from giant landslides. – J. Nepal Geol. Soc., **10**, 102–104, Kathmandu.
- REDDY, S. M., SEARLE, M. P. & MASSEY, J. A. (1993): Structural evolution of the high Himalayan Gneiss sequence, Langtang Valley, Nepal. – In: TRELOAR, P. J. & SEARLE, M. P. (eds.): Himalayan Tectonics, Geol. Soc. Special Publ., **74**, 375–389, London.
- SCOTT, J. S. & DREVER, H. I. (1953): Frictional fusion along a Himalayan thrust. – Proc. R. Soc. Edinburgh, sect. B., **65**, pt. 2, 10, 121–142, Edinburgh.
- WEIDINGER, J. T. (1992): Geologische Untersuchungen im Bereich der Großmassenbewegung von Langtang – Nepal. – Unveröff. Diss. Naturwiss. Fak., Universität Salzburg, 100 S., Salzburg.
- WEIDINGER, J. T. & SCHRAMM, J.-M. (1994): Tsergo Ri landslide (Langtang Himal, Nepal) – short notes. – J. Nepal Geol. Soc., **11**, Kathmandu (in Druck).

Anschrift der Verfasser:

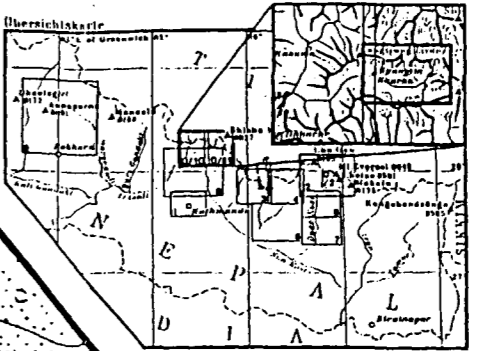
Mag.Dr. Johannes T. Weidinger, Univ.-Prof. Dr. Josef-Michael Schramm, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg, Hellbrunner Straße 34, A-5020 Salzburg, Austria.

Manuskript eingegangen: 12. Jänner 1995



INGENIEURGEOLOGISCHE MEHRZWECK-KARTE DER GROSSMASSENBEWEGUNG VON LANGTHANG/NEPAL HIMALAYA
 Kartierung, Entwurf und Ausführung:
 J.T. Weidinger 1990 - 1992

Kartgrundlage: Alpenvereinskarte Nr. 0/11, Langthang Himal - Ost (Nepal - Tibet), 1 : 50.000.



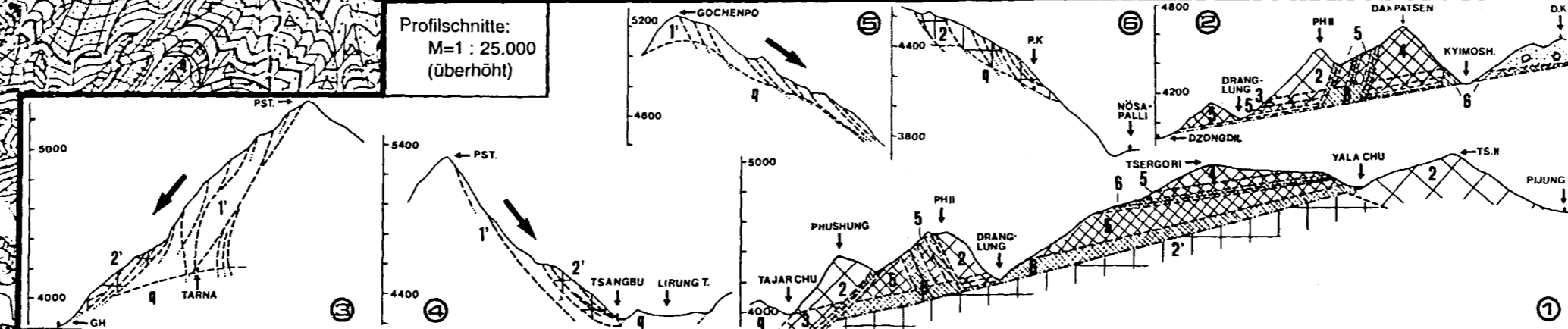
LEGENDE - ANWENDUNGSSCHLÜSSEL

- I. Lithologie:**
- Alluvionen
 - Quartäre Lockermassen und Moränen (z.T. mit unterlagerndem Bergsturzmaterial)
 - Migmatite und gangförmige Granite
 - Biotti: Feisepal Gneise (z.T. Augengneise)
 - Biotti: Sillmant Gneise
 - Biotti: Granit-Turmain Gneise
- II. Tektonik:**
- A. Regional:**
- Ultramyonite (Falten)
 - Ultramyonite (Masch, 1984)
 - Störung (aufgeschlossen)
 - Störung (vermutet)
 - Strichen und Fallen einer Störung (Darstellung nach Müller)
- B. Lokal:**
- Polpunktmaxima und Großflüsse (Lagerungsproj.) der Hauptkürftreibungen in Homogenitätsbereichen
 - Meißbereich
 - Strichen und Fallen (Schicht und Schieferung)
- III. Bergsturzmechanik:**
- A. Gesteinskörnungsklassen:**
- | Bergsturzmechanik | Gneise | Migmatite |
|----------------------|--------|-----------|
| GK1 - kompakt | 1 | 1 |
| GK2 - geklüftet | 2 | 2 |
| GK3 - zerbrochen | 3 | 3 |
| GK4 - zerrüttet | 4 | 4 |
| GK5a - kataklastisch | 5 | 5 |
| GK5b - pulverisiert | 6 | 6 |
- B. Bewegungsbahnen:**
- Bergsturzabflanke
 - Hyalomyonit (Reibungsbrücke)
 - Hyalomyonit (Heuberger, Masch, Preuss und Schröcker, 1984)
 - Primäre und sekundäre (G) (retäre) Gleitflächen (aufgeschlossen)
 - Erzbrücke, EB
 - Erzaußbl., OS

VI. Quartäre Lockermassen:

- Anmerkung: Diese Symbole beziehen sich nicht oder nur partiell auf den Bergsturzrisikozonum, da in seinem Bereich überdeckt (ohne quartäre Überlagerung) dargestellt wurde.
- Rezente Vergletscherung (Firnfelder)
 - Moränenwall (nicht stratigraphisch)
 - Begrenzung quartärer Überdeckung (z.T. zu den Bergsturzmassen)
 - Moränenendbruch mit Schwemmlächer
 - Rezentes Umlieflungsgerinne
 - Staukörper
 - Flußterrasse(n)
 - Schwemmlächer z.T. schuttbedeckt
 - Blockschutt oder Feisurzhalde
 - Blake oder Anriff
 - Rinne im Fels (schuttproduzierend)
 - Rinne im Lockermaterial

Profilschnitte:
 M=1 : 25.000
 (überhöht)



IV. Geohydrologie:

- A. Bergwässer:**
- Bach- oder Flußlauf
 - Bach- oder Flußlauf (temporär)
 - Tümpel oder See
 - Vermässungszone
 - Schluckloch
 - Quellaustritt (Meßpunkt)
 - Meßpunkt physik. Parameter
- B. Elektrische Leitfähigkeit von Bergwässern:**
- Darstellung als Kreissegment in gerundeten Intervallen zu je 50 µS von 0 - 600 µS
- V. Talzuschübe und Bergrerzreibungen:**
- Teilschollengrenze (aufgeschl.)
 - Teilschollengrenze (verdeckt oder vermutet)
 - Entspannungsrichtung von Teilschollen
 - Bewegungsbahn einer Teilscholle (auch intern)

DIE SEEIGEL DES GERMANISCHEN OBEREN MUSCHELKALKS

Hans Hagdorn

Mit 9 Abbildungen und 6 Fototafeln

Zusammenfassung:

Triadotiaris grandaeva (n. gen.) und *Serpianotiaris coeava*, die beiden häufigsten Seeigel des Oberen Muschelkalks, werden nach Gehäuse und Skelettanhängen detailliert beschrieben. Beide Gattungen lassen sich keiner bestehenden Ordnung zuweisen; deshalb werden die neuen Ordnungen Triadotiaroidea und Serpianotiaroidea aufgestellt, welche Merkmale sowohl der Unterklassen Cidaroida als auch der Euechinoidea vereinen. *Triadotiaris* hat ein flexibles Gehäuse, dabei einen perignathischen Gürtel mit interambulakralen Apophysen (cidarid), aber pseudokomponierte Ambulakren, einfach diadematoide Zähne sowie Stacheln ohne Cortex. Das Gehäuse von *Serpianotiaris* ist mäßig flexibel; der perignathische Gürtel besteht aus adradialen und einer interradianalen Verdickung am Adoralrand (Promunturium); unter dem Ambitus sind die Ambulakralplatten pseudokomponiert und einfach diadematoide komponiert. Die Stacheln haben keinen Cortex. *Triadotiaris* wird von Seeigeln wie *Lenticidaris* hergeleitet, von dem sie sich durch das fortgeschrittene Ambulakrum unterscheidet. *Serpianotiaris* stammt von unbekanntem spätpaläozoischen Seeigeln mit suturierten adoralen Interambulakren ohne Apophysen ab. Beide Gattungen sind in der germanischen und der alpinen Trias (Anis, Ladin) belegt, *Serpianotiaris* auch im Unterkarn. Im Oberen Muschelkalk kommen sie als stenohaline Faunenelemente nur im unteren Abschnitt zusammen mit *Encrinus liliiformis* im Trochitenkalk vor, der dem „transgressive systems tract“ entspricht. Die schnelle evolutive Radiation der Echinoidea hat mit der Entstehung neuer Flachmeerhabitats bereits im Anis eingesetzt.

Abstract:

Tests and appendages of the most common Upper Muschelkalk echinoids, *Triadotiaris grandaeva* (n. gen.) and *Serpianotiaris coeava*, are described. Both genera cannot be integrated into any known echinoid order; therefore the new orders Triadotiaroidea and Serpianotiaroidea are established combining cidaroid and euechinoid characters. *Triadotiaris* has a flexible test, interambulacral lantern support with apophyses (cidarid), pseudocompound ambulacrals, primitive diadematoide teeth and spines without cortex. The test of *Serpianotiaris* is moderately flexible; the perignathic girdle consists of three adoral inflations (promunturium); below the ambitus, the ambulacrals are pseudocompound and primitively diadematoide compound. The spines have no cortex. *Triadotiaris* is derived from echinoids like *Lenticidaris*, from which it differs in its advanced ambulacrum. *Serpianotiaris* is a descendant of late Palaeozoic echinoids with sutured adoral interambulacrals without apophyses. Both genera occur in the germanotype and alpinotype Triassic (Anisian, Ladinian), *Serpianotiaris* also in Lower Carnian. As stenohaline faunal elements they are restricted in the Upper Muschelkalk to the lower part of the sequence (transgressive systems tract) where they occur together with *Encrinus liliiformis* in the Trochitenkalk. The rapid evolutionary radiation of the Echinoidea started off in Anisian times together with the development of new shallow marine habitats.

Einführung

Wie die Seelilien erlitten auch die Seeigel im ausgehenden Paläozoikum einen schweren Niedergang. SMITH (1990) nennt in seiner kritischen Bestandsaufnahme nur drei Gattungen mit drei Arten aus dem Oberperm sowie zwei aus der Untertrias: *Miocidaris pakistanensis* LINCK, 1955, aus dem Induum der Salt Range (Pakistan) und *Lenticidaris utahensis* KIER, 1968, aus dem Olenek von Utah (USA). Beide Gattungen gehören zur Familie Miocidaridae, die bereits aus dem Oberperm bekannt ist (*Miocidaris keyserlingi* GEINITZ aus dem Zechstein Europas; vgl. SMITH & HOLLINGWORTH 1990).

In der Obertrias gab es bereits eine beachtliche Formenfülle, über die schon v. MÜNSTER (1841), KLIPSTEIN (1843) und LAUBE (1865) in ihren Pionierarbeiten berichteten. BATHER (1909b) zeigte in seiner Monographie der Echinodermen vom Balaton-Hochland, daß im Kam bereits Vertreter der Euechinoidea vorhanden waren. In seiner Revision der gesamten Trias-Echinoidea beschränkte sich KIER (1977) weitgehend auf die Klassifikation der vollständig erhaltenen Gehäuse und fügte in offener Benennung Beschreibung und Illustration fragmentarisch erhaltenen Materials hinzu. In seiner späteren Arbeit (KIER, 1984) betonte er die Unterschiede im Bau des perignathischen Gürtels, ohne aber taxonomische Konsequenzen zu ergreifen. KIER lag für seine Untersuchungen das gesamte Typusmaterial vor, soweit erhalten, dazuhin die überaus reiche Sammlung von St. Cassianer Seeigeln, die Dr. h. c. Rinaldo Zardini aus Cortina d'Ampezzo zusammengetragen und abgebildet hat (ZARDINI, 1976).

Sämtliche bekannten Seeigel aus Trias und unterem Lias hat dann SMITH (1990) kritisch aufgelistet und bewertet. Nach seiner Analyse beruhen von den 87 nominalen Arten 38 nur auf Stacheln und können nicht klassifiziert werden, zumal viele davon bestimmt Synonyme solcher Arten sind, die auf anders benannten Gehäusen beruhen. Von den 49 Arten, denen artikulierte Gehäuse zugrundeliegen, kennt man wiederum nur einzelne für Stammesgeschichte und Systeme-

matik entscheidende Merkmale. So blieben SMITH gerade noch drei Arten zu verzeichnen, von denen sowohl Gehäuse als auch Stacheln und Laternenmorphologie bekannt sind.

Typisch für den Germanischen Muschelkalk sind seine Echinodermen-Konservatlagerstätten, die überaus reiches Material an artikuliert erhaltenen Crinoiden, Asteriden, Ophiuren, ja sogar Holothurien lieferten. Umsomehr verwundert es, daß in mehr als 150 Jahren intensiver Sammel- und Forschungstätigkeit nur wenige Funde artikulierter Seeigel geglückt und bekannt geworden sind. Deshalb beruhen auch die Seeigelarten des Muschelkalks größtenteils auf isolierten Skleriten, meist Stacheln und Interambulakralplatten. Daß Seeigel in den von Crinoiden bewohnten Habitaten des Muschelkalkmeeres durchaus häufig und weit verbreitet waren, belegen die zahllosen Nennungen in Fossilisten stratigraphischer Untersuchungen und in den Erläuterungen geologischer Karten. Solche Funde wurden meist zu *Cidaris grandaevus* gestellt, einer Art, die mit ihren langen, dünnen Stacheln und ihren breiten Interambulakraltafeln leicht zu bestimmen ist. Von ihr unterschied QUENSTEDT (1873) einen Seeigel mit langen Interambulakralplatten als *Cidaris coevus*. FRENTZEN (1920) fügte nach einem vollständigen Gehäuse, das leider dem Krieg zum Opfer gefallen ist, eine *Cidaris koenigi* hinzu und eine *Cidaris micropelata*.

Die im Vergleich mit dem Oberen Muschelkalk artenreichere Seeigelfauna des Unteren und Mittleren Muschelkalks in Oberschlesien (v. MEYER, 1847, 1849; ECK, 1865) wurde von ASSMANN (1925, 1937) aufgrund artikulierter Reste um drei weitere Arten vermehrt.

Seit den 50er Jahren glückten verschiedene neue Funde im Unteren und Oberen Muschelkalk, verteilt über das ganze Ausstrichsgebiet. So konnte LINCK (1955a) ein verdrücktes Gehäuse mit Bestachelung aus dem Trochitenkalk von Crailsheim aufgrund der imbrizierenden Interambulakren zu *Miocidaris* stellen. Seine in Aussicht gestellte Revision und Beschreibung weiterer Neufunde ist leider nicht erschienen. PATZELT (1986) bestimmte einen her-

vorragend und vollständig erhaltenen Seeigel als *Serpianotiaris cf. hescheleri* JEANNET, 1933 und belegt damit erstmals diese Gattung des alpinen Ladins im Germanischen Muschelkalk. Neufunde aus dem Trochitenkalk von Crailsheim, welche mehrere vollständige, bestachelte Gehäuse umfassen, wurden 1988 von HAGDORN bekanntgemacht. Die Errichtung eines neuen Genus für *Cidarites grandaevus* wurde in dieser Arbeit angekündigt.

Leider ist diese seit langem geplante Revision – wie so vieles – liegengeblieben. Das Zögern hat sich allerdings auch gelohnt, ist doch weiteres Material hinzugekommen, was die Beschreibung derart vervollständigt, daß *Serpianotiaris coeava* und *Cidarites grandaeva* nun zu den bestbekanntesten Seeigeln der Trias zählen dürften. Die geplante Gesamtrevision muß allerdings zweigeteilt werden: Die Seeigel des Unteren und Mittleren Muschelkalks folgen in einer separaten Arbeit nach, in der dann auch zusammenfassend die systematische Stellung der Muschelkalk-Seeigel und ihre Bedeutung für die Stammesgeschichte der Echinoidea abgehandelt wird, außerdem ihre Taphonomie.

Dank

Die vorliegende Arbeit wäre in dieser Form ohne die freundliche Hilfe, die ich von verschiedener Seite erfahren durfte, nicht möglich gewesen. Ich danke Herrn M. Kutscher, Saßnitz, der mir ein Manuskript über einen *Serpianotiaris*-Fund aus Schwanebeck am Huy zukommen ließ. Dr. A. Vadet, Boulogne-sur-Mer, gewährte Einsicht in sein Manuskript über die Revision der Seeigel von St. Cassian und die Evolution der postkarbonischen Seeigel. Für die Überlassung von Material ans Muschelkalkmuseum Ingelfingen danke ich Herrn K. Eisenbarth, Engelhardtshausen (Baden-Württemberg), dem Finder des vollständigsten Stückes (MHI 1149) von *Triadotiaris grandaeva*. Prof. Dr. H. Rieber, Zürich, stellte einen Abguß von *Serpianotiaris hescheleri* zur Verfügung. Für Ausleihe von Ma-

terial in ihrer Obhut und wichtige Informationen danke ich den Damen und Herren D. Baumgarde, Kassel, Dr. R. Herrmann, Heilbronn, Dr. A. Liebau, Tübingen, Dr. G. Patzelt, Mühlhausen, Dr. E. Pietrzeniuk, Berlin und Dr. M. Urlichs, Stuttgart. Herr W. Wetzel, Tübingen, fertigte die Dünnschliffe und davon Fotos. Ein anderer Teil der Fotos wurde von A. Powell, Washington, und H. Hüttemann, Tübingen (SEM) aufgenommen. Dr. P. M. Kier, Washington, ermöglichte einen Kurzaufenthalt am National Museum of Natural History in Washington und führte mich in die Morphologie der Trias-Seeigel ein. Dr. A. B. Smith, London, verdanke ich wertvolle Hinweise zur Präparation der Seeigel-Zähne. Außerdem sei allen Steinbruchunternehmen gedankt, die Zugang und Sammeln auf ihrem Gelände genehmigten.

Herrn Prof. Dr. Helfried Mostler, dem ich diese Arbeit zum 60. Geburtstag widme, danke ich für Einführung in die alpine Trias, Führung im Gelände und vielfältige Hilfe. Mit seinem Ansatz trägt er entscheidend dazu bei, die kontraproduktive, aus getrennten Forschungstraditionen gewachsene Trennung von alpiner und germanischer mariner Mitteltrias zu überwinden und die Gemeinsamkeiten in Fazies und Fauna zu betonen. Möge vorliegende Arbeit die Aufmerksamkeit auf Seeigelreste der alpinen Mitteltrias lenken, welche die weitgehende faunistische Einheitlichkeit des Muschelkalks beweisen. Vielleicht können dann eines Tages die von Prof. Mostler beschriebenen Seeigel-Pedizellarien natürlichen Taxa zugeordnet werden.

Das untersuchte Material wird in folgenden Sammlungen aufbewahrt:

- IGPT Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen
- MHI Muschelkalkmuseum Hagdorn Ingelfingen
- MM Museum Mühlhausen
- NMK Naturkundemuseum Kassel
- PIMUZ Paläontologisches Institut und Museum der Universität Zürich
- SMNS Staatliches Museum für Naturkunde Stuttgart

Systematische Beschreibung

Klasse Echinoidea LESKE, 1778
Ordnung Cidaroidea CLAUS, 1880
Familie Miocidaridae
DURHAM & MELVILLE, 1957

Gattung *Miocidaris* DÖDERLEIN, 1887

Typusart: *Miocidaris cassiani* BATHER, 1909

Diagnose: Gehäuse teilweise flexibel. Ambulakralplatten einfach, Porenpaare uniserial, ungejocht. Interambulakralplatten außer den adapikalen suturiert, in 2 Reihen, Platten adradial denticuliert, über die Ambulakren imbrizierend. Primärwarzen perforat, crenulat.

Miocidaris (?) *koenigi* (FRENTZEN, 1920)

- * 1920 *Cidaris koenigi* n. sp. – FRENTZEN, S. 44-47, Abb. 1, a, b.
- 1928 *Cidaris koenigi* FRENTZEN – SCHMIDT, S. 135, Fig. 266, a, b.
- 1955 *Cidaris koenigi* FRENTZEN, 1920 – LINCK, S. 107 ff.
- 1986 *Cidaris koenigi* FRENTZEN, 1920 – PATZELT, S. 83.
- 1990? *Cidaris koenigi* FRENTZEN – SMITH, S. 99.

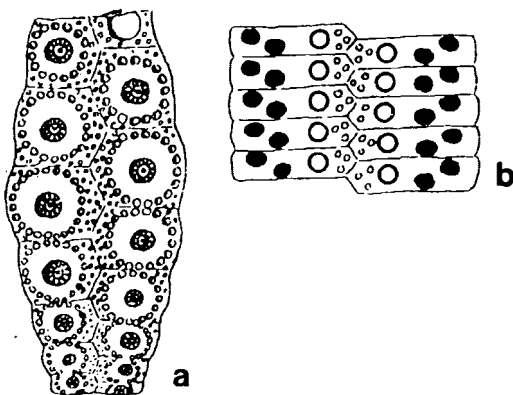


Abb. 1: *Miocidaris* (?) *koenigi* (FRENTZEN, 1920). Aus FRENTZEN (1920: Abb. 1 a, b, hier richtig orientiert).

Bemerkung: Das einzige bekannt gewordene Exemplar, ein kaum zerdrücktes, fast vollständiges Gehäuse aus dem Trochitenkalk von Grötzingen (Baden) ist leider verschollen. Das Original, ursprünglich in der Naturaliensammlung Stuttgart (jetzt SMNS) unter der Inventarnummer 13151 verzeichnet, wurde im Jahr 1922 an die Naturaliensammlung Karlsruhe vertauscht, wo es durch Kriegseinwirkung verlorengegangen ist (briefl. Mitteilung Dr. M. Urlichs, 1984).

Von diesem Fund liegen heute nur noch die von FRENTZEN (1920) veröffentlichten Zeichnungen vor. Zwar sind Ambulakrum und Interambulakrum in Fig. 1 a verkehrt orientiert (Oralseite nach oben), doch sind Beschreibung und Zeichnung hinreichend genau, daß der Seeigel zu keiner der gut belegten Arten des Muschelkalks gestellt werden kann. Auf eine Diagnose wird verzichtet.

Beschreibung (nach FRENTZEN, 1920): Das Gehäuse mit ca. 27 mm größtem Durchmesser und 16 mm Höhe ist axial zusammengedrückt, wobei eine Hälfte (wohl die orale) kaum deformiert wurde. Ambulakral- und Interambulakralplatten sind jedoch größtenteils im Zusammenhang erhalten geblieben. Das Ambulakrum ist schwach wellig gebogen, die Porenpaare sind uniserial und ungejocht. Das Zwischenporenfeld ist ungefähr so breit wie jedes der Porenfelder. Zwischen den alternierenden Marginaltuberkeln liegen regellos Granulae. Die Interambulakralia sind 4 mal so breit wie die Ambulakralia. Sie umfassen bis zu 8 Platten pro Reihe, von denen die adapikale keine voll ausgebildete Warze trägt. Die tatsächliche Zahl der Interambulakralplatten war erhaltungsbedingt nicht feststellbar. Die Primärwarzen sind von einem großen, mäßig vertieften Hof umgeben, der in den beiden adapikalen Plattenpaaren kreisrund ist, nach adoral zunehmend queroval wird. Der abgeflacht kugelige Warzenkopf ist perforat und hat einen gekerbten Hals. Der Skrobikularring aus großen Tuberkeln ist bis unter den Ambitus geschlossen; adoral sind die Warzen schwach konfluent. Angaben über den perignathischen Gürtel und Gehäuseanhänge fehlen.

Diskussion: Nach Größe und Zahl der Interambulakralplatten entspricht *M. (?) koenigi* durchaus einer *Serpianotiaris*, doch sind ganz offensichtlich sekundäre Warzenreihen am Adoralrand des Interambulakrums nicht vorhanden. Auch das Zwischenporenfeld des Ambulakrums, v.a. der granulierte Bereich zwischen den Marginaltuberkeln erscheint für *Serpianotiaris* zu breit. Ob unter dem Ambitus biserial, komponierte Ambulakralia auftreten, geht aus der Beschreibung nicht hervor. Von *Serpianotiaris* unterscheidet sich der Seeigel außerdem durch die engstehenden Tuberkel der Skrobikularringe. Von *Triadotiaris grandaeva* unterscheidet sich *M. (?) koenigi* durch die relativ hohen und schmalen Interambulakraltafeln mit geschlossenem Skrobikularring. Weil Angaben über den perignathischen Gürtel und über die Verbindung von Ambulakrum und Interambulakrum fehlen, muß eine sichere Genus-Zuordnung unterbleiben. Aus der Erhaltung des Stückes läßt sich auf ein flexibles Gehäuse schließen.

Bis neue Funde vorliegen, soll dieser Seeigel unter Vorbehalt zur Gattung *Miocidaris* gestellt werden. Wenn ein neuer Fund vorliegt, auf den die Beschreibung paßt, sollte von der Aufstellung eines Neotyps dennoch abgesehen und stattdessen ein neues Taxon begründet werden.

Unterklasse Euechinoidea Bronn, 1860

Ordnung Triadotiaroida n. ord.

Diagnose: Große Seeigel mit flexiblem Gehäuse. Apikalsystem klein, monozyklisch. Ambulakrum breit, pseudokomponiert, Ambulakralplatten zu Diaden, vom Ambitus adoral zu Triaden gruppiert; mittlere Platte okkludiert, mit einer großen Tuberkel, die übrigen Platten ohne Tuberkel. Poren apikal biserial, unter dem Ambitus triserial, umwallt. Interambulakralplatten niedrig, breit, mit offenem Skrobikularring und gekerbten, perforaten Warzen, adradial unregelmäßig dentikuliert. Perignathischer Gürtel aus Apophysen. Laterne cidarid, mit primitiv diade-

matoiden Zähnen. Stacheln lang, dünn stabförmig, fein gerieft, ohne Cortex.

Familie Triadotiaridae n. fam.

Diagnose: Wie Ordnung.

Vorkommen: Trias (Anis bis Unterladin); Mitteleuropa.

Diskussion: Der neuen Familie läßt sich bislang nur die aus vollständigen Gehäusen mit Anhängen bekannte Gattung *Triadotiaris* sicher zuordnen. Die gleichfalls in ihrer ganzen Morphologie bekannte, im Gesamthabitus recht ähnliche *Lenticidaris utahensis* KIER, 1968, aus der Untertrias (Spath) von Utah hat ebenfalls breite und niedrige Interambulakralplatten mit gekerbten Warzen, jedoch einfache, uniserial Ambulakren. Von *Mesodiadema margaritatum* BATHER, 1909, aus ladinisch/karnischen Cassianer Schichten der Dolomiten und des Balaton-Hochlands liegen nur Interambulakralfragmente vor: die Platten sind denen von *Triadotiaris* sehr ähnlich, haben jedoch ungekerbte Warzen. Die Laterne dieser Seeigel ist gleichfalls an Apophysen befestigt. Ambulakren mit vergrößerten Tuberkeln, wie sie BATHER (1909) als „diadematoid“ klassifizierte und auch KIER (1977, 1984) beschrieb, wurden von SMITH (1990) zu *M. margaritatum* gestellt. Biserial oder triserial Porenpaare oder okkludierte Platten sind an diesen Ambulakren jedoch nicht zu beobachten. Die vergrößerten, über 2 Platten reichenden Tuberkel weisen eher auf *Serpianotiaris*, die auch im alpinen Karn vertreten ist. Aus dem alpinen Ladin/Karn liegt nur ein einziger Fund eines biserialen Ambulakrums mit okkludierten Platten und imbrizierendem Interambulakrum vor (KIER, 1984: 8, fig. 4; pl. 8, fig. 1–2); es könnte zu *Triadotiaris*, vielleicht auch zu *Serpianotiaris* gehören. Möglicherweise gehören dazu breite, niedrige Interambulakralplatten mit gekerbten Warzen, die KIER (1977: pl. 20, fig. 5) als *Mesodiadema?* beschrieben hat. Sollte diese Kombination zutreffen, hätte dieser Seeigel größere Ähnlichkeit mit *Triadotiaris*.

Gattung *Triadotiaris* n. gen.

Typusart: *Triadotiaris grandaeva* (v. ALBERTI, 1834), hiermit designiert.

Diagnose: Wie Ordnung.

Arten im Oberen Muschelkalk: Nur *Triadotiaris grandaeva* (v. ALBERTI, 1834).

Vorkommen: Unterer Muschelkalk (Anis; Bithyn bis Unterillyr), Deutschland, Frankreich, Polen; Oberer Muschelkalk (Anis; Oberillyr bis Ladin, Fassan, *atavus*- bis *evolutus*-Zone, *enodis*-Zone (?)), Deutschland, Frankreich.

Derivatio nominis: Nach dem zu Triaden komponierten Ambulakrum und dem Vorkommen in der Trias; aus lat.-griech. *tiara*, *tiaras*: Tiara, Turban.

***Triadotiaris grandaeva* (v. ALBERTI, 1834)**
(Taf. 1–3; Abb. 2–5)

- | | | | |
|---------|---|------------|--|
| 1825 | Echiniten-Stacheln und Warzensteine – STAHL, S. 163 f. | | |
| 1832 | <i>Cidarites grandaeva</i> GOLDF. – LABECHE, S. 453 (nomen nudum). | | |
| V* 1834 | <i>Cidarites grandaevus</i> GOLDFUSS – v. ALBERTI, S. 57, 96, 98. | | |
| 1846 | <i>Cidarites grandaevus</i> GOLDFUSS – SCHMID & SCHLEIDEN, S. 44, Taf. 4, Fig. 8. | | |
| 1847 | <i>Cidarites grandaeva</i> GOLDF. – v. MEYER, S. 576. | | |
| 1849 | <i>Cidarites grandaeva</i> GOLDFUSS – v. MEYER, S. 275. | | |
| V 1852 | <i>Cidarites grandaeva</i> – QUENSTEDT, S. 574 f., Taf. 48, Fig. 33–37. | V 1867 | <i>Cidarites grandaevus</i> – QUENSTEDT, S. 682, Taf. 61, Fig. 33–37. |
| 1855 | <i>Cidarites grandaeva</i> GOLDFUSS – SCHAUROTH, S. 529, Taf. 3, Fig. 6. | V 1873 | <i>Cidarites grandaevus</i> – QUENSTEDT, S. 158 ff., Taf. 67, Fig. 102, 109 (non Fig. 103–108, 110) (S. 158 ff. erschienen in Lieferung 2 im März 1873). |
| 1858 | <i>Cidarites grandaeva</i> – DESOR, S. 160. | V 1873 | <i>Cidarites</i> cf. <i>grandaevus</i> – QUENSTEDT, S. 160 f., Taf. 67, Fig. 114–115, 112–113 (?). |
| 1859 | <i>Cidarites grandaeva</i> GOLDF. – SCHAUROTH, S. 290 f., Taf. 1, Fig. 6. | V 1885 | <i>Cidarites grandaevus</i> – QUENSTEDT, S. 872, Taf. 68, Fig. 44–48. |
| V 1864 | <i>Cidarites grandaeva</i> GOLDF. – v. ALBERTI, S. 54. | 1888 | <i>Cidarites grandaeva</i> – GÜMBEL, S. 669, Abb. 365, 5, 5a. |
| 1865 | <i>Cidarites grandaeva</i> GOLDF. – ECK, S. 89. | 1900 | <i>Cidarites grandaeva</i> GOLDF. – HESSE, S. 215. |
| | | ? 1903 | <i>Cidarites grandaevus</i> GOLDF. – LANGENHAN, S. 10, Abb. auf S. 7; Taf. 7, Fig. 1, 2. |
| | | V 1909 | <i>Miocidarites grandaeva</i> – BATHER (1909 a), S. 61. |
| | | V 1909 | <i>Cidarites grandaeva</i> ALBERTI (1834 ex Goldf.MS). – BATHER (1909 b), S. 85 f., 233 f., 262. |
| | | 1910 | <i>Eotiarites grandaevus</i> QUENSTEDT (<i>Cidarites</i>) – LAMBERT & THIERRY, S. 128. |
| | | V non 1910 | <i>Cidarites grandaevus</i> (Qu.) – FRAAS, S. 134, Taf. 29, Fig. 8. |
| | | ? 1911 | <i>Cidarites grandaevus</i> GF. – LANGENHAN, Taf. 7, Fig. 19–20, 24, 25–28. |
| | | 1920 | <i>Cidarites grandaeva</i> GOLDF. – FRENTZEN, S. 44–46, Abb. 2. |
| | | 1920 | <i>Cidarites micropertata</i> FRENTZEN – FRENTZEN, S. 44–47, Abb. 3. |
| | | 1924 | <i>Cidarites grandaeva</i> GOLDF. – KIRCHNER, S. 37 f. |
| | | ? 1925 | <i>Cidarites grandaeva</i> GOLDF. – ASSMANN, S. 518 f. |
| | | non 1928 | <i>Cidarites grandaeva</i> GOLDF. – KIRCHNER, S. 12 f., Taf. 1, Fig. 3. |
| | | 1928 | <i>Cidarites grandaeva</i> GOLDFUSS – SCHMIDT, S. 134, Fig. 263, a–d. |
| | | 1928 | <i>Cidarites micropertata</i> FRENTZEN – SCHMIDT, S. 135, Fig. 265. |
| | | V 1933 | „ <i>Cidarites</i> “ <i>grandaeva</i> GOLDF. – JEANNET, S. 5. |

- 1937 *Cidarites grandaeva* GOLDF. – ASSMANN, S. 21 f., Taf. 5, Fig. 2–6.
- ? 1939 *Radiolus (Cidarites ?) grandaevus* ALBERTI – BONI, S. 332, Tf. 17, Fig. 20.
- 1944 *Cidarites grandaeva* – ASSMANN, S. 30, 33, 71.
- V 1955 *Miocidarites grandaeva* GOLDFUSS – LINCK, S. 108, 112, Abb. 1.
- ? 1967 Stacheln, Ambulacralia, Interambulacralia von Seeigeln – WILCZEWSKI, S. 68, Taf. 9, Fig. 5–10.
- V 1978 *M. micropertata* – HAGDORN, S. 80.
- ? 1979 *Cidarites ecki* ASSMANN – SENKOWICZOWA & KOTANSKI, S. 135 (pars), Taf. 36, Fig. 3 a, c (non 3 b, 3 d).
- ? 1979 *Cidarites subnodosa* MEYER, 1851 – SENKOWICZOWA & KOTANSKI, S. 135, Taf. 36, Fig. 2.
- ? 1981 *Miocidarites grandaeva* GOLDFUSS, 1864 – MIHALY, S. 302, Taf. 1, Fig. 6.
- ? 1981 *Cidarites longispina* ASSMANN, 1937 – MIHALY, S. 303, Taf. 2, Fig. 3–4.
- 1986 *Cidarites grandaeva* GOLDFUSS 1836–1840 – PATZELT, S. 83.
- 1986 *Cidarites micropertata* FRENTZEN 1920 – PATZELT, S. 83.
- V 1988 *Cidarites grandaevus* v. ALBERTI, 1834 – HAGDORN, S. 106 ff., Abb. 1, 2, 4 a.
- 1990 „*Cidarites*“ *grandaevus* ALBERTI – SMITH, S. 82, 90.
- V 1993 „*Cidarites*“ *grandaeva* – HAGDORN & GLUCHOWSKI, Fig. 10, 8.

Lectotypus: *Triadonaris grandaeva* wurde erstmals im Jahr 1832 in der deutschen Bearbeitung der zweiten Auflage von LABECHES „Geological Manual“ durch H. v. DECHEN als „*Cidarites grandaeva*, Goldf. Würtemb.“ verzeichnet. Diagnose und Abbildung fehlen; deshalb ist *Cidarites grandaeva* GOLDFUSS nomen nudum. v. ALBERTI (1834) nennt zwar GOLDFUSS als Autor, dessen Manuskriptname wurde jedoch nie von ihm veröffentlicht. Als Autor muß v. ALBERTI gelten.

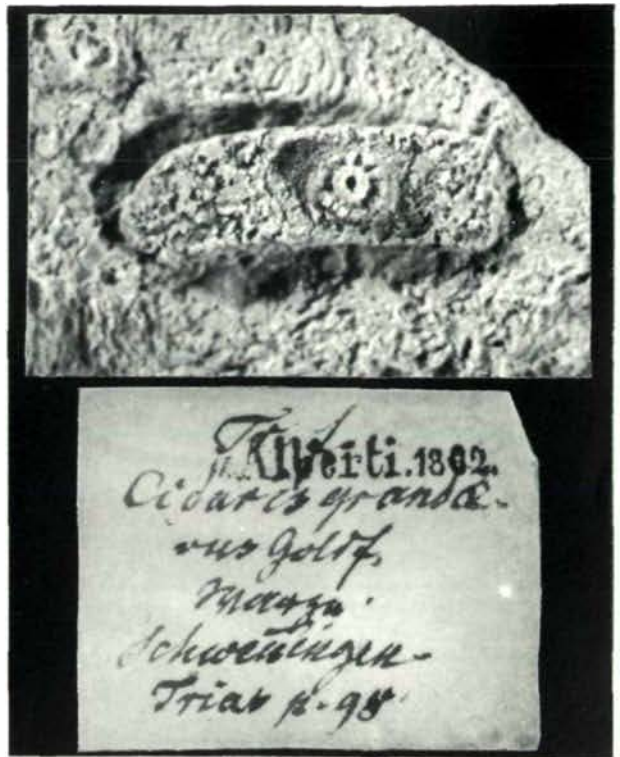


Abb. 2: *Triadonaris grandaeva* (v. ALBERTI, 1834). Interambulakralplatte: Oberer Muschelkalk, Dunningen bei Schwenningen. Original zu v. ALBERTI (1834: 96); Lectotyp. SMNS 4402/5. x 4,5.

der auf S. 96 erstmals eine Diagnose von *Cidarites grandaevus* gab.

In Sammlung v. ALBERTI des SMNS wird von *Cidarites grandaevus* folgendes Material aufbewahrt: a Interambulakralplatte aus dem Oberen Muschelkalk von Dunningen bei Schwenningen (SMNS 4402/5); b Interambulakralplatte und Stachel aus dem unteren Wellenkalk von Horgen am Schwarzwald (SMNS 4400/1 und 4402/2); c Reste eines zerfallenen Gehäuses aus dem Trochitenkalk von Flözlingen (SMNS 4401/13); d 6 Handstücke mit einzelnen Platten und Stacheln aus dem Schacht von Friedrichshall (310 Fuß Teufe, Haßmersheimer Schichten) (SMNS 4401/6–4401/11). In seiner Artdiagnose nennt v. ALBERTI (1834) nur Tullau und Dunningen als Fundpunkte. Dort ist jeweils nur Oberer Muschelkalk aufgeschlossen. Die Tullauer Fundstellen liegen in den Haßmersheimer Schichten (Oberillyr. *atavus*-Zone), die von Dunningen nach v. ALBERTIS Schema in f. dem „unteren dolomitischen Kalkstein“ (= *Trigonodus*-Dolomit; Unterla-

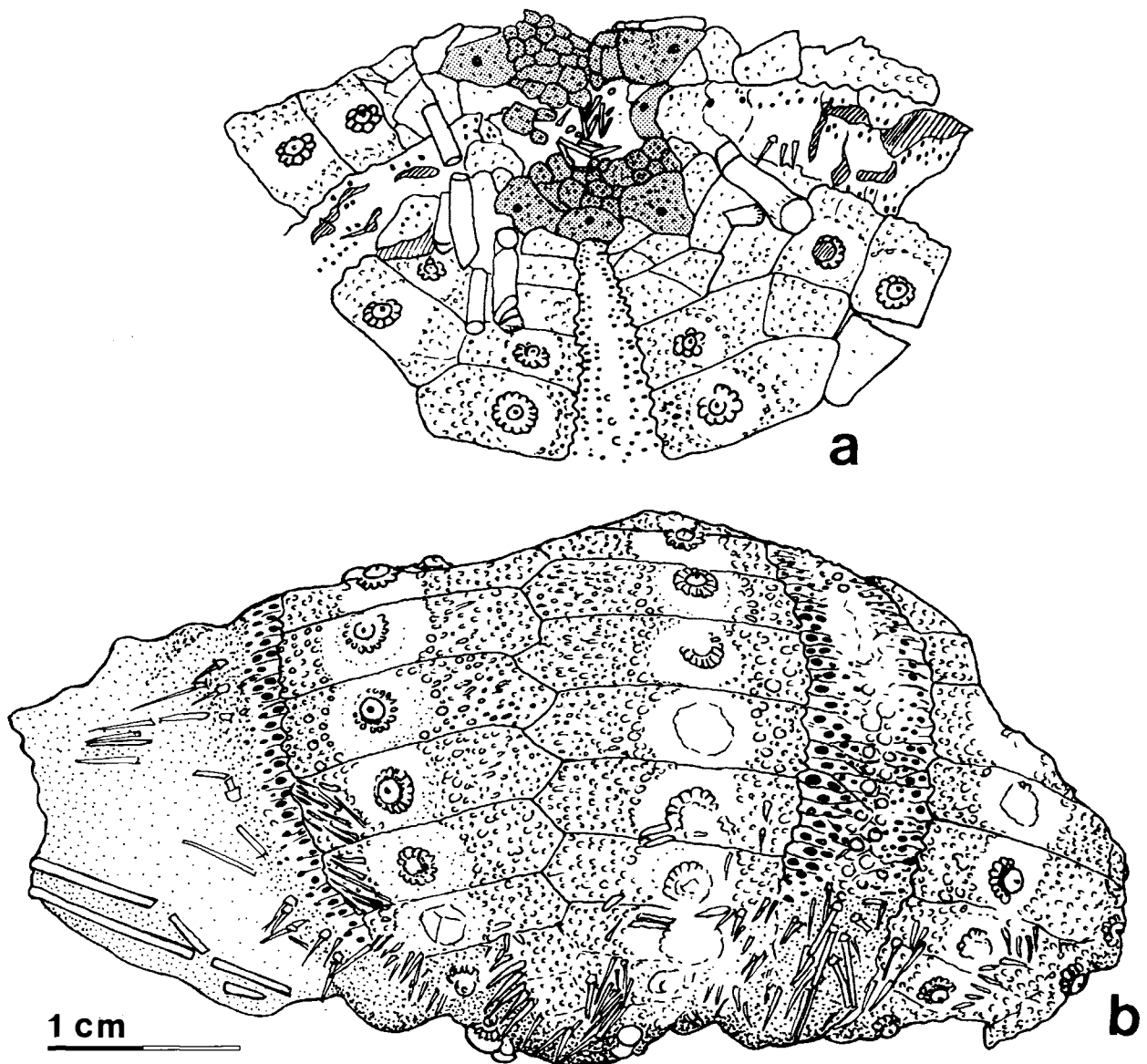


Abb. 3: *Triadotiaris grandaeva* (v. ALBERTI, 1834). Gehäuse; Oberer Muschelkalk, Crailsheim-Schichten (Bereich Trochitenbank 6), *pulcher*-Zone (Oberillyr), Neidenfels bei Crailsheim, Steinbruch Schön + Hippelein; K. Eisenbarth leg. et ded.; MHI 1149. **a** Apikal, Scheitelschild gerastert. **b** lateral.

din, *nodosus*- bis *semipartitus*-Zone). Das oolithische Gestein weist aber eher auf Herkunft aus dem Marbacher Oolith (Oberillyr, *robustus*-Zone). Da im SMNS aus Sammlung v. ALBERTI kein Material von Tullau vorhanden ist, kann die Interambulakralplatte von Dunningen SMNS 4402/5 (Abb. 2) als einziger erhaltener Syntypus hiermit zum Lectotypus designiert werden.

Material: Untersucht wurden 13 mehr oder weniger vollständige, meist disartikulierte Gehä-

se: Originale zu QUENSTEDT (1875), Taf. 67, Fig. 114 und 115 (IGPT); Originale zu HAGDORN (1988), Abb. 1, 2, 4 a (MHI 1149, 572/1 und weitere Exemplare MHI 572/2-572/4, 722, 760, 1101, 1186, 1196/1-1196/4; SMNS 4401/13, 24843. Hinzu kommen zahlreiche isolierte Sklerite: Originale zu QUENSTEDT (1876), Taf. 67, Fig. 102, 109, 112, 113 (IGPT); MHI 69/1-69/2, 70, 338/1-338/7, 388/1-388/19, 644/1-644/8, 967/1-967/2, 1137, 1187, 1188/1-1188/5, 1189,

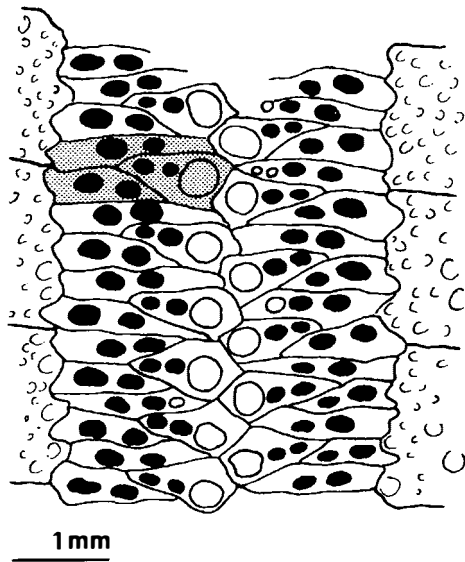


Abb. 4: *Triadotiaris grandaeva* (v. ALBERTI, 1834). Oberer Muschelkalk, Crailsheim-Schichten (Bereich Trochitenbank 6), *pulcher*-Zone (Oberillyr), Neidenfels bei Crailsheim, Steinbruch Schön + Hippelein; MHI 1149. Ambulakrum unter dem Ambitus. Platten zu Triaden gruppiert, okkludierte Platten mit Marginalwarzen. Triseriale Porenpaare. Einzelne Triade gerastert.

1296/1-1296/5, 1297 und weitere, nicht katalogisierte Stücke; aus Slg. v. ALBERTI SMNS 4400/2, 4401/6-4401/11. Mehrere Gehäusefragmente aus verschiedenen Privatsammlungen wurden eingesehen.

Diagnose: Wie Ordnung.

Beschreibung:

Übersicht: Mit 57 mm Durchmesser ist *Triadotiaris grandaeva* der größte bisher aus der Trias bekannte Seeigel. Das Gehäuse ist im Querschnitt rund, adoral abgeflacht, im Ambitus stark und zum Scheitel schwächer gewölbt. Die Gehäusehöhe beträgt ca. 52% vom Gehäusedurchmesser. Die Interambulakralplatten überlappen das Ambulakrum und sind auch untereinander nicht fest gefügt; das Gehäuse war demnach sehr flexibel. Deshalb sind die meisten Stücke fragmentarisch erhalten und zudem stark

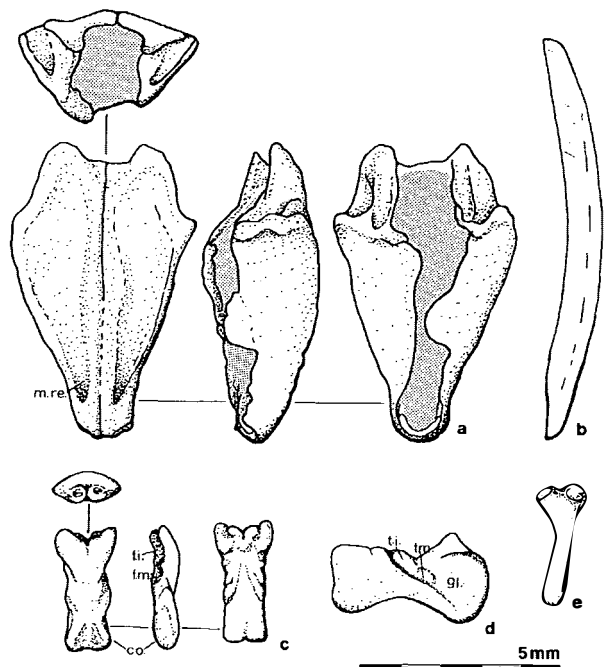


Abb. 5: *Triadotiaris grandaeva* (v. ALBERTI, 1834). Laternen-elemente von einem oder zwei Individuen; Oberer Muschelkalk, Wellenkalkbank 2, *robustus*-Zone, Künzelsau-Garnberg, Steinbruch Hohenloher Schotterwerke. **a** Pyramide; oben: apikal, links: abaxial, Mitte: lateral, rechts: adaxial; MHI 1296/4. **b** Zahn; auf Platte MHI 1296/2. **c** Rotula; oben adaxial, links: apikal, Mitte: lateral, rechts: oral; MHI 1296/5. **d** Epiphyse von innen; auf Platte MHI 1296/2. **e** Kompaß; auf Platte MHI 1296/1 (vgl. Taf. 3, g). Abkürzungen: co – Condylus; f.i. – innere Grube; f. m. – mittlere Grube; gl. – Glenoid; m.re. – Retraktormuskel; t.i. – innere Tuberkel; t.m. – mittlere Tuberkel.

verdrückt. Einzige Ausnahme ist das besonders große Exemplar MHI 1149, das wegen seiner Vollständigkeit und nur geringen Verdrückung die meisten Daten und Maße für die Beschreibung lieferte.

Apikalsystem und Periprokt: Das Apikalsystem ist an MHI 1149 fast vollständig, aber etwas eingedrückt (Abb. 3 a; Taf. 1 d). Sein Durchmesser beträgt nur 27% vom Gehäusedurchmesser. Es ist monozyklisch. Die Genitalplatten greifen tief zwischen die ersten Interambulakralplatten ein und werden dabei von diesen überlappt. Ihr Umriß ist unregelmäßig; am breitesten sind sie gegen das Periprokt. Von der zentral gelegenen Genitalpore gegen das Periprokt ist die Oberfläche unregelmäßig, kräftig granuliert; adoral von der Pore wird die Granulation schwächer und setzt gegen den Plattenrand ganz

aus. Die Siebplatte, an MHI 572/3 erhalten (Taf. 2 c), ist bis auf einen scharf abgesetzten Randstreifen dicht perforiert; ihre wenigen, unregelmäßig verteilten, schwachen Granulae tragen kurze Stacheln. Ihr Größenverhältnis zu den übrigen Genitalplatten ist nicht bekannt. Die Okularplatten sind nur wenig breiter als hoch und adoral eingezogen. An der einzigen gut erhaltenen Okularplatte liegt nahe dem adapikalen Rand eine große Pore. Unregelmäßig über die Platte verstreut liegen wenige, kräftige Granulae. Zwischen Okular- und Genitalplatten schieben sich keilförmig Periproktplatten. Die Periproktplatten haben unregelmäßigen, polygonalen Umriß; sie tragen einzelne kräftige Granulae und Tuberkel, auf welchen bis 1,8 mm lange, spitze, geriefte Stacheln sitzen.

Ambulakrum: Die Ambulakralzone ist gerade und breit (Abb. 4; Taf. 1 e–f). Im Ambitus erreicht ihre Breite 30% von der Breite der Interambulakralzone. Die Porenfelder sind breiter als die Zwischenporenfelder. Das Ambulakrum von MHI 1149 besteht aus ca. 105 Platten; ihre genaue Anzahl ist wegen der z. T. anhaftenden Bestachelung im adoralen Bereich nicht zu ermitteln. Die Ambulakralplatten sind apikal zu Diaden angeordnet, die gegen den Ambitus rasch in Triaden übergehen. In jeder Triade ist eine Platte am perradialen Ende verbreitert und dort mit einer einzigen, großen Tuberkel besetzt. Die Tuberkel alternieren entlang der perradialen Zickzacknaht. Sie sind imperforat und ungekerbt. Während diese tuberkulierten Platten im Scheitelbereich noch den adradialen Rand des Ambulakrums erreichen, werden sie gegen den Ambitus mit der Gruppierung zu Triaden zunehmend von den Nachbarplatten eingeschlossen (okkludiert). Diese tragen gewöhnlich keine oder allenfalls eine sehr kleine Tuberkel. Sie erreichen stets den adradialen Rand des Ambulakrums, wo sie von den dentikulierten Rändern der Interambulakralplatten überlappt werden. Die jeweils adapikal von einer okkludierten Platte gelegene Ambulakralplatte erreicht in der Regel die perradiale Suture nicht, ist also eine Hemiplatte; das gilt sowohl für die Außen- als auch für die Innenseite des Ambulakrums (vgl. Taf. 3 a). Die Po-

renpaare sind von einem kräftigen Wulst umgeben (Taf. 2 e). Im Scheitelbereich sind sie in zwei gegeneinander leicht versetzten Reihen (biserial) angeordnet, zum Ambitus hin dann in drei Reihen (triserial). Dabei bilden die Porenpaare der okkludierten Platten die innere (perradiale) Reihe, die der adoralen Nachbarplatte die mittlere und die der adapikalen Nachbarplatte die äußere (adradiale) Porenreihe. Die Poren der inneren Reihe sind kleiner als die der mittleren und äußeren. Das Zwischenporenfeld ist zwischen den großen Tuberkeln unregelmäßig und schwach granuliert.

Interambulakrum: Das Interambulakrum besteht aus zwei Reihen von je 10 (bei dem juvenilen Exemplar MHI 1186: Taf. 2 a–b) bis 16 Interambulakralplatten (bei dem adulten Exemplar MHI 1149: Taf. 1). Alle Platten außer den zwei bis drei adapikalen jeder Reihe tragen eine Primärwarze. Die Interambulakralplatten sind am adapikalen Ende der Reihe, wo die Genitalplatten inserieren, noch dreieckig, verbreitern sich dann aber rasch. Sie sind stets wesentlich breiter als lang; so beträgt im Ambitus die Länge einer Platte nur 20% ihrer Breite. Bei dem juvenilen MHI 1186 liegt dieser Wert bei ca. 60%. Der adapikale Rand ist schwach konkav, der adorale schwach konvex. An der interradialen Zickzacknaht ist jeweils der adorale Plattenrand konvex, der adapikale konkav. Der adradiale Rand, mit dem die Interambulakralplatten das Ambulakrum überlappen, ist unregelmäßig dentikuliert. Die Interambulakralplatten imbrizieren auch untereinander, wobei jeweils die adorale Platte mit schräger, zugschärfter Suture die adapikale Nachbarplatte überlappt (adapikale Imbrikation). Besonders ausgeprägt ist diese im adapikalen Bereich. An isolierten Platten ist demnach in der Außenansicht die adorale Überlappungsfläche sichtbar, in der Innenansicht die adapikale und die unregelmäßig dentikulierte adradiale (Taf. 2 f–j). Bei manchen Platten kann man am Adoralrand eine flache Nut beobachten, in welche die zugschärfte Adapikalseite der adoralen Nachbarplatte inseriert. Die Warzen liegen aus der Plattenmitte gegen den adradialen Rand verlagert,

was im Ambitus besonders deutlich wird. Die Primärwarzen sind durchbohrt, der Warzenhals ist gerade oder schwach unterschritten. Die Plattform ist mit 13 bis 16 kräftigen, kurzen Leisten oder Granulae gekerbt. Der Warzenhof ist glatt, konkav, nicht terrassiert und von einem offenen Skrobikularring umgeben; die Warzenhöfe einer Plattenreihe fließen also breit ineinander. Sie nehmen bei adulten Individuen nur 45 bis 50% der gesamten Plattenbreite ein, während bei juvenilen der extraskrobikuläre Bereich – insbesondere interrarial – wesentlich schmaler bleibt (Taf. 2 a–b). Die Tuberkel des Skrobikularrings sind nur wenig größer als die Tuberkel im extraskrobikulären Bereich. Bei juvenilen Individuen tritt der Skrobikularring mit relativ großen Tuberkeln deutlicher hervor als bei adulten. Auf dem Adradialtrakt ist die Granulation dichter und grober als auf dem Interrarialtrakt, wo feine, oft querverlängerte Granulae dominieren (Taf. 1 b). Im Bereich der interrarialen Zickzacknaht ist die Granulation stark abgeschwächt. Auf der Innenseite sind die Platten unter den Warzen eingedellt. Untersuchungen der Stereom-Mikrostruktur wurden nicht durchgeführt.

Perignathischer Gürtel: An MHI 572/1 und SMNS 24843 ist der perignathische Gürtel von innen sichtbar (Taf. 3 a). Er ist cidarid und besteht ausschließlich aus Apophysen. Die drei adoralen Interambulakralplatten jeder Reihe sind nach innen zu kräftigen Apophysen verdickt. Am stärksten sind diese am Adradialrand der vorletzten Interambulakralplatte. Die adapikal folgende Platte ist nur noch schwach verdickt. Die massigen Apophysen werden interrarial, wo sie sich mit einer eingekerbten Suture treffen, etwas niedriger und nehmen fast den ganzen adoralen Rand des Interambulakrums ein. Sie sind schräg nach außen und oben orientiert. Muskelansätze sind undeutlich. Am Ambulakrum sind keinerlei Verdickungen zu beobachten.

Peristom: An MHI 572/1 sind Reste von ambulakralen Platten mit unregelmäßigem Umriß erhalten (Taf. 3 a). Kiemenschlitze fehlen.

Laterne: Von der Laterne liegen mehrere zerfallene, aber zusammengehörige Exemplare

(MHI 572/1, 572/3–572/4, 1296/1–1296/2) sowie isolierte Einzelelemente vor (MHI 644, 1187/1–1187/3, 1296).

Die Zähne sind leicht gekrümmt und bis ca. 20 mm lang. Von einem Zahn aus der Platte MHI 572/4 wurden für die Untersuchung der Ultrastruktur Präparate mit HCl angeätzt (Taf. 3 k). Im Kauabschnitt haben sie flach wannenförmigen Querschnitt mit abgeflachter Abaxialseite (Taf. 3 h–k). Akzessorische Ausfüllungen der Zahnfurche wurden nicht beobachtet. In den Sekundärplatten fehlen laterale Prismen. Ein schmaler, dünner, lateral deutlich abgesetzter Streifen zentraler Prismen lagert adaxial im Bereich des Steinteils über den Sekundärplatten. Die Lamellen der Primärplatten erscheinen in den Ätzpräparaten nur undeutlich.

Die Ultrastruktur der Zähne ist primitiv, gleichwohl aber vom cidariden Typ unterschieden, den in den Sekundärplatten eine dicke laterale Prismenschicht auszeichnet. Am meisten ähnelt sie dem ursprünglichen diadematoiden Typ (z. B. bei *Diademopsis*), bei dem die laterale Prismenschicht auf einen schmalen, dünnen Streifen am Rand begrenzt bleibt (SMITH, 1981, 1984). Der flach wannenförmige Querschnitt und das Fehlen verdickter Prismenzonen, die Spannungsdruck auffangen, zeigen, daß die Zähne noch recht schwach, also noch nicht so gut ans Gras angepasst waren wie weiterentwickelte diadematoide oder cidaride Zähne. Offenbar beginnen sich bei *Triadotiaris* die Zähne aber durch Verdickung der zentralen adaxialen Prismenschicht zu verstärken. Man könnte in den *Triadotiaris*-Zähnen deshalb auch einen primitiv stirodonten Zahntyp erkennen, bei dem die laterale Prismenzone der Sekundärplatten verkümmert ist.

Die beiden Halbpymiden, von denen Material aus disartikulierten Laternen sowie isolierte Stücke vorliegen, sind aufrecht und umfassen ein nur wenig eingetieftes Foramen magnum (10 bis 37% von der Gesamtlänge der Pyramide) und entsprechen damit dem cidariden Typ (Abb. 5 a; Taf. 3 a–e). Die tangentiale Außenseite der Halbpymiden wird von der Suture geteilt. Die Ansätze des Retraktormuskels am Adoral-

ende und die des Protraktors am Adapikalende sind kräftig eingetieft. Die radiale Außenseite zeigt leicht geschwungene Parallelrippen für den Ansatz der Interpyramidalmuskeln; ihr adaxialer Rand ist glatt. Die Innenseite zeigt die Zahnleiste mit ausgeprägtem Styloidfortsatz. Der Kanal zwischen Zahnleiste und Sutura verengt sich adoral rasch. Zahnklemmen am oralen Ende der Halbpypamide sind nur schwach entwickelt. Die Epiphysenaufgabe hat eine ausgeprägte kleine Grube, in welche der Epiphysenrand eingreift. Ein kräftiger Fortsatz stützt die Epiphyse.

Von der Epiphyse liegen vor aus dem Oberen Muschelkalk: 3 Exemplare auf der Platte MHI 572/4, eine weitere auf der Platte 1296/2 (Abb. 5 d; Taf. 3 e). Die gewinkelten, 6,0 bis 7,1 mm langen Elemente zeigen auf ihrer Außenseite eine Vertiefung (Glenoid), die als abaxiales Kugelgelenk für die Rotula fungiert, und adaxial davon die mittlere und die innere Tuberkel, die adaxial mit der Rotula gelenken. Auch die Ansätze der Interpyramidalmuskeln und des inneren und äußeren Rotulamuskels sind deutlich ausgeprägt. Am Glenoid läßt sich keine ausgeprägte Leiste erkennen, die auf eine Scharniergelenkung hinweisen würde, wie sie für non-cidaroid reguläre Seeigel typisch ist (MÄRKEL, 1979). Damit ist die Laterne von *Triadotiaris* eher als cidaroid Kugelgelenk-Laterne ausgewiesen, auch wenn die korrespondierenden Merkmale der Rotula weniger markant sind.

Auf den Platten MHI 572/3, 572/4 und 1296/2 liegen mehrere Exemplare der Rotula (Abb. 5 c; Taf. 3 a, e–f); hinzu kommen 3 isolierte Stücke MHI 1187/1, 1187/2 und 1296/5. Die Länge dieser Stücke liegt zwischen 3,9 und 6,2 mm; wo vom gleichen Individuum auch Epiphysen vorliegen, ist die Rotula um ein geringes kürzer als die Epiphyse. Sie ist insgesamt weniger ausgeprägt cidaroid als die übrigen Laternenelemente. Besonders die abaxialen Condyloli, die mit den Glenoiden der Epiphysen benachbarter Pyramiden verbunden sind, bleiben relativ niedrig. Die adaxial gelegenen Gruben, die mit den Tuberkeln der Epiphyse korrespondieren, sind tief konkav, entsprechen also wieder ganz dem cidariden Typ.

Vom abaxialen Teil des Kompaß mit seinen beiden verlängerten Loben, an denen der Depressormuskel ansetzt, liegt ein isoliertes Stück auf der Platte MHI 1296/1 vor (Abb. 5 e; Taf. 3 g).

Bestachelung: Primärstacheln sind die meistgefundenen weil auffälligsten Reste von *Triadotiaris grandaeva*; es liegen zahlreiche Stacheln vor, z. T. zu zerfallenen Gehäusen gehörend, z. T. isoliert (Taf. 2 k–n). Sie sind bis 52 mm lang und dabei bis zur Spitze gleichmäßig stabförmig dünn (bis 1,5 mm). Der Stachelkopf ist sehr deutlich abgesetzt und 1,4 bis 2mal so dick wie der Schaft. Das tief konkave Acetabulum ist von 10 bis 12 kräftigen, kurzen Leisten umgeben, die Basis annähernd glatt, am Annulus dann kräftig crenuliert. Ein glatter Stachelhals fehlt. Vom Annulus erreicht der Schaft unvermittelt seine bis zur Spitze gleichmäßige Dicke. Über seine ganze Länge, besonders deutlich aber nahe dem Stachelkopf, ist der Schaft fein gerieft. Eine Cortex, Bestachelung, Längskanten oder andere Ornamente fehlen. Die Schicht mit den radialen Septen und Trabeculae wird 400 bis 500 µm dick, die Medulla 250 bis 300 µm. Dünnschliffbilder geben GALL (1971: Taf. 28, Fig. 1), BACHMANN (1973: Abb. 32) und RIECH (1978: Taf. 1, Fig. 4. Die bis 4 mm langen und 100 bis 300 µm dicken Skrobikular- und Miliarstacheln sind nadelförmig zugespitzt, kräftig gerieft und haben einen deutlich verdickten Kopf. Ein Bild von der Dichte der Bestachelung gibt das Gehäusefragment MHI 572/2 (Taf. 2 d).

Pedizellarien: Eindeutig als Pedizellarien identifizierbare Sklerite wurden nicht gefunden. Im Stachelpelz des Ambulakrums von MHI 572/2 liegen Sklerite, die als lange tridentate Zangen gedeutet werden können.

Ontogenie: Es liegen mehrere Reste, darunter ein vollständiger, aber zerdrückter kleiner Seeigel vor (MHI 1186; Taf. 2 a–b), der als juvenile *Triadotiaris grandaeva* aufgefaßt wird. Das Gehäuse mißt im Ambitus ungefähr 15 mm; es ist axial zerdrückt. Apikalplatten konnten nicht identifiziert werden. Die Interambulakralfelder sind über die Ambulakren verschoben, von denen nur wenige isolierte Täfelchen zu sehen

sind. Pro Reihe wurden 6 bis 8 Interambulakralia gezählt, deren Länge im Ambitus ungefähr 60% von der Breite beträgt. Die Warzenhöfe sind konfluent und nehmen den größten Teil der Tafeln ein; sie liegen in der Plattenmitte. Der extraskrobikuläre Bereich ist sowohl interrarial als auch adradial sehr schmal. Der adradiale Rand der Interambulakren ist deutlich dentikuliert. Apikal ist der Plattenverband der Interambulakren stärker aufgelöst; unter dem Ambitus scheint das Interambulakrum demnach fester gefügt gewesen zu sein. Stacheln und Laternenreste entsprechen den Befunden bei adulten *Triadotiaris*.

Auch bei den beiden anderen Funden (MHI 338/1 und 1101) ist der extraskrobikuläre Bereich der Interambulakralia sehr schmal. Bei *Triadotiaris* scheinen demnach die Interambulakralia allometrisch verstärkt nach interrarial und adradial gewachsen zu sein.

Maße (in mm):

Exemplar MHI	1149	572/1	1186
Gehäusedurchmesser	57,0	–	15,0
Gehäusehöhe	26,0	–	–
Durchmesser Apikalsystem	15,0	–	–
Länge Genitalplatten	3,8	–	–
Breite Genitalplatten	3,9	–	–
Länge Okularplatten	1,8	–	–
Breite Okularplatten	3,0	–	–
Breite Ambulakrum apikal	1,8	–	–
im Ambitus	7,2	–	–
adoral	4,0	3,5	–
Breite Interambulakrum			
im Ambitus	24,0	–	6,0
adoral	12,0	10,0	3,0
Höhe Interambulakralplatten			
im Ambitus	3,6	–	1,9
Breite Interambulakralplatten			
im Ambitus	12,5	–	3,6
Durchmesser Peristom	–	21,0	–

Vorkommen: *Triadotiaris grandaeva* ist der häufigste und am weitesten verbreitete Seeigel des Muschelkalks. Die ältesten Belege stammen aus den Konglomeratbänken des basalen Unteren Muschelkalks und dem gleichalterigen Grès argileux des Oberen Buntsandsteins in den Vogesen (Unteranis). Im Oberen Muschelkalk

kommt *T. grandaeva* zusammen mit *Encrinus liliiformis* in den Haßmersheim-Schichten (*atavus*-Zone, Oberillyr) der Trochitenkalk-Formation vor, am häufigsten wo wie im Raum Crailsheim über mehrere Ceratitenzonen hindurch Crinoidenfazies bestand (HAGDORN & OCKERT, 1993). Im höheren Trochitenkalk Südwestdeutschlands, wo Crinoidenkalkbänke (Trochitenbänke) mit fossilarmen, mergeligen Mikriten (Blaukalke) wechsellagern, die allenfalls Weichbodenfaunen enthalten, ist *T. grandaeva* seltener. Das letzte gesicherte Vorkommen im Oberen Muschelkalk liegt in der *Spiriferina*-Bank (*evolutus*-Zone, unterstes Ladin (?)), wo auch *E. liliiformis* sein letztes Massenvorkommen hat (MHI 967). Aus der *Holocrinus*-Bank (*enodis*-Zone, Unterladin (?)) liegen wenige geriefte Sekundärstacheln vor, die zu *T. grandaeva* gehören könnten. Geographisch ist *T. grandaeva* zusammen mit *E. liliiformis* auf den westlichen und zentralen Beckenteil beschränkt (HAGDORN & GLUCHOWSKI, 1993).

Triadotiaris ist demnach stratigraphisch als streng stenohaline Form auf den unteren Bereich des Oberen Muschelkalks begrenzt, der dem „transgressive systems tract“ angehört, geographisch auf das Gebiet, in dem vollmarine Verhältnisse herrschten. Innerhalb der Parasequenzen (minor cycles) tritt sie mit anderen stenohalinen, oft exotischen Epibenthonten jeweils in ökostratigraphischen Leithorizonten auf (HAGDORN & SIMON, 1993) und verschwindet in den nachfolgenden „lowstands“ wieder.

Auf der seichten Karbonatrampe des südwestdeutschen Trochitenkalks, dem Crailsheimer Hochgebiet (AIGNER, 1985; HAGDORN & OCKERT, 1993), überschneidet sich das Vorkommen von *T. grandaeva* mit dem von *Serpianotiaris coeva*. Anders als dieser Seeigel ist *T. grandaeva* aber auch in den Trochitenbänken des Beckentiefs (Haßmersheim-Schichten) verbreitet, wo *Serpianotiaris* fehlt, war also wohl euryöker.

Diskussion: „*Cidaris grandaevus*“ ist der in Faunenlisten und stratigraphischen Arbeiten am häufigsten genannte Seeigel des Muschelkalks. Fraglich bleibt dabei, ob sich wirklich alle sol-

chen Zitate auch auf diese Art beziehen, denn die übrigen Muschelkalk-Seeigel sind weit weniger gut bekannt geworden.

FRENTZEN (1920) trennte *Cidaris microperlata* mit granuliertem extraskrobikulärem Bereich der Interambulakralplatten von *Cidaris grandaeva*, deren Platten glatt sein sollen, was aber nur auf mangelnde Erhaltung des Materials oder ungenügende Beschreibung durch frühere Autoren zurückgeführt werden kann. Der Lectotyp von *C. grandaeva* aus Sammlung von Alberti im SMNS zeigt jedenfalls, wenn auch ungünstig erhalten, deutliche Granulation (Abb. 2). Für *Cidaris microperlata* wurde weder ein Typus festgelegt, noch liegt FRENTZENS Belegmaterial vor, das vermutlich wie *Miocidaris (?) koenigi* im Krieg verlorengegangen ist. *Cidaris microperlata* ist deshalb ein jüngerer Synonym von *C. grandaeva*.

Aus der alpinen Mitteltrias liegt zu wenig Material zur Bearbeitung vor; deshalb läßt sich derzeit auch nicht entscheiden, ob die Belege von *Radiolus cf. Cidaris grandaeva* bei SCHAUROTH (1859) oder BENECKE (1868) aus dem Recoarokalk tatsächlich zu *T. grandaeva* gehören. BATHER (1909 b: 233) weist auf Exemplare von *C. lineola* mit bikarinatem und murikatem Schaft sowie einem Kragen hin, welche nicht zu *T. grandaeva* gehören können. Er hält deshalb *C. lineola* von *T. grandaeva* getrennt.

Ordnung Serpianotiaroida n. ord.

Diagnose: Übermittelgroße Seeigel mit mäßig flexiblen Gehäuse. Apikalsystem monozyklisch. Ambulakrum schmal, über dem Ambitus einfach, unter dem Ambitus primitiv diadematoïd, adoral okkludierte Platten; Porenpaare uniserial, adoral biserial. Interambulakrum das Ambulakrum überlappend, adoral relativ fest gefügt. Primärtuberkel crenulat, perforat; adoral Reihen großer Sekundärtuberkel. Perignathischer Gürtel mit Promunturium. Laterne cidarid. Primärstacheln pfriemförmig, ohne Cortex; Skrobikularstacheln spatelförmig.

Familie Serpianotiaridae n. fam.

Diagnose: Wie Ordnung.

Vorkommen: Trias (Anis bis Karn), Mitteleuropa.

Gattung *Serpianotiaris* JEANNET, 1933

Typusart: *Serpianotiaris coeava* (QUENSTEDT, 1873)

Diagnose: Wie Ordnung.

Arten im Oberen Muschelkalk: Nur *Serpianotiaris coeava*.

Weitere Arten: *Serpianotiaris hescheleri* (JEANNET, 1933) (Untere Meridekalke, Ladin; Tesin, Schweiz); *S. subcoronata* (MÜNSTER, 1841) (Cassianer Schichten, Pachycardientuffe, Ladin/Karn; Italien, Südtirol; Ungarn, Balaton-Hochland).

Vorkommen: Muschelkalk, Deutschland, Frankreich, Polen. Formazione di Recoaro, Anis (Pelson), Italien. Meridekalke, Ladin, Schweiz; Cassianer Schichten, Ladin/Karn, Italien; Karn, Ungarn.

Diskussion: *Serpianotiaris* wurde von JEANNET (1933 a) wegen seiner flexiblen, über die Ambulakren verschobenen Interambulakren als Untergattung zu *Miocidaris* gestellt. Als diagnostisch für die Untergattung wurden die großen Sekundärtuberkel der adoralen Interambulakren gewertet. Das einzige Exemplar ist ein komplettes Gehäuse, von der Oralseite freigelegt, mit Bestachelung, aber ohne sichtbare Ambulakren (PIMUZ). MORTENSEN (1935) betont die nicht-cidaroiden Merkmale von *Serpianotiaris*, erhebt das Taxon zur Gattung und weist darauf hin, daß bei dem unzureichenden Kenntnisstand weder Familien- noch Ordnungszugehörigkeit bestimmt werden können. KIER (1977) erkennt an einem Abguß des Originals und am Foto an einigen Stacheln einen schwach entwickelten Kragen und eine dünne Rindenschicht. Unter Hinweis auf das Fehlen von Cortex und Kragen bei dem eindeutig cidaroiden *Lenticidaris* und die bei weiteren triassischen Cidaroiden gerundeten Adoralenden des Interambulakrums sieht KIER

in *Serpianotiaris* einen Miocidariden, der sich von *Miocidaris* nur durch die Sekundärtuberkel der Interambulakralplatten unterscheidet.

Am besten dokumentiert durch Funde vollständiger Stücke ist die Gattung im Germanischen Muschelkalk. Dieses Material erlaubt die sichere Zuordnung auch von weniger vollständigem Material, meist adoralen Resten des Interambulakrums aus dem alpinen Ladin/Karn. Die von KIER (1977: 26, Taf. 19, Fig. 4–5) als species 3 und (1984: 6, Taf. 6, Fig. 1–2) als species 5 bezeichneten Fragmente sowie die von ZARDINI (1976) als *Cidaritis leonardi* benannten Interambulakralfragmente werden hier auf *Cidaritis subcoronata* MÜNSTER, 1841 bezogen und mit diesem zu *Serpianotiaris* gestellt. Auf die Ähnlichkeit mit *Serpianotiaris* weist auch SMITH (1990) hin. Die durch (BATHER, 1909 b: 126, Taf. 9, Fig. 214–219) und KIER (1984: Taf. 7, Fig. 7–9 und Taf. 8, Fig. 1–2) beschriebenen diadematoïden Ambulakren gehören wohl gleichfalls zu *Serpianotiaris*.

***Serpianotiaris coeava* (QUENSTEDT, 1873)**
(Taf. 4–6; Abb. 6–9)

- 1864 *Cidaritis subnodosa* H. v. MEYER – ALBERTI, S. 55 (pars).
- ? 1865 *Radiolus subnodosus* – Eck, S. 89.
- *V 1873 *Cidaritis coeavus* n. sp. – QUENSTEDT, S. 160, Taf. 67, Fig. 111 (S. 160 erschien in Lieferung 2 im März 1873).
- 1873 *Cidaritis grandaevus* – QUENSTEDT, S. 158–160 (partim), Taf. 67, Fig. 103–108, 110.
- 1909 *Miocidaritis coeava* (QUENSTEDT) – BATHER, S. 61 ff. (Bather 1909 a)
- V 1910 *Cidaritis grandaevus* (QU.) – FRAAS, S. 134, Taf. 29, Fig. 8.
- ? 1910 *Cidarites grandaevus* GF. – LANGENHAN, Taf. 7, Fig. 19–20, 24.
- 1920 *Cidaritis coeava* QUENST. – FRENTZEN, S. 44–46, Abb. 4.
- 1925 *Cidaritis subnodosa* H. v. MEYER – ASSMANN, S. 519 f.

- 1928 *Cidaritis coeava* QUENSTEDT – SCHMIDT, S. 135, Fig. 264.
- 1937 *Cidaritis longispina* n. sp. – ASSMANN, S. 22 f. Taf. 5, Fig. 7–10.
- 1938 *Cidaritis longispina* ASSMANN – SCHMIDT, S. 20, Fig. 270 a.
- 1955 *Miocidaritis coeava* QUENSTEDT – LINCK, S. 110–113, Abb. 2 (1955 a).
- 1955 *Miocidaritis coeava* QUENSTEDT – LINCK, S. 491–493 (1955 b).
- V 1978 *M. coeava* – HAGDORN, S. 80.
- 1979 *Cidaritis longispina* (sic) ASSMANN – SENKOWICZOWA & KOTANSKI, S. 134 f., Taf. 36, Fig. 4 a-c.
- ? 1981 *Miocidaritis grandaeva* GOLDFUSS, 1864 – MIHALY, S. 302, Taf. 1, Fig. 6.
- ? 1981 *Cidaritis longispina* ASSMANN, 1937 – MIHALY, S. 303, Taf. 2, Fig. 3–4.
- ? 1983 *Cidaritis longispina* ASSMANN, 1937 – MIHALY, S. 303, Taf. 2, Fig. 3–4.
- 1986 *Serpianotiaris* cf. *hescheleri* (JEANNET) – PATZELT, S. 77–82, Abb. 11–13.
- 1986 *Cidaritis coeava* QUENSTEDT 1876 – PATZELT, S. 83.
- 1986 *Cidaritis longispina* ASSMANN 1937 – PATZELT, S. 81, 83.
- V 1988 *Serpianotiaris coeava* (QUENSTEDT, 1872–1875) – HAGDORN, S. 111–114, Abb. 3, 4 b.
- 1990 *Serpianotiaris* – SMITH, S. 82, 90.
- 1990 *Serpianotiaris coeava* (QUENSTEDT, 1875) – SMITH, S. 90.

Holotypus: 2 zusammenhängende Interambulakralplatten aus dem Ambitus-Bereich; Trochitenkalk, Heizenmühle bei Crailsheim (Baden-Württemberg, Deutschland), Original zu QUENSTEDT (1873), S. 160, Taf. 67, Fig. 111; IGPT (Abb. 6 a).

BATHER (1909 a: 61) faßte das zusammenhängende, bestachelte Stück von Kirchberg an der Jagst (nicht Kirchheim, wie QUENSTEDT in der Tafellegende schreibt), das QUENSTEDT (1873) auf Tafel 67, Fig. 110 abgebildet hatte (Abb. 6 b), als Holotyp von *Cidaritis coeava* auf und stellte diesen Seeigel zu *Miocidaritis*. Obwohl das Stück mit Salzsäure stark verätzt wurde, läßt es sich noch eindeutig *S. coeava* zuordnen. Da QUEN-

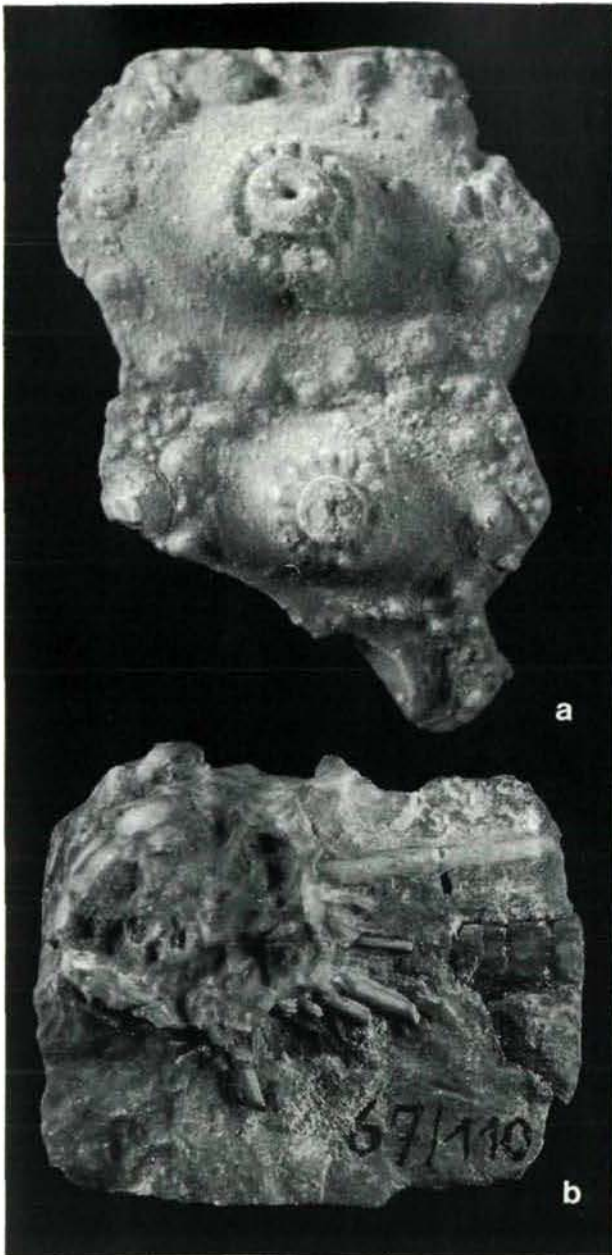


Abb. 6: *Serpianotiaris coeava* (QUENSTEDT, 1873). a Ambitale Interambulakralplatten; Trochitenkalk, Heizenmühle bei Crailsheim, Baden-Württemberg. Original zu QUENSTEDT (1873, Taf. 67, Fig. 111). Holotypus, IGPT, x 10. b Zerdrücktes Gehäuse, stark angeätzt; Hauptmuschelkalk, Kirchberg an der Jagst. Original zu QUENSTEDT (1873; Taf. 67, Fig. 110); IGPT, x 1,5.

STEDT es jedoch – wie auch andere Reste von *S. coeava* – zu *Cidaris grandaevus* gestellt hatte, kann es nicht Holotypus von *S. coeava* sein. Holotyp ist vielmehr das Original zu Tafel 67, Fig. 111, das einzige Stück, das QUENSTEDT *Cidaris coeavus* benannte.

Material: Untersucht wurden aus dem Oberen Muschelkalk mehrere Gehäuse und zahlreiche isolierte Elemente. Es lagen vor: Die Originale zu QUENSTEDT (1873), Taf. 67, Fig. 111 sowie 103–108 und 110, die Originale zu PATZELT (1986) MM XVIIa/1 und HAGDORN (1988) SMNS 26963; mehr oder weniger zerdrückte Gehäuse MHI 571/1-571/2, 1148, 1190, 1191/1-1191/3, 1192/1 und NMK. Interambulakral- und Ambulakralfragmente MHI 423, 759/1-759/26, 795, 1192/2-1192/7, 1298/1-1298/3 sowie Stacheln MHI 71/1-71/80. Weitere Funde aus verschiedenen Privatsammlungen wurden eingesehen. Der größte Teil des Materials stammt aus dem Crailsheimer Trochitenkalk. Außerdem liegt ein Abguß des Holotyps von *Serpianotiaris hescheleri* (JEANNET, 1933) vor.

Das von LINCK (1955 a) beschriebene Gehäuse aus dem Trochitenkalk von Crailsheim (Sammlung Scholl, Neckarsulm 3330) ist nicht mit dem übrigen Material aus dieser Sammlung ins Naturhistorische Museum Heilbronn gelangt, sondern verschollen (briefliche Mitteilung Dr. R. Herrmann, Heilbronn, 17. 12. 1984).

Diagnose: Eine *Serpianotiaris* mit pfriemförmigen Stacheln ohne Längsfurchen.

Vorkommen: Oberer Muschelkalk, Trochitenkalk (Anis., Oberillyr, *atavus*-Zone), Deutschland: Nord-Württemberg (Crailsheim), Niedersachsen (Meißner), Thüringen (Mühlhausen), Niedersachsen (Leinetalgaben), Sachsen-Anhalt (Huy). Unterer Muschelkalk, Deutschland, Polen, Calcare di Recoaro (Anis, Pelson), Vicentinische Alpen, Italien.

Beschreibung: Die folgenden Angaben beruhen auf dem Material aus dem Oberen Muschelkalk. Detailliertere Angaben über Apikalsystem, Peristom und Laterne aufgrund von Funden aus dem Unteren Muschelkalk erlaubt das Material aus dem Unteren Muschelkalk, das später beschrieben wird.

Übersicht: Das Gehäuse ist im Querschnitt annähernd rund: apikal und oral ist es abgeflacht. Mit 29 mm Durchmesser im Ambitus und ca. 13 mm Höhe (SMNS 26963) ist *Serpianotiaris coeava* ein übermittelgroßer Trias-Seeigel. Aus isolierten Skleriten geht hervor, daß er

wohl noch etwas größer wurde. Die Höhe des Gehäuses beträgt ca. 45% vom Gehäusedurchmesser. Die Interambulakren überlappen die Ambulakren. Die Interambulakralplatten imbrizieren untereinander adapikal, waren aber vom Ambitus adoral relativ fest gefügt. Das Gehäuse war demnach mäßig flexibel (Taf. 6 e–f, l). Am besten erhalten sind das vollständige, fast unverdrückte Gehäuse SMNS 26963 (Taf. 4 a–h) und MM XVIIa/1 (Taf. 5 b–f), auf denen die meisten Meßwerte beruhen.

Apikalsystem: Das Apikalsystem ist nur bei SMNS 26963 in situ erhalten, jedoch durch Bestachelung und Sedimentreste nicht detailliert studierbar. Sein Durchmesser schwankt zwischen ca. 22 und über 40% des Gehäusedurchmessers. Form und Größe der Genitalplatten ließen sich an dem Material aus dem Oberen Muschelkalk nicht ermitteln. Sie ragen mit ihrem schmalen, adoralen Ende zwischen die Interambulakralplatten. Die Okularplatten sind adoral stark eingebuchtet. Die Öffnung der Hydropore liegt dicht vor dem Adoralrand. Bei MM XVIIa/1 ist der Scheitelschild eingedrückt (Taf. 5 c, e).

Ambulakrum: Der Ambulakraltrakt ist leicht doppel-s-förmig geschwungen und schmal. Seine Breite beträgt im Ambitus ca. 20% von der Breite des Interambulakrums. Genaue Werte sind wegen der Überlappung durch das Interambulakrum kaum zu ermitteln. Das Ambulakrum liegt vertieft zwischen den Interambulakren. Die Zahl der Platten dürfte bei SMNS 26963 ca. 60 bis 65 pro Reihe betragen. Bis knapp unter dem Ambitus tragen die Ambulakralplatten je eine Marginaltuberkel und radiad davon unregelmäßig verteilte Interntuberkel (Taf. 4 d), die aber auch fehlen können (Taf. 5 e). Adoral werden die Marginaltuberkel größer und erreichen die perradiale Suture; Interntuberkel fehlen in diesem Bereich bei allen Exemplaren. Die meisten dieser Tuberkel erstrecken sich über zwei Ambulakralplatten (Abb. 7; Taf. 4 e–h, 5 f). Dazwischen schalten sich untuberkulierte Platten oder Platten mit sehr kleinen Tuberkeln ein. Dieser Bereich primitiv diadematoïd komponierter und pseudokomponierter Plattenanordnung umfaßt

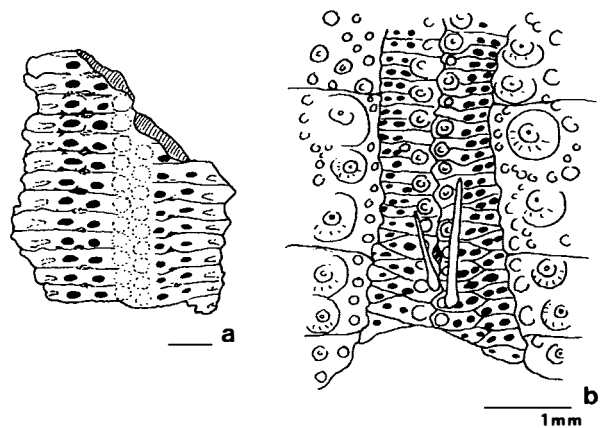


Abb. 7: *Serpianotiaris coeava* (QUENSTEDT, 1873). **a** Ambulakrum, über dem Ambitus. Trochitenkalk, Crailsheim-Schichten, *Encrinus*-Platten (*atavus*-Zone), Wollmershausen bei Crailsheim, Steinbruch Leyh. MHI 1298/1. Vgl. Taf. 4 i–j. **b** Ambulakrum, adoral. Trochitenkalk, Gaismühle an der Jagst, Baden-Württemberg. SMNS 26963.

jeweils 13 bis 15 Platten pro Reihe, über die je 6 bis 7 größere Tuberkel verteilt sind (Taf. 4 e–h, l). Weiter adoral werden die Tuberkel wieder kleiner. Der Ambulakraltrakt verbreitert sich am Adoralrand, wo das Interambulakrum gerundet ist, rasch. Hier sind die Ambulakralplatten zu schräg gegeneinander versetzten Diaden angeordnet (Abb. 7; Taf. 4 f, h). Dabei trägt jeweils eine Platte nahe der perradialen Suture eine Tuberkel; diese Platte ist meist okkludiert. Die jeweils adoral folgende, schräg nach adradial verlagerte Platte erreicht die perradiale Suture nicht und trägt auch keine Tuberkel (Hemiplatte). Während bis in den Bereich der vergrößerten Marginaltuberkel die ungejochten Porenpaare streng uniserial angeordnet sind, bilden sich im diadischen Bereich beiderseits der perradialen Naht zwei alternierende Reihen von Porenpaaren aus; die okkludierte Platte trägt jeweils die näher zur perradialen Suture gelegene Porenreihe. Bis unter den Ambitus bleiben die Porenfelder schmäler als die Zwischenporenfelder: Im biserial-diadischen Bereich erreichen die Porenfelder dann fast die eineinhalbfache Breite der Zwischenporenfelder. Im deutlich abgesetzten Überlappungsbereich durch die Interambulakralplatten werden die Ambulakralplatten dün-

ner. Die Gruben der äußeren Poren sind tief und laufen als flache Rinnen zum unregelmäßig gelappten Adradialrand aus (Taf. 4 i). Auf der Innenseite des Ambulakraltrakts treten die Suturen zwischen den Platten kaum hervor. Die Ambulakralplatten imbrizieren adoral.

Interambulakrum: Das Interambulakrum besteht aus 2 Reihen von je 7 Platten. Ihr Umriß ist adapikal, wo die Genitalplatten inserieren, zunächst dreieckig und wird dann fünfeckig. Im Ambitus erreicht die Länge der Platten fast ihre Breite; adoral werden die Platten wieder kürzer. Am Oralrand ist das Interambulakrum gerundet (Taf. 6 c–d), abgestutzt oder sogar schwach eingezogen (Taf. 5 d, f, 6 e–f). An der Interradialsture kann die jeweils adapikale Naht schwach konkav, die adorale schwach konvex sein. Der adradiale Rand ist schwach konvex und oft unregelmäßig gelappt. Auf der Innenseite ist er zugeschärft und gleichmäßig dentikuliert, soweit die Ambulakralplatten überlappt werden (Taf. 6 g–i). Die Platten imbrizieren mit abgeschrägten Nahtflächen apikal. Die adorale Suture kann eine schwache Nut tragen (Taf. 6 k). In der interradialen Suture greift die adorale Platte über die adapikale Nachbarplatte. Die Interambulakralplatten zeigen also auf der Innenseite adapikal Zuschärfungsflächen. Aus dem taphonomischen Befund geht hervor, daß die Interambulakralplatten bis über den Ambitus relativ fest zusammengefügt waren.

Die ersten adapikalen Interambulakralplatten jeder Reihe sind gleichmäßig, dicht granuliert, tragen aber keine Primärwarze. Die zweite Platte in einer Reihe – meist der linken – trägt eine sehr flache, meist perforierte Tuberkel mit schmalem Warzenhof ohne abgesetzten Skrobikularring, dessen Tuberkel sich in der Größe nicht von den Tuberkeln des extraskrobikulären Bereichs unterscheiden. Die adoral folgenden Platten tragen jeweils eine große Primärwarze mit rundem Foramen, unterschrittenem Hals, kräftig gekerbter Plattform (16 bis 19 keilförmige Leisten) und unvertieftem, unterrasiertem Warzenhof (Taf. 6 g, j–k). Der Skrobikularring ist knapp geschlossen und nur bei manchen Individuen adoral schwach konfluent. Er besteht aus

14 bis 18 weitständigen Tuberkeln mit undurchbohrter Warze. Die Skrobikularringe der ambitalen Warzen berühren sich an der Transversnaht; unter dem Ambitus setzt der Skrobikularring an der adoralen Transversnaht aus, und schließlich fließen adoral die Warzenhöfe ineinander. Allenfalls bei den großen ambitalen Platten liegen zwischen Skrobikularring und adapikaler Transversnaht einzelne kleine Granulae. An den adoralen Warzen wurde eine abgesetzte Terrasse beobachtet. Auf den letzten 3 bis 4 adoralen Platten jeder Reihe schalten sich zwischen Skrobikularring und Adradialrand zu Reihen geordnete, große perforate Sekundärwarzen mit schwach gekerbter Plattform und einem Warzenhof ein (Taf. 4 b–h, 5 d, f, 6 a–f, l). Auf jeder Platte kommen 2 bis 3 Sekundärwarzen zu liegen; insgesamt beträgt ihre Zahl beiderseits 6 bis 9. Ihre Skrobikulartuberkel können wiederum am Adradialrand vergrößert sein und eine weitere mehr oder weniger deutlich ausgebildete Reihe von kräftigen, aber imperforaten Warzen bilden. Diese tertiären Tuberkelreihen treten besonders ausgeprägt bei solchen Exemplaren auf, deren Interambulakrum sich schon am Adoralrand stark verbreitert (Taf. 6 a–b). Der extraskrobikuläre Bereich ist adradial sehr schmal, denn die Skrobikularringe erreichen im Ambitus fast den Adradialrand; interradiell ist er etwas breiter und dort dicht mit Tuberkeln und etwas feineren Granulen besetzt. Die Innenseite der Interambulakralplatten ist unter den Primärwarzen schwach eingedellt; die Suturen erscheinen wenig ausgeprägt. Untersuchungen zur Steurom-Mikrostruktur wurden nicht durchgeführt.

Perignathischer Gürtel: An NMK und an mehreren isoliert gesammelten Interambulakralfeldern liegt der adorale Innenrand mit den Strukturen frei, welche der Laternenaufhängung dienen. Bei dem Exemplar auf Taf. 6 c–d sind nur die adradialen Ränder der adoralen Interambulakralplatten schwach verdickt. Bei den meisten Stücken sitzen dagegen am Adradialrand mehr oder weniger kräftige, blasenartige Anschwellungen, die axial verlängert und verbreitert sein können (Abb. 8; Taf. 6 a–b, e–f). Sie verbreitern sich aber nie wie echte Apophysen

bis zur Interradialnaht, sondern bleiben auf den Adradialrand begrenzt. Zwischen ihnen liegt interradianal eine weitere, aber wesentlich schwächere, langgezogene, unpaarige Anschwellung, die jedoch den Adoralrand nicht erreicht. Ansätze der Laternenmuskulatur sind erhaltungsbedingt nicht zu erkennen.

Dieser weder als Apophyse noch Aurikel bestimmbare Laternenmuskel-Ansatz sei als Promunturium bezeichnet. An den beiden adradialen Vorsprüngen setzten die Retraktormuskeln, an dem interradianalen die Protraktormuskeln an. Die äußerst unterschiedliche Ausprägung der Vorsprünge zeigt, daß diese Struktur, der für die Verbesserung der Zugkräfte beim Grasen große Bedeutung zukam, noch nicht voll ausgeprägt war.

Peristom: An MHI 1192/1 sind Reste des Peristoms erhalten (Taf. 5 a), breite, unregelmäßig rechteckig geformte, stark imbrizierende ambulakrale Plättchen mit einem schief zur Längsachse stehenden Porenpaar. Interambulakrale Platten konnten nicht festgestellt werden.

Laterne: Von der Laterne liegen bei mehreren Exemplaren Reste in situ vor: MM XVIIa/1, MHI 1191/2. Isolierte Laternenteile aus dem Oberen Muschelkalk, die sicher zu *Serpianotiaris* gehören, fehlen bislang. Deshalb kann die Laterne bisher noch nicht in allen morphologischen Einzelheiten beschrieben werden.

Die Zähne haben flach wannenförmigen Querschnitt und sind ungekielt. Untersuchungen der Ultrastruktur liegen nicht vor. Die Pyramiden sind aufrecht, bei MHI 1192/2 9 mm lang und umfassen ein nur wenig vertieftes Foramen magnum (weniger als 20% von der Länge). Ihre Abaxialseite ist schlanker als die von *Triadotiaris* und zeigt adoral stark vertiefte Ansätze der Retraktormuskeln. Von den übrigen Elementen der Laterne liegt kein Material vor.

Bestachelung: Die Bestachelung ist bei MM XVIIa/1 besonders vollständig erhalten; Reste der Bestachelung zeigen auch MHI 571/1, 571/2, 1148, 1190, 1192/1. Außerdem liegen zahlreiche isolierte Primärstacheln vor (MHI 71/1-71/80). Die Primärstacheln sind bis 43 mm lang, dicker (bis 3 mm) als die von *Triadotiaris* und werden

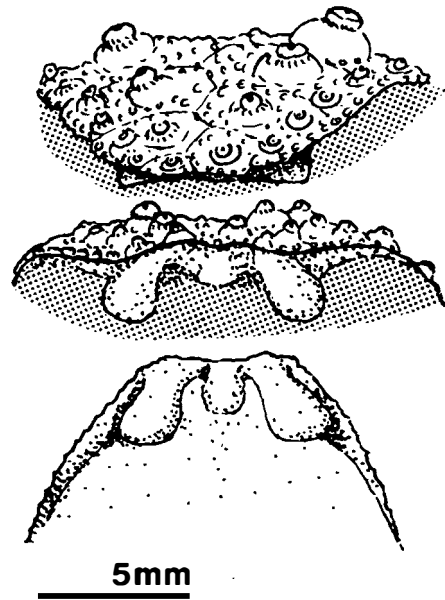


Abb. 8: *Serpianotiaris coaeva* (QUENSTEDT, 1873). Perignathischer Gürtel mit kräftig ausgebildetem Promunturium. Oberer Muschelkalk, Meißner-Gebiet, Hessen, NMK, ex. coll. E. Busse. Vgl. Taf. 6 e-f.

von der Schaftmitte zur Spitze langsam dünner, haben also pfriemförmige Gestalt (Taf. 6 o-q). Der Stachelkopf ist deutlich abgesetzt, aber nur wenig dicker als der Schaft. Das Acetabulum ist von ca. 18 kurzen Leisten umgeben. Die Basis ist annähernd glatt und auch am Annulus nur schwach gerieft (Taf. 6 n). Der Schaft ist sehr schwach gerieft; ein glatter Hals wurde nicht beobachtet, ebensowenig Cortex, Ornamente, Stacheln oder Längsfurchen. Regeneration abgebrochener Spitzen tritt nicht selten auf (Taf. 6 p). Der Dünnschliff durch den Schaft zeigt eine grobmaschige Medulla, die knapp 50% des Durchmessers umfaßt (Abb. 9). Die Septen stehen deutlich enger als bei *Triadotiaris*. Ganz entsprechend, nur kleiner sind die Stacheln der adoralen Sekundärwarzen.

Die stumpfen, flach spatelförmigen Skrobikularstacheln werden bis ca. 4 mm lang und sind deutlich längsgerieft. Auch die Miliarstacheln auf den interradianalen Interambulakraltuberkeln und Granulen sind kurz und spatelförmig stumpf bis tropfenförmig (Taf. 4 a, d, 5 c). Die Ambulakralstacheln der Marginaltuberkel sind nadelförmig, spitz, haben einen deutlich abgesetzten

Kopf und erreichen ca. 4 mm Länge (Taf. 4 a, f, h, 5 c). Den besten Eindruck von der Bestachelung gibt MM XVIIa/1 (Taf. 5 b-d).

Pedzellarien wurden nicht identifiziert.

Ontogenie: Es liegen Gehäuse unterschiedlicher Größe vor, die jedoch keine Hinweise auf allometrisches Wachstum geben.

Maße (in mm):

Exemplar	SMNS	MM	NMK	MHI
	26963	XVIIa/1		1191/1
Gehäuse- durchmesser	29.0	20,0	22.0	21.5
Gehäusehöhe	12,5	9.0	—	—
Durchmesser	6,5	6.2	—	—
Apikalsystem				
Länge ●kular- platten	1.4	—	—	—
Breite ●kular- platten	2.8	—	—	—
Breite Ambulakrum apikal	1.2	0.9	—	—
im Ambitus	2.6	—	—	—
adoral	3.1	1.2	—	—
Breite Interambulakrum				
im Ambitus	13.8	11,0	12.0	13.5
Durchmesser				
Peristom	13.5	7.5	—	—

Die Verschiebung der Interambulakren über die Ambulakren erlaubt nicht in jedem Fall exakte Maße.

Vorkommen: Im Gegensatz zu *Triadotiaris grandaeva* ist *Serpianotiaris coeava* im Oberen Muschelkalk weniger weit verbreitet. Auf der genau untersuchten Karbonatrampe des süddeutschen Trochitenkalks während der *atavus*-Zone (HAGDORN & OCKERT, 1993) findet sich *S. coeava* nur im Bereich der seichten Rampe (Crailsheim-Schichten) und setzt gegen die tiefe Rampe aus, wo Trochitenbänke mit mächtigeren, von Weichgrundfaunen dominierten Tonmergelsteinschichten abwechseln (Haßmersheim-Schichten). Im höheren Trochitenkalk süddeutscher Prägung (*pulcher*- bis *evalutus*-Zone) konnte *Serpianotiaris* im Gegensatz zu *T. grandaeva* noch nicht nachgewiesen werden. Für den Trochitenkalk Mittel- und Norddeutsch-



Abb. 9: *Serpianotiaris coeava* (QUENSTEDT, 1873). Primärstachel. Dünnschliff. Von Exemplar MHI 1148/1, einem vollständigen Gehäuse von Wöllmershausen bei Crailsheim; Trochitenkalk, Crailsheim-Schichten (*Encrinurus*-Platten), *atavus*-Zone. MHI 1148/2. x 28.

lands fehlen für solche Angaben noch die Daten. Insgesamt bleibt auch *S. coeava* auf den „transgressive systems tract“ des Oberen Muschelkalks beschränkt und scheint auch innerhalb dieses durch vollmarine Verhältnisse gekennzeichneten Abschnitts regional begrenzt gewesen zu sein. Limitierende Faktoren könnten Substrat, z. B. die Dichte von Terquemien/Crinoiden-Biohermen oder Wassertiefe gewesen sein.

Im Unteren Muschelkalk treten beide Arten meist zusammen in ökostratigraphischen Leitbänken mit artikulaten Brachiopoden auf. Im Unteren Muschelkalk Oberschlesiens dominieren jedoch Vertreter der Gattung *Triadocidaris* (ASSMANN 1926, 1937, HAGDORN & GLUCHOWSKI, 1993).

Diskussion: *S. coeava* läßt sich aufgrund der Merkmale des Interambulakrums eindeutig zur Gattung *Serpianotiaris* stellen. Vom Typusexemplar von *S. hescheleri* (JEANNET, 1933), dem einzigen bisher aus der alpinen Trias bekannt gewordenen Stück (PIMUZ), unterscheidet sich die deutlich größere Muschelkalkform erkennbar nur in den Stacheln ohne Längsfurchen. Die

Ambulakren sind bei *S. hescheleri* durch die darüberschobenen Interambulakren nicht hinreichend sichtbar und wurden infolgedessen von JEANNET (1933 a, b) falsch gedeutet. Wegen der Unterschiede im Bau der Stacheln soll *S. hescheleri* als selbständige Art bestehen bleiben.

Im Material von *Cidaris longispina* ASMANN, 1937, einem gleichfalls sicher zu *Serpianotiaris* gehörigen Seeigel aus dem Unteren Muschelkalk Oberschlesiens, konnten keine konstanten diagnostischen Merkmale gefunden werden, welche die Selbständigkeit dieses Taxons rechtfertigen. Das Material wird später zusammen mit den übrigen Seeigeln des Unteren Muschelkalks behandelt.

Diskussion

Eine detaillierte Darstellung des Stellenwerts, den die Muschelkalk-Seeigel für die Stammesgeschichte der Echinoidea haben, folgt zusammen mit der Bearbeitung der Formen aus dem Unteren Muschelkalk. Dabei werden die ober-schlesischen Seeigel, die anderen Ordnungen angehören, in eine kladistische Analyse einbezogen.

KIER (1965, 1977) nahm an, daß alle postpaläozoischen Seeigel von *Miocidaris* abstammen, einer Gattung, die vom Oberperm bis zum Unterjura belegt ist (dazu zuletzt SMITH & HOLLINGWORTH, 1990). Nachdem er später (KIER, 1984) den perignathischen Gürtel obertriassischer Seeigel näher untersucht hatte, schloß er auf **zwei** eng verwandte Entwicklungslinien, welche die Perm/Trias-Grenze überschritten. Die Linie mit interambulakraler Laternenbefestigung an Apophysen führt zu den Cidaroiden, die andere, ohne ausgeprägten perignathischen Gürtel zu den Euechinoidea. Nach SMITH & HOLLINGWORTH (1990) hat *Miocidaris keyserlingi* aus dem Zechstein gut ausgebildete Apophysen und kann damit als Vorfahre der Cidariden gelten, zumal Zähne und Pyramiden gleichfalls cidarid sind. Allerdings sind die Stacheln hohl und haben keinen Cortex, und das Stereom der Interambulakralplatten ist – wie bei *Archaeoci-*

daris und den Euechinoidea – überwiegend labyrinthisch.

Die hier beschriebenen Muschelkalk-Seeigel bestätigen die Ansicht von zwei getrennten Entwicklungslinien aus dem Perm. Allerdings sind die Merkmale von *Triadotiaris* und *Serpianotiaris* noch weniger durchgängig cidaroid oder euechinoid als die von *Miocidaris*.

Wie *Archaeocidaris* (vgl. LEWIS & ENSOM, 1982) hat *Triadotiaris* ein durchweg flexibles Gehäuse, jedoch nur zwei Interambulakralreihen und eine aufrechte Laterne. Cidaride Merkmale sind die großen Apophysen für die Laternenbefestigung, die Pyramiden mit kaum eingetieftem foramen magnum, die ambulakralen Peristomplatten und das Fehlen von Kiemenschlitzen. Nicht-cidaride Merkmale sind die pseudokomponierten bi- bzw. triserialen Ambulakralplatten, die flach wannenförmigen, einfach diadematoiden Zähne ohne dicke laterale Prismenschicht, der monozyklische Scheitelschild und die hohlen Stacheln ohne Cortex.

Serpianotiaris ähnelt im Gesamthabitus mit seinen weitgehend fest suturierten Interambulakren stärker *Miocidaris*. Ihre cidariden Merkmale sind Pyramiden mit flachem foramen magnum und ambulakrale Platten im Peristom. Nicht-cidaride Merkmale sind: monozyklisches Apikalsystem, unter dem Ambitus pseudokomponierte und komponierte Ambulakralplatten, perignathischer Gürtel mit dem von anderen Seeigeln unbekanntem Promunturium und Stacheln ohne Cortex.

Auch der Vergleich von *Triadotiaris* und *Serpianotiaris* untereinander zeigt erhebliche Unterschiede in der Gehäuseflexibilität, in der Laternenaufhängung sowie im Bau des Ambulakrums, die eine gemeinsame Unterbringung in einer einzigen Ordnung nicht erlauben. Da bei beiden Formen die nicht-cidariden Merkmale zumeist apomorph sind, werden beide neue Ordnungen zu den Euechinoidea gestellt. Es scheint jedoch auch möglich, eine weitere Unterklasse zu begründen.

Die Merkmalskombinationen der Muschelkalk-Seeigel zeigen, daß mit der mitteltriassischen Diversifikation flachmariner Habitats (äl-

teste moderne Riffe in den Karchowitzer Schichten und im Trochitenkalk, vgl. BODZIOCH 1993, HAGDORN & OCKERT 1993) eine bemerkenswerte Radiation der Echinoidea bereits im Anis stattgefunden hat und nicht erst ab dem Oberladin/Unterkarn, wie bisher allgemein angenommen. Dabei waren es zunächst zwei Bereiche der Morphologie, welche sich besonders schnell entwickelten (vgl. KIER 1974):

1. Das **Ambulakrum**. Pseudokomposition, später auch Komposition der Ambulakralplatten erlaubt eine Vermehrung der Zahl von Ambulakralfüßchen sowie Vergrößerung der Ambulakralwarzen und damit der Ambulakralstacheln. Damit verbesserten sich Lokomotion und Schutz. In der adoral biserialen Anordnung der Ambulakralplatten bei *Serpianotiaris* kann man eine Phylloiden-ähnliche Vermehrung der Füßchen um das Peristom sehen, was eine Verbesserung von Nahrungsaufnahme und Adhäsion am Substrat erlaubte.
2. Die **Laternenaufhängung**. Eine aufrechte Laterne, deren Pro- und Retraktormuskeln an Apophysen bzw. an einem Promunturium befestigt sind, ermöglicht verbesserte Beweglichkeit und Ausübung stärkerer Kräfte durch die Zähne. Damit verbunden war nach SMITH (1984) eine Umstellung der Ernährungsweise. Adradiale Vergrößerung der lateralen Elemente des Promunturiums ermöglicht die Bildung von Aurikeln.

Abstammung und Abkömmlinge von *Triadotiaris* und *Serpianotiaris* sollen hier nur kurz angesprochen werden. Eine ausführliche Darstellung folgt im Zusammenhang mit den hier nicht behandelten Seeigeln des Unteren Muschelkalks aus Oberschlesien.

Triadotiaris sehr ähnlich nach Gesamthabitus und Größe ist die untertriassische *Lenticidaris*, die jedoch durchweg einfache Ambulakren hat. *Triadotiaris* entwickelte sich durch Vergrößerung der ambulakralen Tuberkel und gleichzeitige Vermehrung der Ambulakralfüßchen aus *Lenticidaris*; die anderen Merkmale sind konstanter geblieben. Zu den Nachfahren von *Triadotiaris* dürften wohl die zu *Mesodiadema* gestellten breiten Interambulakralplatten mit Apo-

physen aus den Cassianer Schichten und vom Balaton gehören, die jedoch uncrenulierte Warzen haben. Bevor das Ambulakrum bekannt ist, muß eine Zuordnung dieser Fragmente zu den Triadotiaroidea jedoch unterbleiben. Trotz des flexiblen Gehäuses und der pseudokomponierten Ambulakren dürften die Echinothurien nicht zu den Nachfahren von *Triadotiaris* gehören, denn es wäre unwahrscheinlich, daß im perignathischen Gürtel aus Apophysen Aurikel werden.

Serpianotiaris teilt zwar mit *Miocidaris* die suturierten Interambulakren, hat aber keine Apophysen, sondern ein Promunturium als Ansatz der Laternenmuskulatur. Sie läßt sich also nicht auf *Miocidaris* zurückführen, sondern auf einen unbekanntes spätpaläozoischen Abkömmling von *Archaeocidaris* mit zwei Reihen von Interambulakralia, aber ohne Apophysen. Wann in dieser Linie komponierte Ambulakren und sekundäre Tuberkelreihen auf den Interambulakren entstanden sind, ist ungewiß. Ohne Kenntnis der Zahn-Ultrastruktur von *Serpianotiaris* läßt sich über ihre Nachfahren vorerst nur spekulieren. Vergrößerung der adoralen Ambulakraltuberkel und komponierte Ambulakralia sowie die Stacheln lassen an Pseudodiadematen oder Hemicidariden denken. Dann stünde *Serpianotiaris* am Anfang der Entwicklung zu den Stirodonten.

Literatur

- AIGNER, T. (1985): Storm depositional systems. Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. – Lecture Notes in Earth Sci. 3, 174 S., 83 Abb., Berlin.
- ALBERTI, F. v. (1834): Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers, und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation. – 366 S., 2 Taf., Stuttgart (Cotta).
- ALBERTI, F. v. (1864): Ueberblick über die Trias mit Berücksichtigung ihres Vorkommens in den Alpen. – XV + 353 S., 7 Taf., Stuttgart (Cotta).
- ASSMANN, P. (1925): Die Fauna der Wirbellosen und die Diploporen der oberschlesischen Trias mit Ausnahme

- der Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Gastropoden und Korallen. – Jb. preuß. geol. Landesanst. **46**, 504–527, Taf. 8–9, 1 Abb., Berlin.
- ASSMANN, P. (1937): Revision der Fauna der Wirbellosen der oberschlesischen Trias. – Abh. preuß. geol. Landesanst. N. F. **170**, 5–134, 22 Taf., Tab., Berlin.
- ASSMANN, P. (1944): Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. Teil 2. Muschelkalk. – Abh. Reichsanst. Bodenforsch. N. F. **208**, 1–124, 8 Taf., 1 Tab., Berlin.
- BACHMANN, G.H. (1973): Die karbonatischen Bestandteile des Oberen Muschelkalkes (Mittlere Trias) in Südwestdeutschland und ihre Diagenese. – Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart N. F. **68**, 1–99, 67 Abb., Stuttgart.
- BATHER, F. A. (1909 a): *Eocidaris* and some species referred to it. – Ann. and Magaz. Nat. Hist., Ser. **8**, vol. III, 43–663 3 figs., 1 pl., London.
- BATHER, F.A. (1909 b): Triassic echinoderms of Bakony. – Resultate wiss. Erforsch. Balatonsee. **I. Bd.**, 1.Tl., Paläont. Anh., 268 S., 18 Taf., 63 Abb., Budapest.
- BENECKE, E.W. (1868): Ueber einige Muschelkalk-Ablagerungen der Alpen. – Geognost.-paläont. Beitr. **2/1**, 1–67, Taf. 1–12, München.
- BODZIOCH, A. (1991): Stop B14 Tarnów Opolski (Poland, Upper Silesia). – In: H. HAGDORN (Hrsg.), Muschelkalk. A Field Guide. 69–71, Abb. 66–71, Korb (Goldschneck).
- BONI, A. (1939): Fauna anisica pigmea scoperta nelle Prealpi Bresciane. – Boll. della Soc. Geol. Ital. **58**, 321–428, Tav. 17–22, Roma.
- DESOR, E. (1855–1858): Synopsis des échinides fossiles. – 490 S., 44 Taf. Genf, Paris, Wiesbaden.
- ECK, H. (1865): Ueber die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien und ihre Versteinerungen. – 149 S., 2 Taf., Berlin (R. Friedländer u. Sohn).
- FRAAS, E. (1910): Der Petrefaktensammler. – 280 S., 72 Taf., 139 Abb., Stuttgart (Lutz).
- FRENTZEN, K. (1920): Über einige Versteinerungen aus dem Muschelkalk des Kraichgaus. – Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N. F. **9**, 42–56, 7 Abb., Stuttgart.
- GALL, J.-Cl. (1971): Faunes et paysages du grès à Voltzia du Nord des Vosges. Essai paléocéologique sur le Buntsandstein supérieur. – Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine **34**, 1–318, 36 Taf., 39 Abb., 20 Tab., Strasbourg.
- GÜMBEL, W. v. (1888): Geologie von Bayern. Erster Theil: Grundzüge der Geologie. – Kassel (Th. Fischer).
- HAGDORN, H. (1978): Muschel/Krinoiden-Bioherme im Oberen Muschelkalk (mol, Anis) von Crailsheim und Schwäbisch Hall (Südwestdeutschland). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **156**, 31–86, 25 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- HAGDORN, H. (1988): Neue Seeigelfunde aus dem Trochitenkalk von Crailsheim. – In: HAGDORN, H. (Hrsg.), Neue Forschungen zur Erdgeschichte von Crailsheim. Zur Erinnerung an Hofrat Richard Blezinger (= Sonderbde. Ges. f. Naturk. in Württemberg **1**), 105–115, 4 Abb., Stuttgart, Korb (Goldschneck).
- HAGDORN, H. & GLUCHOWSKI, E. (1993): Palaeobiogeography and Stratigraphy of Muschelkalk Echinoderms (Crinoidea, Echinoidea) in Upper Silesia. – In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (Hrsg.), Muschelkalk. Schöntaler Tagung 1991 (= Sonderbde. Ges. Naturk. Württ. **2**), 165–176, 12 figs., 1 tab., Stuttgart, Korb (Goldschneck).
- HAGDORN, H. & OCKERT, W. (1993): *Encrinus liliiformis* im Trochitenkalk Süddeutschlands. – In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (Hrsg.), Muschelkalk. Schöntaler Tagung 1991 (= Sonderbde. Ges. Naturk. Württ. **2**), 245–260, 10 Abb., Stuttgart, Korb (Goldschneck).
- HAGDORN, H. & SIMON, T. (1993): Ökostratigraphische Leitbänke im Oberen Muschelkalk. – In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (Hrsg.), Muschelkalk. Schöntaler Tagung 1991 (= Sonderbde. Ges. Naturk. Württ. **2**), 193–208, 15 Abb., Stuttgart, Korb (Goldschneck).
- HESSE, E. (1900): Die Mikrostruktur der fossilen Echinodeenstacheln und deren systematische Bedeutung. – N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd. **13**, 185–264, 8 Abb., Taf. 12–13, Stuttgart.
- JEANNET, A. (1933 a): Note sur un *Miocidaris* nouveau. – Abh. Schweiz. Palaeont. Ges. **53**, 1–7, 2 fig., 1 pl., Basel.
- JEANNET, A. (1933 b): Sur la disposition des plaques porifères et la forme de la suture perradiale chez quelques Echinides mésozoïques. – Vierteljahresschrift Naturforsch. Ges. Zürich **78**, 34–40, 6 Abb., Zürich.
- KIER, P. M. (1965): Evolutionary trends in Paleozoic echinoids. – J. Paleont. **39**, 436–465, 26 Abb., Taf. 55–60.
- KIER, P. M. (1968): The Triassic echinoids of North America. – J. Paleont. **42** 1000–1006, 1 fig., pls. 121–123.

- KIER, P. M. (1974): Evolutionary trends and their functional significance in the post-Paleozoic echinoids. – *J. Paleont.* **48** (Memoir 5), 95 S., 78 Abb.
- KIER, P. M. (1977): Triassic echinoids. – *Smiths. Contr. to Paleobiology* **30**, 1–88, 15 figs., 21 pls., Washington.
- KIER, P. M. (1984): Echinoids from the Triassic (St. Cassian) of Italy, their lantern supports, and a revised phylogeny of Triassic echinoids. – *Smiths. Contr. to Paleobiology* **56**, 1–41, 4 figs., 14 pls., Washington.
- KIRCHNER, H. (1924): Die Fossilien der Würzburger Trias, Teil I. Foraminiferen und Echinodermen. – 50 S., 2 Taf., Würzburg, Stuttgart.
- KIRCHNER, H. (1928): Die wichtigsten Versteinerungen Frankens aus dem Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper. – 44 S., 6 Taf., 1 Kt., 1 Abb., 9 Prof., 1 Tab., Stuttgart (Schweizerbart).
- KLIPSTEIN, A.V. (1843): Beiträge zur geologischen Kenntnis der östlichen Alpen. – 312 S., 20 Taf., Gießen (G. F. Heyer).
- LABECHE, H. T. (1832): Handbuch der Geognosie. Nach der zweiten Auflage des Engl. Originals bearbeitet von H. v. DECHEN. – 612 S., 23 Abb., Berlin (Duncker u. Humblot).
- LAMBERT, J. & THIERY, P. (1909–1925): Essai de nomenclature raisonnée des échinides. – 607 S., 15 pls. Chaumont (Libr. Ferrière).
- LANGENHAN, A. (1903): Versteinerungen der deutschen Trias (des Buntsandsteins, Muschelkalks und Keupers) aufgrund vierzigjähriger Sammeltaetigkeit zusammengestellt und nach den Naturobjekten autographiert. – 22 S., 17 Taf., 3 Abb., Liegnitz (Scholz'sche Kunsthandlung).
- LANGENHAN, A. (1911): Versteinerungen der deutschen Trias (des Buntsandsteins, Muschelkalks und Keupers) aufgrund eigener Erfahrungen zusammengestellt und auf Stein gezeichnet. – 2. Aufl., 10 S., 28 Taf. Friedrichroda (Selbstverlag). [Dazu: Ergänzungen zur Trias, 1915, 4 Taf.]
- LAUBE, G.C. (1865): Die Fauna der Schichten von St. Cassian. Ein Beitrag zur Paläontologie der alpinen Trias. I. Abth. Spongitarier, Corallen, Echiniden und Crinoiden. – 76 S., 10 Taf., Wien (K. Gerolds Sohn).
- LEWIS, D. N. & ENSOM, P. C. (1982): *Archaeocidaris whatleyensis* sp. nov. (Echinoidea) from the Carboniferous Limestone of Somerset, and notes on echinoid phylogeny. – *Bull. Brit. Mus. Nat. Hist. (Geol.)* **36**, 77–104, 23 Abb., London.
- LINCK, O. (1955 a): Ein Seeigel (*Miocidaris coeava* QU.) mit anhaftenden Stacheln aus dem Trochitenkalk von Crailsheim und seine Bedeutung. – *Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg* **110**, 107–113, 2 Abb., Stuttgart.
- LINCK, O. (1955 b): Ein bemerkenswerter Seeigel-Rest (*Miocidaris pakistanensis* n. sp.) aus der Unter-Trias der Salt Range (Pakistan). – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* **1955**, 489–495, 4 Abb., Stuttgart.
- MÄRKEL, K. (1979): Structure and growth of the cidaroid socket-joint lantern of Aristotle compared to the hinge-joint lantern of non-cidaroid regular echinoids (Echinodermata, Echinoidea). – *Zoomorphologie* **94**, 1–32, 15 Abb., Berlin.
- MEYER, H. v. (1847): Mitteilungen an Prof. Bronn gerichtet. Frankfurt a. M., 18. Juni 1847. – *N. Jb. Min. etc.* **1847**, 572–580.
- MEYER, H. von (1849): Fische, Crustaceen, Echinodermen und andere Versteinerungen aus dem Muschelkalk Oberschlesiens. – *Palaeontographica* **1**, 216–279, Taf. 28–32, Cassel.
- MIHALY, S. (1981): Az Aggteleki-Karsz Középső-Triász Echinoideái. – *Magyar Allami Földtani Intezet Evi Jelentése* **1979**, 297–331, 4 Abb., 6 Taf., Budapest.
- MORTENSEN, T. (1935): A monograph of the Echinoidea. II Bothriocidaroida, Melonechinoidea, Lepidocentroida, and Stirodonta. – 645 S., 377 figs., 89 pls., Copenhagen, London.
- MOSTLER, H. (1972): Die stratigraphische Bedeutung von Crinoiden-, Echiniden- und Ophiuren-Skelettelementen in triassischen Karbonatgesteinen. – *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr.* **21**, 711–728, 3 Taf., 3 Abb., Innsbruck.
- MÜNSTER, G. von (1841): Beschreibung und Abbildung der in den Kalkmergelschichten von St. Cassian gefundenen Versteinerungen. – *Beitr. zur Petrefaktenkunde* **4**, 152 S., 16 Taf., Bayreuth.
- PATZELT, G. (1986): Ein bemerkenswerter fossiler Seeigel – *Serpianotiaris* cf. *hescheleri* (JEANNET) – aus der Hauptmuschelkalk-Folge im Mühlhäuser Heimatmuseum. – *Mühlhäuser Beitr.* **9**, 77–84, 5 Abb., Mühlhausen.
- QUENSTEDT, F.A. (1852): Handbuch der Petrefaktenkunde. – 1. Aufl., 792 S., 62 Taf., Tübingen (Laupp).
- QUENSTEDT, F.A. (1867): Handbuch der Petrefaktenkunde. – 2. umgearb. u. verm. Aufl, 982 S., 86 Taf., Tübingen (Laupp).

- QUENSTEDT, F. A. (1872–1874): Petrefaktenkunde Deutschlands. Der 1. Abth. 3. Bd.: Echinodermen. Die Echiniden. – VIII, 720 S., nebst einem Atlas von 28 Taf., Leipzig (Fues).
- QUENSTEDT, F.A. (1885): Handbuch der Petrefaktenkunde. – 3. umgearb. u. verm. Aufl., 1239 S., 100 Taf., 443 Abb., Tübingen (Laupp).
- RIECH, V. (1978): Zur Coelestinbildung im germanischen Muschelkalk Süddeutschlands. – Geol. Jb. (D) **29**, 3–77, 21. Abb., 4 Tab., 6 Taf., Hannover.
- SCHAUROTH, K.F. v.(1855): Übersicht der geognostischen Verhältnisse der Gegend von Recoaro im Vicentinischen. – Sber. Akad. Wiss. **17**, 481–562, 3 Taf., 1 Kte., Wien.
- SCHAUROTH, K. v. (1859): Kritisches Verzeichnis der Versteinerungen der Trias im Vicentinischen. – Sitz-Ber. k.k. Akad. Wiss. Wien (mathem.-naturw. Cl.) **34**, 283–356, 3 Taf., Wien.
- SCHMID, E. E. & SCHLEIDEN, M. J. (1846): Die geognostischen Verhältnisse des Saalthales bei Jena. – 76 S., 5 Taf., Leipzig (Engelmann).
- SCHMIDT, M. (1928): Die Lebewelt unserer Trias. – 461 S., 1220 Abb., Öhringen (Rau).
- SCHMIDT, M. (1938): Die Lebewelt unserer Trias. Nachtrag. – 144 S., zahlr. Abb., Öhringen (Rau).
- SENKOWICZOWA, H. & KOTANSKI, Z. (1979): Gromada Echinoidea Leske 1778. – In: MALINOWSKA, L. (Ed.): Budowa geologiczna Polski 3/2a (Trias), 133–136, Taf. 36, Warszawa (Wydawnictwa Geologiczne).
- SMITH, A. B. (1981): Implications of lantern morphology for the phylogeny of post-Palaeozoic echinoids. – Palaeontology **24**, 779–801, 10 figs., London.
- SMITH, A. B. (1984): Echinoid Palaeobiology. – Special Topics in Palaeontology **1**. 190 S., zahlr. Abb. u. Tab., London (G. Allen & Unwin).
- SMITH, A. B. (1990): Echinoid evolution from the Triassic to Lower Liassic. – Cahiers Univ. Cathol. Lyon, sér. sci. **3**, 79–117, 5 figs. 3 pls., Lyon.
- SMITH, A. B. & HOLLINGWORTH, N. T. J. (1990): Tooth structure and phylogeny of the Upper Permian echinoid *Miocidaris keyserlingi*. – Proc. Yorkshire Geol. Soc. **48**, 47–60, 12 Abb.
- STAHL, K. F. (1825): Der thüringer Muschel-Flötz-Kalkstein und der ältere Kalkstein Württembergs hinsichtlich ihrer Versteinerungen. – Korrespondenzbl. württ. landwirtsch. Ver. **8**, 150–166, Stuttgart.
- WILCZEWSKI, N. (1967): Mikropaläontologische Untersuchungen im Muschelkalk Unterfrankens. – Diss. Univ. Würzburg, 111, XIV S., 2 Beil., 14 Taf., Würzburg.
- ZARDINI, R. (1976): Atlante degli echinodermi cassiani (Trias mediosuperiore) della regione dolomitica attorno a Cortina d'Ampezzo. – 29 S., 22 Taf., 18 Abb., Cortina d'Ampezzo.

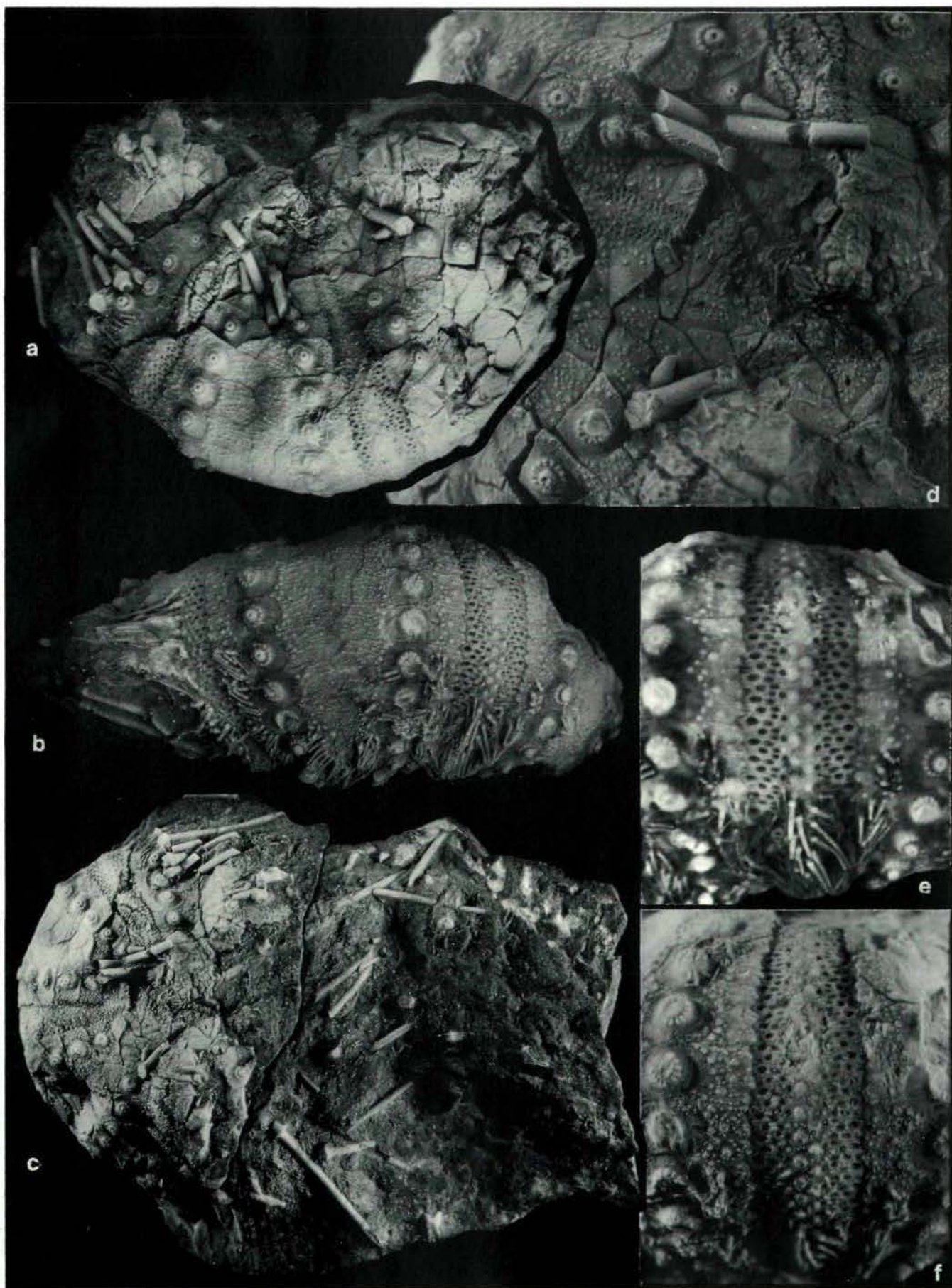
Anschrift des Verfassers:

Dr. h. c. Hans Hagdorn, Muschelkalkmuseum, Schloßstraße 11, D-74653 Ingelfingen.

revidiertes Manuskript eingegangen: 9. Februar 1995

Tafel 1

Triadotiaris grandaeva (v. ALBERTI, 1834). Gehäuse; Oberer Muschelkalk, Crailsheim-Schichten (Bereich Trochitenbank 6), *pulcher*-Zone (Oberillyr), Neidenfels bei Crailsheim, Steinbruch Schön + Hippelein; K. Eisenbarth leg. et ded.; MHI 1149. **a** Apikal. x 1,6. **b** lateral. **c** Gesamtansicht apikal. **d** Apikalsystem. x 3,5. **e** Ambulakrum im Ambitus, in Wasser eingetaucht. x 3. **f** Ambulakrum im Ambitus, mit Ammoniumchlorid geweißt. x 3.



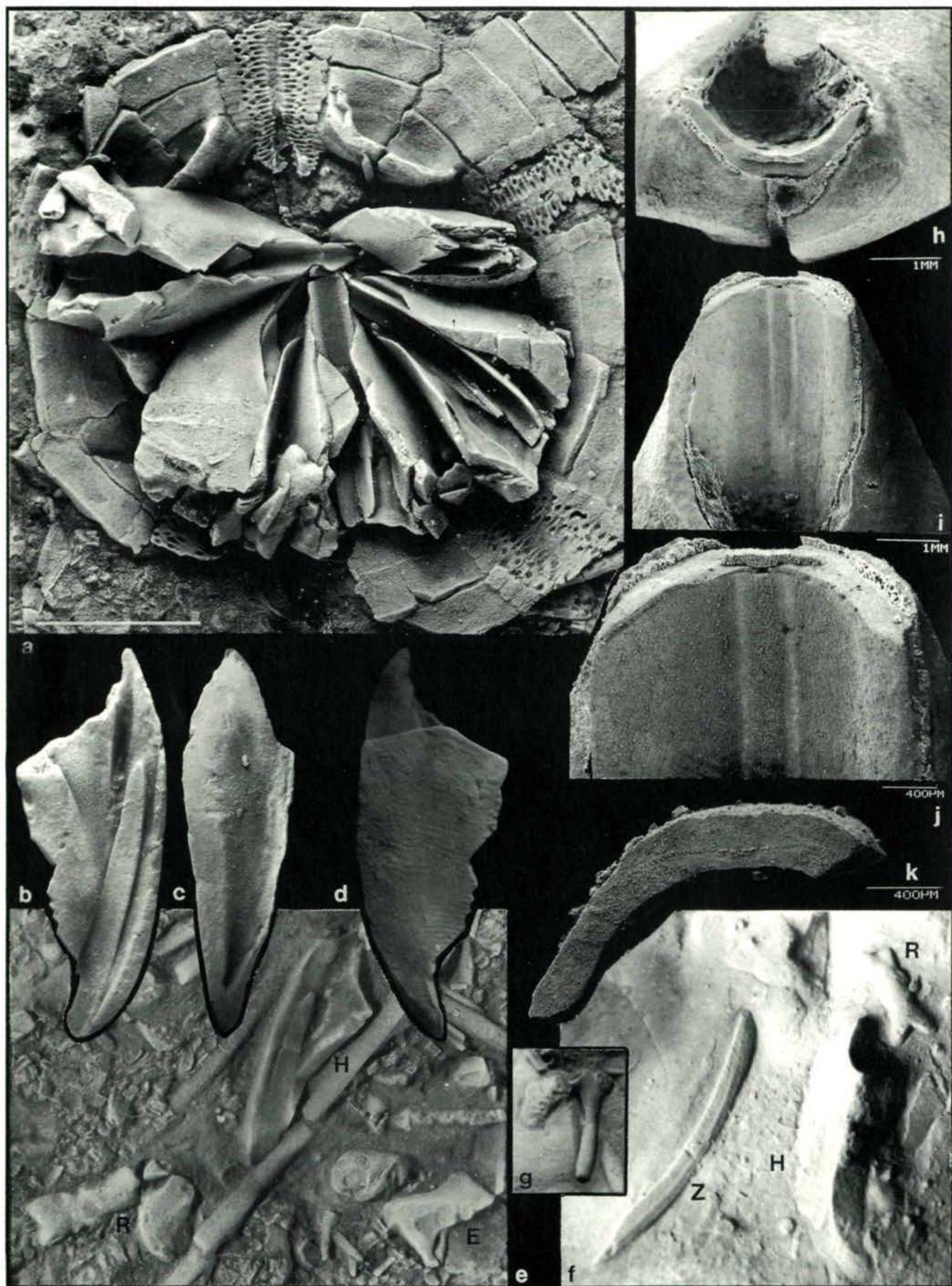
Tafel 2

Triadotiaris grandaeva (v. ALBERTI, 1834). **a–b** Gehäuse eines juvenilen Individuums mit Bestachelung; apikal (a), adoral (b); Oberer Muschelkalk, Haßmersheim-Schichten (Trochitenbank 3), *atavus*-Zone; Künzelsau-Garnberg, Steinbruch Hohenloher Schotterwerke. MHI 1186. x 4. **c** Siebplatte. Oberer Muschelkalk, Crailsheim-Schichten (*Encrinus*-Platten), *atavus*-Zone; Wollmershausen bei Crailsheim, Steinbruch Leyh. MHI 572/3. x 4,5. **d** Bestacheltes Gehäusefragment; Oberer Muschelkalk, Crailsheim-Schichten (*Encrinus*-Platten), *atavus*-Zone; Wollmershausen bei Crailsheim, Steinbruch Leyh. MHI 572/2. x 1, 9. **e** Reste eines stark zerfallenen Gehäuses mit Ambulakralplatten, Porenpaare umwallt; okkludierte Platte mit Marginaltuberkel (Pfeil); Oberer Muschelkalk, Trochitenkalk, Wellenkalkbank 2, *robustus*-Zone; Künzelsau-Garnberg, Steinbruch Hohenloher Schotterwerke. MHI 1296/1. x 2,5. **f–g** Interambulakralplatte, von außen (f), von innen (g); Oberer Muschelkalk, Crailsheim-Schichten (*Encrinus*-Platten), *atavus*-Zone; Mistlau bei Kirchberg/Jagst, Baden-Württemberg. MHI 338/1. x 10. **h–j** Interambulakralplatte, adoral (h), von außen (i–j); wie f. MHI 338/2. x 5. **k** Primärstachel. Wie f. MHI 1297. x 1,7. **l–n** Primärstacheln. Trochitenkalk, Haßmersheim-Schichten (Trochitenbank 2), *atavus*-Zone; Tullau bei Schwäbisch Hall, Baden-Württemberg. MHI 1188/1–1188/3. x 11.



Tafel 3

Triadotiaris grandaeva (v. ALBERTI, 1834). **a** Gehäuse von innen, oral, mit Laterne in situ. Oberer Muschelkalk, Crailsheim-Schichten (*Encrinus*-Platten), *atavus*-Zone; Wollmershausen bei Crailsheim, Steinbruch Leyh. MHI 572/1. x 3,5. **b–d** Halbpypamide von innen (b), abaxial (c) und außen (d); Oberer Muschelkalk, Crailsheim-Schichten (*Encrinus*-Platten), *atavus*-Zone; Mistlau bei Kirchberg/Jagst, Baden-Württemberg. MHI 644/1. x 4. **e** Laternenelemente eines zerfallenen Individuums mit Halbpypamide (H), Rotula (R) und Epiphyse (E). Wie a. MHI 572/4. x 3,7. **f** Laternenelemente eines zerfallenen Individuums mit Halbpypamide (H), Rotula (R) und Zahn (Z); Oberer Muschelkalk, Trochitenkalk, Wellenkalkbank 2, *robustus*-Zone; Künzelsau-Garnberg, Steinbruch Hohenloher Schotterwerke. MHI 1296/2. x 3. **g** Kompaß, abaxialer Teil; wie f. MHI 1296/1. x 4. **h–j** Pyramide mit Zahn, mit HCl angeätzt, adoral (h), axial, adoral (i-j); wie a. MHI 644/2. **k** Zahn, Querbruch, mit HCl angeätzt, von Individuum 572/4; wie a; MHI 572/5.



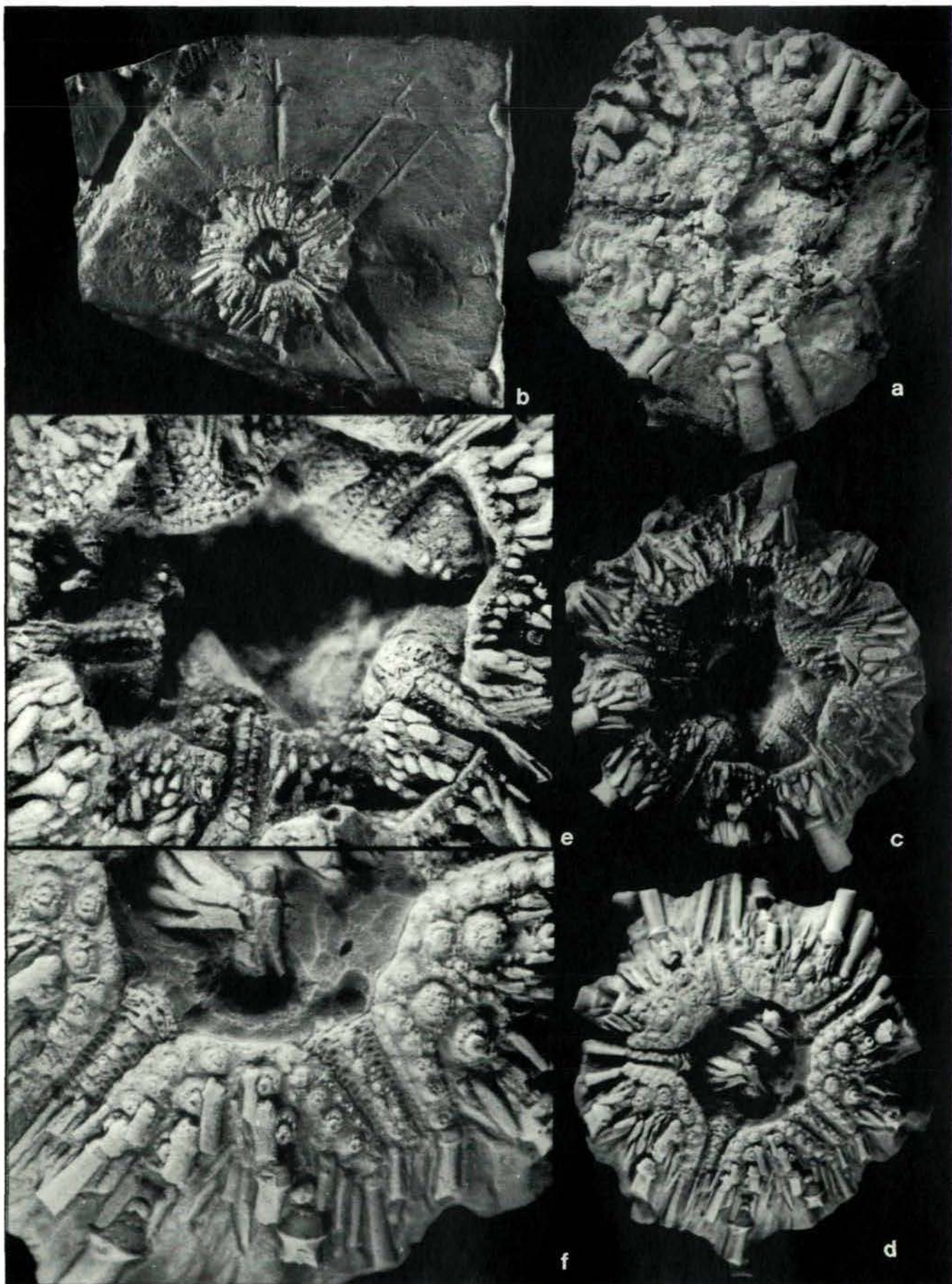
Tafel 4

Serpianotiaris coeava (QUENSTEDT, 1873). **a–h** Vollständiges Gehäuse mit Resten der Bestachelung; Oberer Muschelkalk, Trochitenkalk, Gaismühle an der Jagst, Baden-Württemberg; SMNS 26963. a apikal, b von der Seite, c adoral, d adapikales Ambulakrum, e-h adorale Ambulakren. a–c: x 2,5; d-h: x 4,8. **i–j** Uniseriales, einfaches Ambulakrum, über dem Ambitus; i von außen, j von innen; Trochitenkalk, Crailsheim-Schichten (*Encrinus*-Platten), *atavus*-Zone, Wollmershausen bei Crailsheim, Steinbruch Leyh, Baden-Württemberg. MHI 1298/1. x 8. **k** wie i; MHI 1298/2. x 8. **l** Uniseriales Ambulakrum mit vergrößerten Marginaltuberkeln über zwei Platten, unter dem Ambitus. Wie i. MHI 1298/3. x 10.



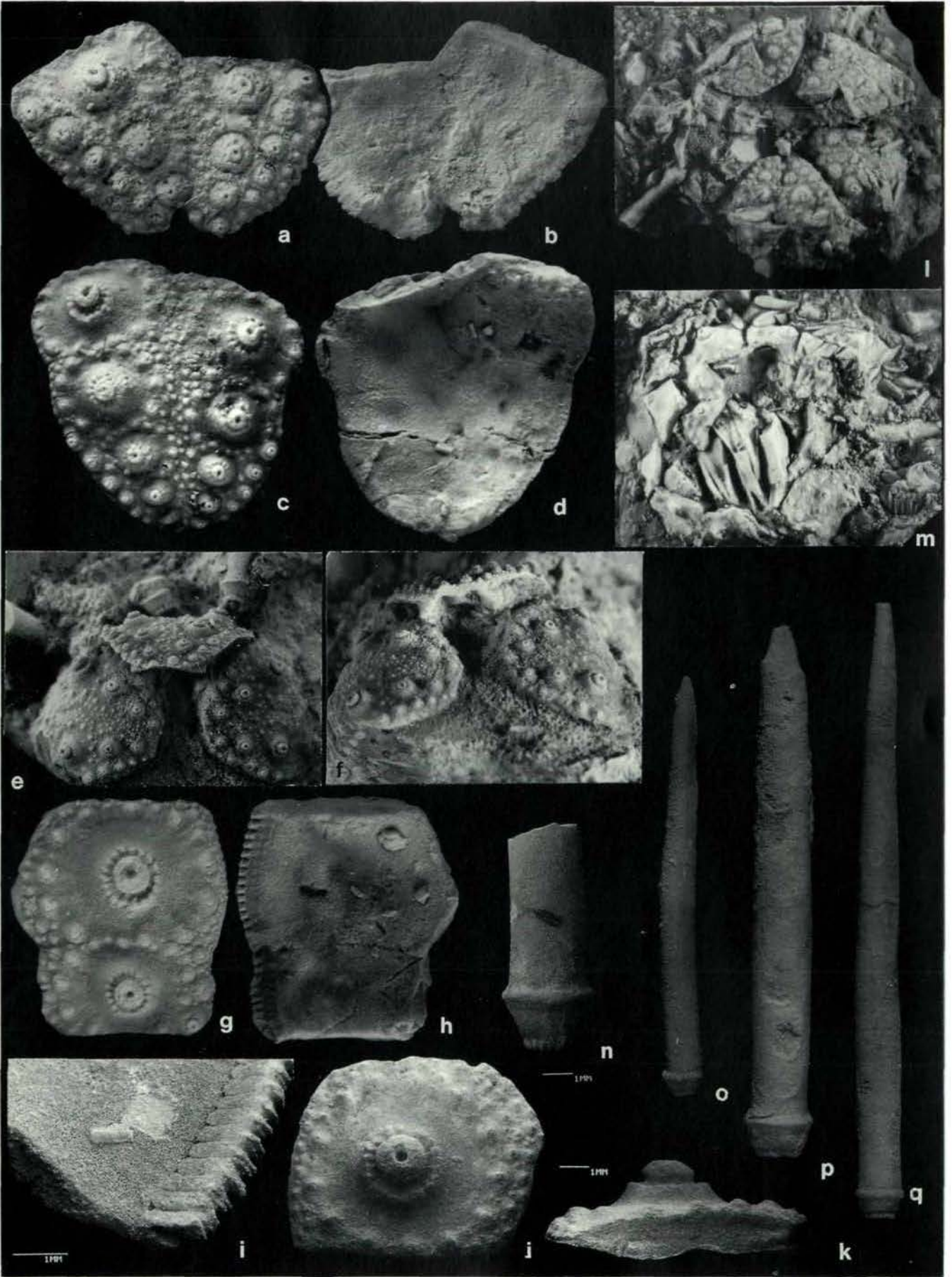
Tafel 5

Serpianotiaris coeava (QUENSTEDT, 1873). **a** Oralseite eines verdrückten Gehäuses, mit Peristom-Täfelchen. Trochitenkalk, Crailsheim-Schichten (*Encrinus*-Platten), *atavus*-Zone, Neidenfels bei Crailsheim, Steinbruch Schön + Hippelein, Baden-Württemberg; MHI 1192/1. x 3,5. **b–f** Vollständiges, unverdrücktes Gehäuse mit Bestachelung und Laterne in situ. **b** Übersicht, **c** Apikalseite mit eingedrücktem Scheitelschild, **d** Oralseite mit Halbpyramiden, **e** einfache adapikale Ambulakren, **f** komponierte adorale Ambulakren. Oberer Muschelkalk, Mühlhausen/Thüringen. MM XVIIa/1. **b** x 1,2. **c–d** x 2,5. **e–f** x 5.



Tafel 6

Serpianotiaris coeava (QUENSTEDT, 1873). **a-b** Interambulakrum, adoral, mit tertiärer Warzenreihe. Trochitenkalk, Crailsheim-Schichten (*Encrinus*-Platten), *atavus*-Zone, Wollmershausen bei Crailsheim, Steinbruch Leyh, Baden-Württemberg. MHI 759/1. x 4,5. **c-d** Interambulakrum, adoral, Promunturium schwach ausgebildet. Wie a. MHI 759/2. x 4,5. **e-f** Unvollständiges Gehäuse, Oralseite, mit kräftig ausgebildetem Promunturium. Oberer Muschelkalk, Trochitenkalk, Meißner-Gebiet, Hessen; NMK, ex. coll. E. Busse. x 2,5. **g-h** Interambulakralplatten, adradiale Denticulierung. Wie a. MHI 759/3. x 5. **i** Interambulakralplatte, Adradialrand von innen mit Resten des überlappten Ambulakrums (Bruch entlang den Ambulakralporen. Wie a. MHI 759/4. x 10. **j-k** Interambulakralplatte aus dem Ambitusbereich; j von außen, k Adoralseite. Wie a. MHI 759/5. x 6. **l** Zerdrücktes Gehäuse, Oralseite, Interambulakren über Ambulakren geschoben; Ambulakrum links sichtbar, wo ein Interambulakrum fehlt. Trochitenkalk, Crailsheim-Schichten (*Encrinus*-Platten), *atavus*-Zone, Neidenfels bei Crailsheim, Steinbruch Schön + Hippelein, Baden-Württemberg. MHI 1191/1. x 1,7. **m** Zerdrücktes Gehäuse, Apikalseite, Laterne freigelegt. Wie l. MHI 1191/2. x 2,5. **n** Primärstachel, zu Gehäuse 1148/1 gehörig. Wie a. MHI 1148/3. x 6. **o-q** Primärstacheln, Spitzen z. T. regeneriert. Wie a. MHI 71/1-71/3. x 4.



CONTROLS ON THE DIAGENESIS OF UPPER TRIASSIC CARBONATE RAMP SEDIMENTS: STEINPLATTE, NORTHERN ALPS (AUSTRIA)

Erik Flügel & Roman Koch

With 11 figures and 4 plates

Abstract:

The Steinplatte near the Austrian-German boundary was long regarded to be a classical model for Upper Triassic reefs formed at carbonate platform margins. This model was replaced by a distally-steepened ramp model (STANTON & FLÜGEL (1989, 1995). Our paper discusses the early diagenetic criteria of the 'mound facies' of the Oberrhätalk exposed in three sections in the western and southern cliff walls. The mound facies consists of three aggradational depositional cycles separated by regressive phases. Primary facies differences within these cycles resulted in the formation of complex hydrological systems acting as flow pathways for marine and/or meteoric or altered pore waters and producing different carbonate cement types.

The flow pathways were intensified by repeated early meteoric influx causing dissolution of mineralogically unstable bioclasts (predominantly mollusks). Increasing access of pore waters resulted in the formation of molds and vugs and recrystallization of great parts of the rocks above and below the beds which acted as pore water conduits. Marine pore waters resulted in the abundant formation of radiaxial-fibrous calcite cements whose growth was strongly substrate-controlled. Interruptions of cement growth by reddish silt and vadose silt point to subaerial exposure and karstification of adjacent platform areas.

The 'mound facies' of the Steinplatte is an example of a complex cementation pattern controlled by (1) the spatial distribution of primary facies criteria (matrix, grains, porosity types), (2) deposition on a ramp, causing variations of the hydrological systems in time, and (3) local substrate control favoring the precipitation of radiaxial-fibrous calcite cement within a marine diagenetic environment.

Zusammenfassung:

Die Steinplatte bei Waidring, nahe der österreichisch-deutschen Grenze, galt lange als klassisches Modell für obertriadische Plattformrand-Riffe. Diese Vorstellung wurde durch STANTON & FLÜGEL (1989, 1995) durch das Modell einer distal versteilten Karbonatrampe ersetzt. In der vorliegenden Arbeit werden die frühdiagenetischen Merkmale der in drei Profilen der Steinplatte-West- und Südwand untersuchten „Mound Fazies“ des Oberrhätalkes diskutiert. Die Mound Fazies besteht aus drei aggradierenden Ablagerungszyklen, die durch regressive Ereignisse beeinflusst werden. Primäre Faziesunterschiede innerhalb dieser Zyklen waren für die Entstehung komplexer hydrologischer Systeme verantwortlich, durch welche die Möglichkeiten und die Intensität des Zutritts von marinen und/oder meteorischen sowie in ihrem Chemismus veränderten Porenwässern gesteuert wurden.

Wiederholter Zutritt von Süßwasser führte zur Lösung mineralogisch instabiler Bioklasten (überwiegend Mollusken), die in „Shell Beds“ angehäuft sind. Derart kam es zur Bildung von Lösungsporen und zur Rekristallisation der Schichten im Liegenden und Hangenden der den Porenwasserfluß ermöglichenden Schichten. Wiederholte Wechsel zu marinen Porenwässern führten zur Bildung von radiaxial-fibrösen Kalzitcementen, deren Entstehung in hohem Maß substratgesteuert erscheint. Unterbrechungen der marinen Zementbildung durch Auftauchen und Verkarstung benachbarter Plattformareale werden durch Einschaltungen von vadosen Kristallsilt und Hämatitsäumen angezeigt.

Die Mound Fazies der Steinplatte stellt ein ausgezeichnetes Beispiel für die Entstehung eines komplexen Zementationsmusters im Bereich eines Hanges dar. Lösung und Zementation wurden durch die räumliche Verteilung der Primärfazies (Matrix, Komponenten, Porentypen), durch eine in Aggradationszyklen ablaufende Sedimentation am Hang einer Rampe, durch die dadurch bedingten und in der Zeit wechselnden hydrologischen Systeme sowie durch die Substratabhängigkeit der im Oberrhätalk quantitativ dominierenden radiaxial-fibrösen Zemente gesteuert.

1. Introduction

The Steinplatte, near Waidring in Northern Tyrol (fig. 1), was long considered to be a classical model for Upper Triassic reefs formed at carbonate platform margins (OHLEN, 1959; ZANKL, 1971; LOBITZER, 1980; PILLER, 1981). This model was replaced by STANTON & FLÜGEL (1989, 1995), who favored a ramp model. They explained the Steinplatte as an accretionary, distally steepened ramp developing from a homoclinal ramp and composed predominantly of carbonate bioclastic sands with patchy coral and '-calcsponge' buildups.

This paper describes and discusses the diagenetic criteria of the 'mound facies' of the Oberhätalk exposed in three sections in the western and southern cliff walls (figs. 2, 3). The sections C, B and A document significant lateral and vertical changes in the composition of the sediment

along a basinward steepened slope dipping 20° – 30° W (fig. 3). Marker beds (e.g. the 'White Bed', several 'shell beds', marly intercalations as well as the relative amount of matrix, grains and grain types) allow depositional units

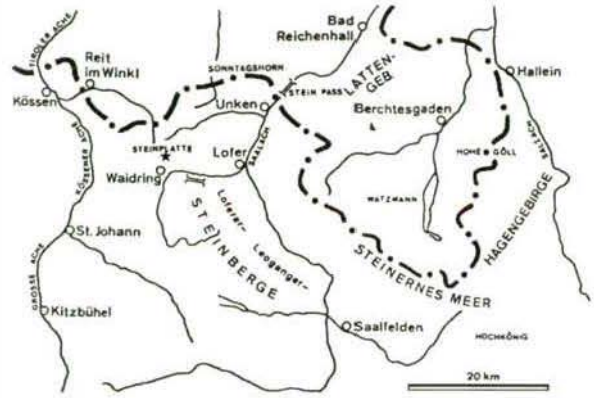


Fig. 1: Location of the Steinplatte near the Austrian/German boundary. The Steinplatte lies approximately 70 km SE München and 30 km SW Salzburg.

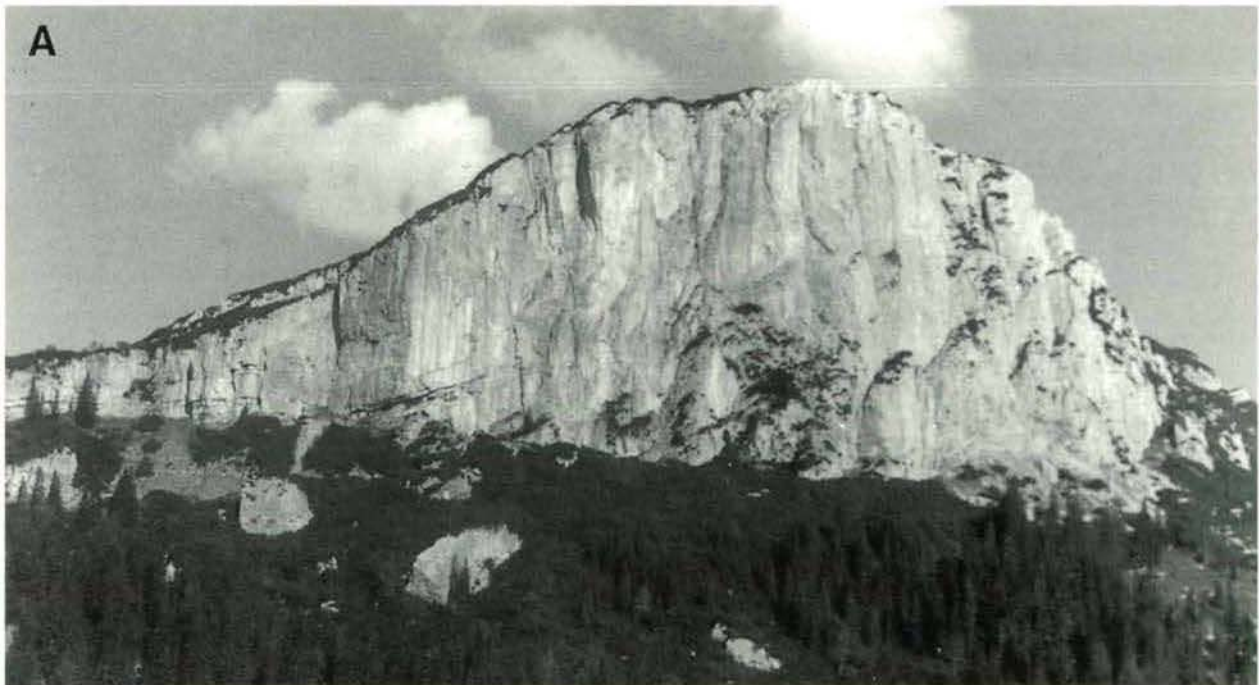


Fig. 2: Study area. **A**. Western cliff wall of the Steinplatte. The photograph, taken from the Grünwaldkopf, exhibits the bedded and massive Kössen beds grading laterally and vertically into the limestone of the Steinplatte ('Oberhätalk'). Distinct downslope bedding is visible in the transitional area between Oberhätalk and flat lying Kössen beds. The cliff comprises the 'mound facies' (about 150 m) which is overlain by the onlapping beds of the thin 'capping facies' on the flank of the Steinplatte (visible at the top left). The capping facies includes the 'coral gardens' on the northern slope of the Steinplatte and the eastern slope of the Plattenkogel. **B**. Sketch showing the location of the sections studied A (route 5), B (route 12) and C (route 21). The 'White Bed' dipping about 20° west is dotted. Modified from STANTON & FLÜGEL (1989).

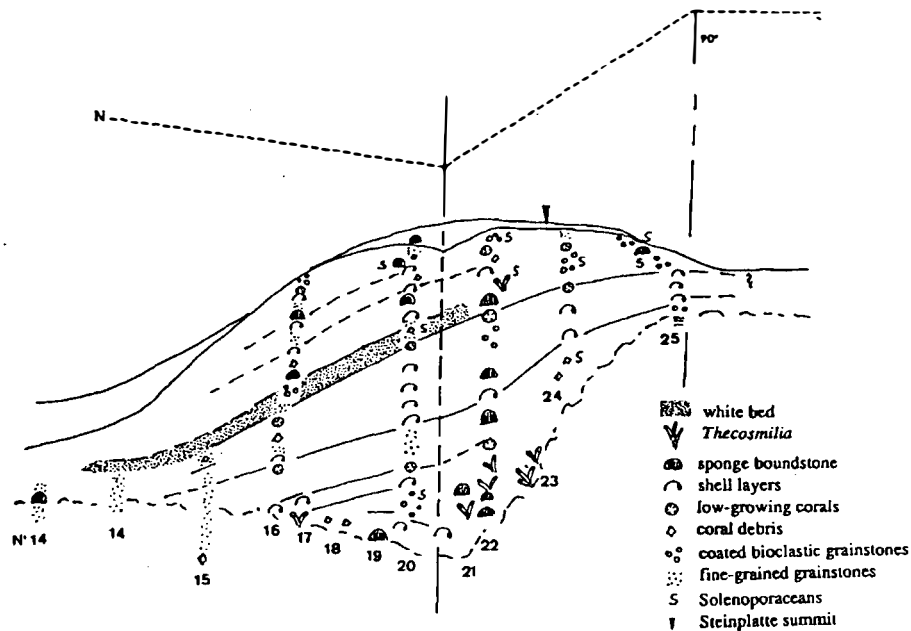
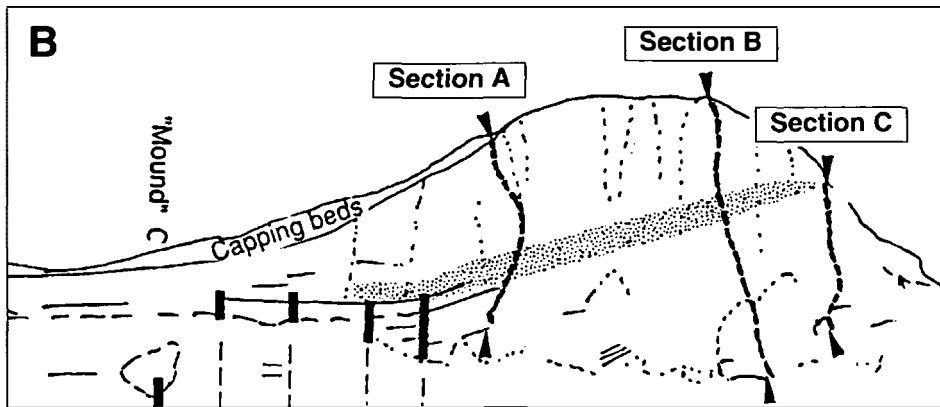


Fig. 3: Distribution of facies criteria within the mound facies. Numbers refer to sampling localities. Lateral and vertical distances are not to scale. The carbonate ramp (right) becomes distally steepened in the vicinity of section D (locality 24) and changes into a distinct slope marked by shell bed III and the 'White Bed'. Note the changes in the thickness of shell bed III (shell symbol; about 25 m in the Wieslochsteig section (locality 25), 8 m in section D, 26 m in section B and 5 m in section A). Boundstones are more common in section C and in the beds overlying the 'White Bed'. Modified from STANTON & FLÜGEL (1989).

to be correlated (fig. 4) reflecting changes in sea-level and in early diagenetic patterns (figs. 9–11).

The mound facies is predominantly composed of fine- and medium-grained bioclastic and lithoclastic carbonate sands, shell coquinas and some thin, small-scaled autochthonous boundstone structures. Boundstones with sponges,

corals and solenoporacean algae are mainly restricted to section C. The sections B and A exhibit wacke-, pack- and grainstones varying in composition, frequency of grains and matrix content over the ramp towards the basin (see STANTON & FLÜGEL, 1989). Marine cements as well as meteoric diagenetic features can be recognized in all the sections, providing an insight into the relationships between cementation and

Section A

Section B

Section C

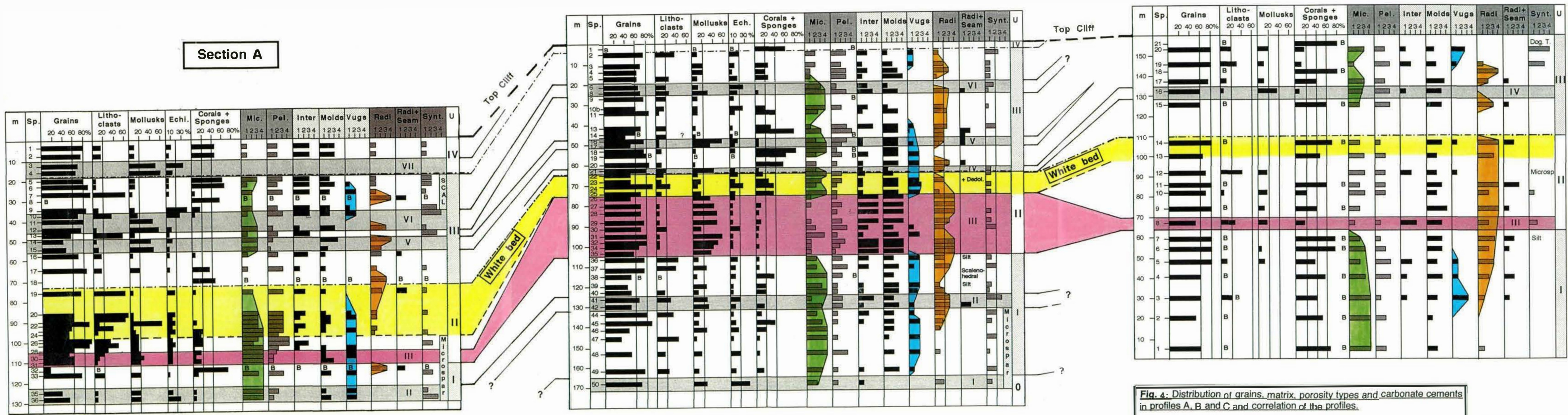


Fig. 4. Distribution of grains, matrix, porosity types and carbonate cements in profiles A, B and C and correlation of the profiles.

- Legend:**
- Sp. - Sample
 - Mic. - Micritic matrix
 - Pel. - Peloidal matrix
 - Inter - Interparticle porosity
 - Radi - Radiaxial-fibrous cements
 - +Seam - RFC separated by reddish-dusty layers
 - Synt. - Syntaxial overgrowth
 - Microsp. - Microsparitic matrix (recrystallized)
 - Scal. - Scalenohedral calcites
 - U - Unit

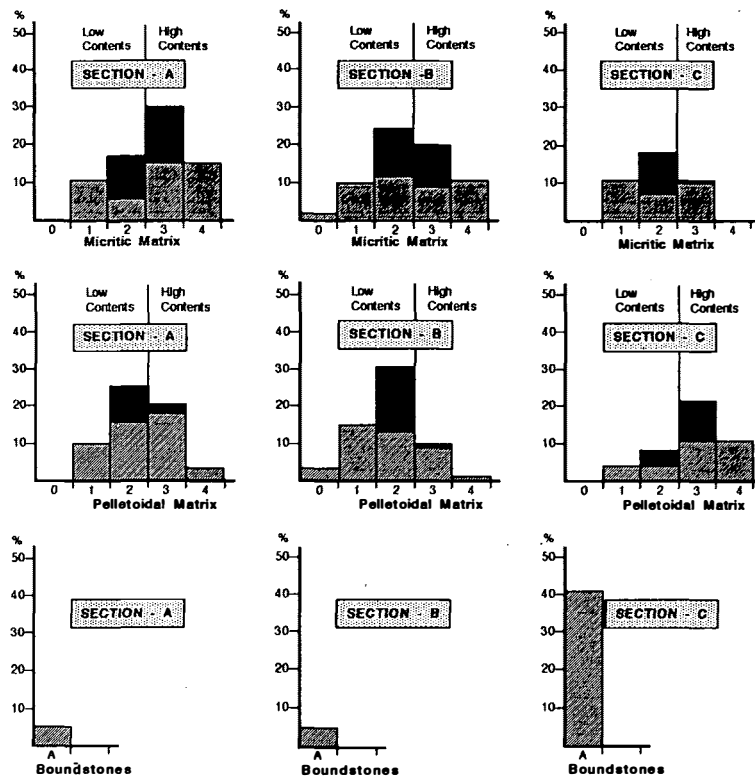


Fig. 5: Frequency of micrite matrix, peloidal matrix and boundstones in the sections A, B and C. The numbers indicate estimated frequencies: 0 = absent, 1 = rare, < 5%, 2 = common, 5-10%, 3 = abundant, 10-20%, 4 = very abundant, > 20%. The histograms are summarized as black bars; 'low' and 'high' contents correspond to rough estimations.

present in section A whereas section B exhibits low amounts. Peloids in section C seem to be related to organic activity, the peloids of section A may correspond to small micritic intraclasts.

The differentiation of the mound facies into depositional units facilitates the recognition of diagenetic patterns and their controls by sea-level fluctuations (fig. 4).

The lowermost **unit-0** is of minor importance for our study. It occurs only in section B and is represented by shell bed I (sample B 50). About 70% of the grains are mollusk and echinoderm debris.

The overlying **unit-I** can be recognized in all the sections (section C: samples 1-7; section B: samples 49-36; section A: samples 36-32). It comprises the interval between shell bed I and the base of shell bed III, including shell bed II.

In all three sections unit-I is characterized by a very high amount of micrite matrix (figs. 4 and 6). Grain frequency decreases slightly from east to west (fig. 6). Most grains in section C are angular coral fragments. About 60% of the samples of section B and more than 75% of the samples from section A exhibit grain frequencies of less than 60% of the rock volume, indicating a mixture of autochthonous sediment production and downslope sediment input. Differences in the frequency of peloidal matrix (common in section A, less common in section B) may be explained by a different origin of the peloids as mentioned above. Mollusk grains are rare in section C and more frequent in section B, together with echinoderm fragments. Corals are rare within the slope sediments except for one bed underlying shell bed III (section B: sample 38; section A: sample 32).

the composition of the depositional units, matrix content and grain types controlling the cement stratigraphy.

2. Material and methods

The study is based on 107 thin sections from three profiles (A: 36 samples, B: 50 samples, C: 21 samples) covering a thickness of about 150 meters (fig. 3). The thin sections were studied with regard to rock bulk composition, porosity types and cement types. Because the available grain bulk data (STANTON & FLÜGEL, 1989) proved to be insufficient for evaluating the controls of sediment composition on cementation, rock bulk compositional data were estimated. This includes the number of grains, the amount of matrix, and the frequency of lithoclasts (predominantly reworked micrite), mollusks (predominantly pelecypods), echinoderms as well as 'potential reefbuilding organisms' (corals and sponges; see figs. 3 and 4).

The amount of matrix, pores (minus-cement porosity) and cement types was estimated semi-quantitatively (see fig. 4). The scale used is: 0 = absent, 1 = rare, < 5%, 2 = common, 5–10%, 3 = abundant, 10–20%, 4 = very abundant, > 20%. Percentages correspond roughly to rock bulk composition. Two matrix types were distinguished (micrite matrix and peloidal matrix) because they reflect differences in permeability. Pores are differentiated into primary interparticle pores, molds and vugs. Estimating the matrix content, boundstones were not taken into consideration separately.

The prevailing cements occurring in the carbonate sands correspond to radiaxial-fibrous, syntaxial and granular types. Radiaxial-fibrous cements can be subdivided into those consisting of only one generation of cement crystals and those consisting of several generations. Granular cements were not studied in detail because the current paper focuses on microscopic analysis

and does not include the stable isotope and cathodoluminescence data necessary for explaining these cement types.

All data are summarized in fig. 4 which shows the correlation chart of the three sections. The distribution of grains, peloidal matrix and micrite matrix of the depositional units of the Steinplatte 'mound facies' is shown separately in figs. 5–8. The most important cement types forming the basis for our interpretations are documented in plates 1–4.

3. Correlation and subdivision of the Steinplatte ramp sediments

A correlation of the cliff wall sections A, B and C, based on textural and diagenetic criteria (fig. 4), supports the depositional model developed by STANTON & FLÜGEL (1989, 1995). The overall sedimentation pattern corresponds to that of a laterally prograding, distally steepened carbonate ramp exhibiting *five depositional units*. These units are characterized by different amounts of grains and matrix:

The number of grains decreases from east to west (fig. 4), showing characteristic lateral patterns within units-I, -II and -III, which are also reflected by the amount of micrite matrix (fig. 5). Low grain contents coincides with high matrix content and vice versa. The overall trend is characterized by an increase in the amount of micrite matrix from east to west (fig. 5). Low amounts of micrite (grades 1 and 2) and some moderate amounts (grade 3) occur in section C. Micrite content increases in section B, exhibiting the highest grades (3 and 4) in the basinward section A. Peloidal micrite matrix is most common in section C and co-occurs with boundstones. High amounts of peloidal micrite are also

Fig. 4: Distribution of grains, matrix, porosity types and carbonate cements in the sections A, B and C and correlation of the sections.

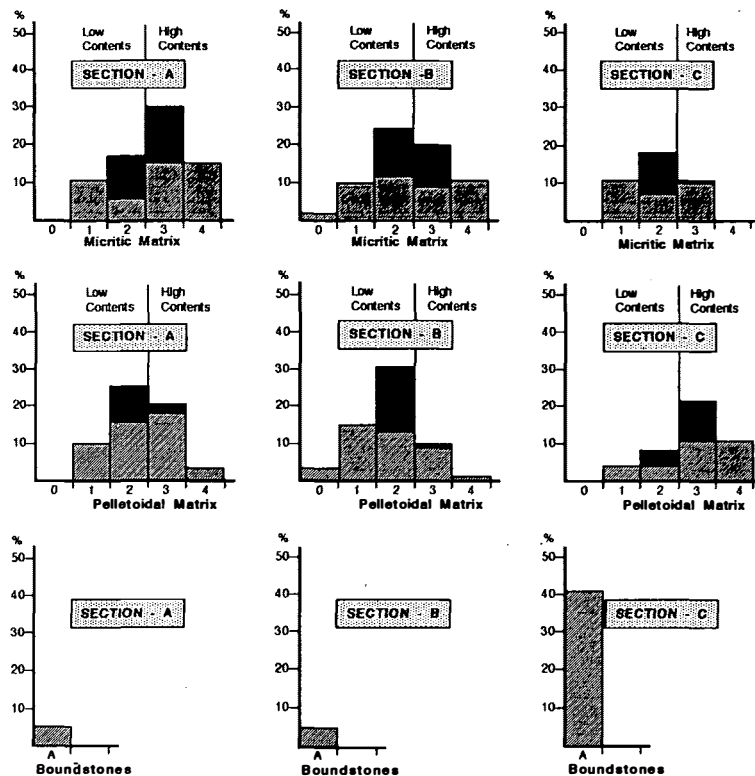


Fig. 5: Frequency of micrite matrix, peloidal matrix and boundstones in the sections A, B and C. The numbers indicate estimated frequencies: 0 = absent, 1 = rare, < 5%, 2 = common, 5-10%, 3 = abundant, 10-20%, 4 = very abundant, > 20%. The histograms are summarized as black bars; 'low' and 'high' contents correspond to rough estimations.

present in section A whereas section B exhibits low amounts. Peloids in section C seem to be related to organic activity, the peloids of section A may correspond to small micritic intraclasts.

The differentiation of the mound facies into depositional units facilitates the recognition of diagenetic patterns and their controls by sea-level fluctuations (fig. 4).

The lowermost **unit-0** is of minor importance for our study. It occurs only in section B and is represented by shell bed I (sample B 50). About 70% of the grains are mollusk and echinoderm debris.

The overlying **unit-I** can be recognized in all the sections (section C: samples 1-7; section B: samples 49-36; section A: samples 36-32). It comprises the interval between shell bed I and the base of shell bed III, including shell bed II.

In all three sections unit-I is characterized by a very high amount of micrite matrix (figs. 4 and 6). Grain frequency decreases slightly from east to west (fig. 6). Most grains in section C are angular coral fragments. About 60% of the samples of section B and more than 75% of the samples from section A exhibit grain frequencies of less than 60% of the rock volume, indicating a mixture of autochthonous sediment production and downslope sediment input. Differences in the frequency of peloidal matrix (common in section A, less common in section B) may be explained by a different origin of the peloids as mentioned above. Mollusk grains are rare in section C and more frequent in section B, together with echinoderm fragments. Corals are rare within the slope sediments except for one bed underlying shell bed III (section B: sample 38; section A: sample 32).

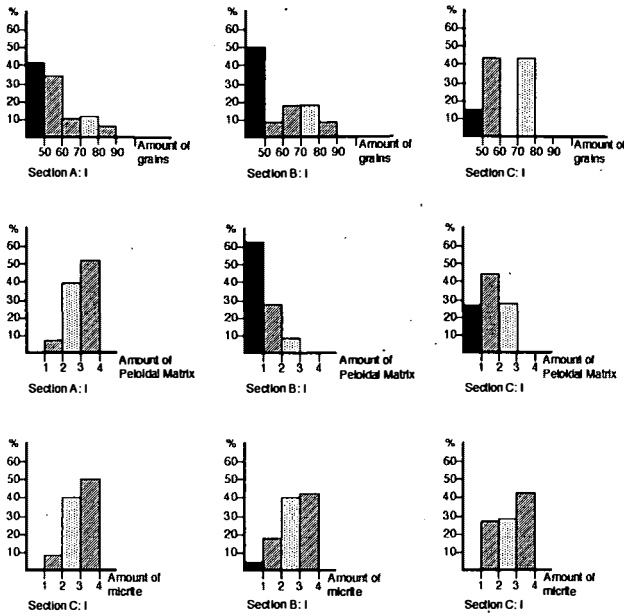


Fig. 6: Frequency of grains and matrix types within rock unit-I in sections A, B and C. For legend see Fig. 5.

Unit-II contains the most conspicuous coquina (shell bed III) and the 'White Bed', and is overlain by shell bed IV belonging to unit-III. Shell bed III and the 'White Bed' occur in all three sections but because the overlying shell bed IV is missing (or was not sampled) in section A, the boundary between unit-II and unit-III may be fixed at the base of shell-bed V, at the same position as in section B, or slightly deeper below a boundstone (section A).

In contrast to unit-I, unit -II is characterized by very low amounts of micrite matrix (especially in section B), the highest numbers of grains, highest numbers of mollusk shells and echinoderm fragments (figs. 4 and 7) as well as by large amounts of radiaxial-fibrous cements (fig. 4). Bioclastic grains are predominantly mollusks within shell bed III and echinoderm and coral debris in the 'White Bed'. The bulk of the 'White Bed' is characterized by bioclastic/lithoclastic pack- and grainstones which differ significantly in the small grain size from other parts of the mound facies. Lateral changes within unit-II (fig. 7) concern the amount of micrite matrix (slightly increasing from east to west), the frequency of peloidal matrix (moder-

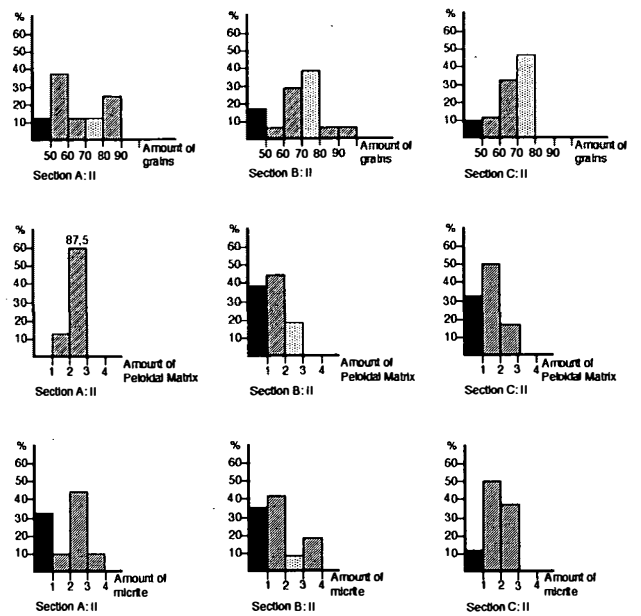


Fig. 7: Frequency of grains and matrix types within rock unit-II in sections A, B and C. For legend see Fig. 5.

ate in section C, higher in sections B and A), the number of grains (slightly decreasing towards the basin) and the proportion of grains within the 'White Bed'. These lateral changes within unit-II do not affect overall grain frequency and interparticle porosity, which are very high in all the sections.

Unit-III comprises the interval between shell bed V and the base of shell bed VII (exposed only in section A). It includes the shell beds V and VI as well as the intercalated sediments. The unit is characterized by larger amounts of micrite matrix, varying slightly vertically (high in the lower and upper part, low in the central part of the sections) but remaining rather constant laterally (fig. 8). The central part is characterized by larger amounts of echinoderms (section A) and corals and sponges (sections B and C). Mollusk shell debris is predominantly restricted to the shell beds, coral debris to the intercalated sediments. The bulk frequency of grains and of peloidal matrix decreases slightly basinwards.

The uppermost **unit-IV** is present only in the sections A and B and includes shell bed VII of

section A. Micrite matrix is low in both sections, peloidal matrix decreases slightly from east to west.

4. Depositional model: Aggradational cycles controlled by sea-level fluctuations

4.1 Shell beds

Shell beds I to VII, used as marker horizons, are characterized by large amounts of pelecypod and brachiopod shells, and sometimes frequent echinoderm fragments. Other bioclasts are rare. Shell beds occur both in units rich in micrite (units-I and -III) and in units poor in micrite (units-II and -IV). The shell beds (except for shell bed I, IV and VII) can be followed down-slope to the basin.

Shell bed III of the lower part of unit-II is of special interest because it indicates a distinct change in the depositional pattern by having formed a depositional relief and acted as a diagenetic pathway.

This shell bed is characterized by

- a) Wide lateral extension: The shell accumulation can be followed for more than two kilometers from the Kössen beds in the west to the area east of the Wieslochsteig.
- b) Differences in the setting: Shell bed III developed on the slope (sections A and B) as well as on the shallow outer ramp (section D east of section C (fig. 2) and the Wieslochsteig section, about 1 km east of section C; see STANTON & FLÜGEL, 1989).
- c) Marked differences in thickness: About 5 m in the downslope section A, about 26 m in slope section B, about 8 m in the outer ramp section D (transect section), and about 25 m in the outer ramp section at the Wieslochsteig.
- d) Differences in the facies of the underlying and overlying beds in the western and eastern Steinplatte area: Underlying beds are boundstones; overlying beds correspond to the fine-

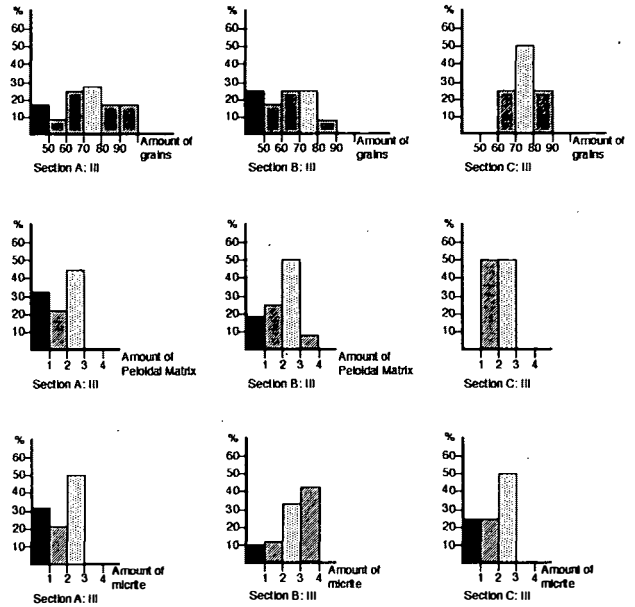


Fig. 8: Frequency of grains and matrix types within rock unit-III in sections A, B and C. For legend see Fig. 5.

grained sediments of the ‘White Bed’ in sections A and B. In section D and the Wieslochsteig underlying beds are biointraclastic echinoderm pack- and floatstones as well as grainstones and overlying sediments are bioclastic coated grainstones and wackestones.

- e) Differences in sediment composition: Shell bed III corresponds to a bioclastic micritic sediment (predominantly shell/echinoderm floatstones and packstones) in sections A, D and in Wieslochsteig whereas in section B the shell bed is characterized by coarse-grained shell rudstones.

Shell bed III is a good example of a ‘fossil concentration’. The term was coined for a ‘relatively dense accumulation of biological hard-parts, irrespective of taxonomic composition, state of preservation, or degree of post-mortem modification’ (KIDWELL et al., 1986). Following the conceptual framework developed for the analysis and classification of these skeletal concentrations, shell bed III corresponds to ‘mixed biogenic/sedimentological concentration’. Biogenic and sedimentologic contributions in the formation of the shell bed were different at the

various sites as shown by a comparison of the taxonomic composition, biofabric, geometry and internal structure of shell bed III:

- 1) Taxonomic composition: The concentrations are polytypic at all sites. They consist of several types of skeletons. This includes the groups taking part in the formation of the shell bed (pelecypods, echinoderms, brachiopods, gastropods) as well as the differences on the generic level within the pelecypods.
- 2) Biofabric: The three-dimensional arrangement of the skeletal elements is different at different sites. Shells are predominantly matrix-supported in sections A and D and the Wieslochsteig in contrast to the thick shell bed of section B, which is characterized by bioclast-support. Sorting is poor at all sites but significantly poorer in sections B and D and the Wieslochsteig section. Samples from these sections exhibit oblique and perpendicular orientations of shells in cross sections. Packing varies at different sites, it is low in samples from section A but high in samples from sections B and D.
- 3) Geometry: Shell bed III exhibits a wedge-shaped geometry on the slope (sections A and B). On the ramp, however (section D and the Wieslochsteig), the shell bed corresponds to a 'bed' (in the terminology of KIDWELL et al., 1986) exhibiting considerable variations in thickness (5 to about 25 m) over a lateral distance of about 500 meters.
- 4) Internal structure: Shell bed III corresponds to 'simple concentrations' defined by an internally homogenous composition. This is especially evident within the thick concentrations in section B and the Wieslochsteig. Vertical or lateral internal variations pointing to the existence of shelly turbidites or offshore tempestites (AIGNER, 1982, 1986) are absent.

Using the ternary diagram proposed by KIDWELL et al. (1986) to describe the concentrating processes of fossil accumulations, the shell bed of section A falls into field 4, section B and section D into field 2, and the shell bed of the Wieslochsteig section into fields 4 and 1. Field 1

characterizes autochthonous and parautochthonous biogenic concentrations (indicated in the lower part of the Wieslochsteig shell bed by abundant pelecypods preserved in living position). Field 2 describes concentrations predominantly caused by hydraulic effects and/or variations in the sedimentation. Field 4 characterizes concentrations formed by an interplay of sedimentologic and biogenic processes.

Along an onshore-offshore transect sedimentological concentrations should decrease in abundance towards the basin, because of diminishing water energy at the sea floor, assuming constant sediment accumulation rates across the transect. Sedimentological shell concentrations may be typical in various environments (including beach, tidal flat, lagoon, shoals and inner shelf settings). In the model developed by KIDWELL et al. (1986), the Wieslochsteig section shell bed would correspond to a 'lagoonal' position, the section D to shoals and sections B and A to inner shelf positions below fair weather waves but above the storm wave base. Parautochthonous shell associations occur only in the Wieslochsteig section.

Unfortunately, the taxonomic composition of shell bed III and other shell beds is not well known (HAHN, 1910; VORTISCH, 1926; PILLER, 1981). However, by attributing the recorded pelecypod genera to the ecological groups distinguished by KAUFFMAN (1969), the primary habitats of the bivalves can be inferred. Most of the recorded pelecypod genera are members of epifaunal hard bottom communities and include byssate free-swinging bivalves (*Oxytoma*, *Pteria*, *Rhaetavicula*), byssate fissure- and cavity dwellers (*Lima*) as well as cemented epifaunal bivalves (oysters, *Plicatula*, *Atreta*). Most of these genera prefer firm or hard substrates and were suspension feeders living in shallow high-energy environments. Members of soft bottom communities are represented by *Modiolus*, *Ger-villeia* and *Hoernesia*.

Many of these genera also occur in the bivalve biofacies types of the Kössen Beds of the Steinplatte area (GOLEBIEWSKI, 1991). Here the

coquina beds of the lower part of the Hochalm Member, corresponding to proximal tempestites of a shallow carbonate ramp, are concentrated at the base of transgressive cycles. A similar situation may be assumed for some of the shell beds within the mound facies of the Steinplatte (e.g. shell bed III and shell bed VII).

Any explanation of Shell Bed III must take into account the following points:

- 1) The primary habitats of the pelecypods were shallow, high-energy environments providing firm and hard bottom substrates.
- 2) All the sites of shell bed III except the Wieslochsteig area exhibit allochthonous fossil concentrations.
- 3) These concentrations were caused by hydraulic effects acting on the slope as well as on the shallow outer ramp.
- 4) Thickness variations of the shell bed are similar on the slope and on the ramp.
- 5) The allochthonous shell material was deposited in low energy environments at the slope as well as on the ramp.
- 6) Section B (shell rudstone) is a remarkable exception which may indicate by-passing of mud or the existence of local high-energy conditions caused by currents.

KIDWELL & AIGNER (1985) recognized three pathways in the formation of complex shell accumulations: (1) Continuous accumulation of shells because sedimentation fails to keep up with hardpart accumulation. This may result from a) a negligible sediment supply or by-passing of sediment, b) high biological production, or c) an abundant supply of allochthonous hardparts from outside. (2) No or low background sedimentation relative to hardpart accumulation, interrupted by rapid deposition of muddy sediment. This allows a colonization by burrowing infauna which contributes to the formation of firm substrates for further shells. (3) Episodes of erosional reworking of soft-bottom colonizers into shell gravel lags, providing opportunities for colonization by epifaunal taxa.

The dominance of epifaunal pelecypods argues against pathway 3 and possibly also pathway 2. Continuous accumulation of shells caused by high biological production and low sedimentation is a reliable explanation for the Wieslochsteig shell bed where ecologically different epifaunal bivalves may have accumulated due to low sedimentation rates and small-scale in situ reworking (cf. FÜRSICH, 1978). The allochthonous shell bed of section B, however, could correspond to accumulations of shell gravels near the toe-of-the-slope. Here, bottom currents can concentrate allochthonous material derived from the upper part of the slope.

The formation of shell bed III was probably a regional event: The shell bed III was formed at different water depths and at different energy levels. It overlies coated grainstones (Wieslochsteig and section B) as well as wackestones, packstones and boundstones (section D and A) pointing to a widespread and rapid change in depositional conditions at the base of the shell bed. This change is also evident in other outcrops of the 'Oberhättriffkalk', especially in the Rötelwand (SIEBER, 1937; SCHÄFER, 1979): Here, micritic carbonates with pelecypod beds and small coral patches provide the base for pelecypod coquinas, forming a shell bed up to 30 meters in thickness. This parautochthonous shell bed is overlain by different facies types; the fine-grained 'detritus mud facies' at the leeward flank of the Rötelwand structure is lithologically similar to the 'White Bed' of the Steinplatte.

4.2 Aggradational cycles

The depositional pattern on the slope of the Steinplatte and at the margin of the ramp is characterized by at least three 'aggradational cycles' which started after deposition of unit-0 with the **first cycle** comprising unit-I and unit-II. Lateral aggradation is indicated by the varying thicknesses of shell bed II and shell bed III as well as

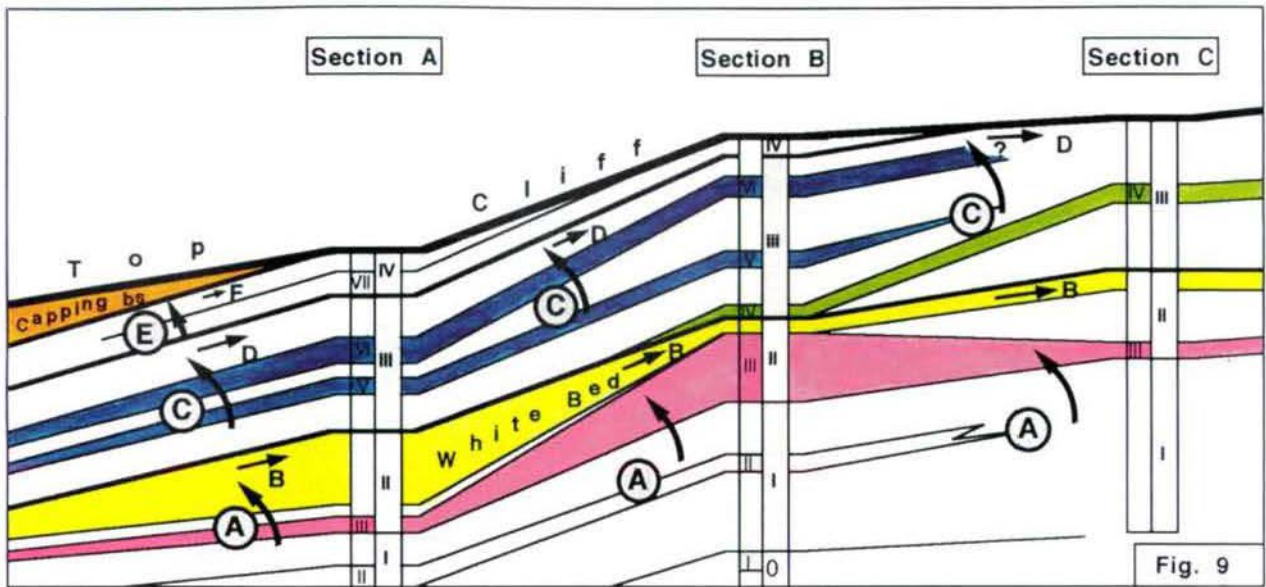


Fig. 9: Sketch of the depositional units and aggradational cycles of the distally steepened part of the carbonate ramp (mound facies). Letters refer to depositional cycles and regression events. Roman numbers (I, II, III, IV) within the columns to depositional units and Roman numbers at the left of the columns (I to VII) to shell beds. After the first cycle (A) a marked regression (B) took place. The second cycle (C) is characterized by shell bed III and the 'White Bed', corresponding to transgressive phases, (D) marks a regressive event. The third cycle (E) characterized by increasing shallowing of the depositional area is also terminated by a regression event (F). The decrease in the thickness of the cycles indicates decreasing aggradational deposition within a predominantly regressive megacycle characterizing the total of mound facies and capping facies.

of the 'White Bed'. The 'White Bed' was deposited within a relief of shell bed III (fig. 9). Shell bed II seems to pinch out against the more autochthonous sediments of the section C.

The boundary between shell bed III and the 'White Bed' marks the beginning of a transgressive phase. The top of the 'White Bed' may correspond to a regressive phase, characterized by low depositional rates (as indicated by hematite dust on fibrous cement calcites). The depositional gap becomes more evident from the absence of sediments: The interval between the 'White Bed' and shell bed IV of section C is only slightly developed in section B and is absent in section A.

The **second cycle** corresponds to unit-III, and ranges from shell bed IV or from the top of the 'White Bed' to the base of shell bed VII. In section B the cycle comprises the shell beds V and VI and may even extend up to a few meters

above shell bed VI. In section C the second cycle is represented by the uppermost sediments of the section.

The depositional pattern of the second cycle is characterized by a low-relief sedimentation on a ramp without significant differences in thickness. The thickness is smaller than that of the first cycle. The upper boundary, marked by hematite dust on cement crystals, corresponds to a regression maximum.

The **third cycle** can be recognized only in sections A and B. It is characterized by shallowing-upward sequences consisting of grain-rich sediments. Corals and coral patches are more common as compared to the first and second cycles. The sediments of this cycle are disconformably overlain by the coral-rich sediments of the 'capping facies', exhibiting distinct indications of regressive phases (cf. STANTON & FLÜGEL, 1989).

5. Distribution of pore types within the depositional units

5.1 Relationships between matrix, porosity and substrate control of cementation

Precipitation of cements and dissolution of carbonate material depend on the number of ions present and on the rates at which water flows through pore spaces. Flow rates and, in turn, cementation are controlled by a) energy levels (creating 'active' or stagnant' diagenetic conditions within microenvironments, LONGMAN, 1980), b) rates of sedimentation and c) the distribution and geometry of pores.

High water agitation and low sedimentation rates will result in strong cementation (e.g., at the reef front), whereas low agitation combined with high sedimentation rates and the deposition of fine-grained sediment favors low cementation (e.g., in back-reef environments). An increase in fine-grained matrix results in decreasing flow rates; pure micrites, therefore, exhibit very low permeabilities (LIGHTY, 1985). Permeability and possible flow rates are higher in sediments with interparticle and intercrystalline pores than in sediments with moldic and intraparticle porosity. Permeability and porosity are strongly modified by pore size and the type and size ('pore throat diameter') of the interconnections between adjacent pores.

The amount of micrite and the percentage of 'minus-cement-porosity' and 'open porosity' can be used in evaluating diagenetic stages. These stages depend strongly on the primary depositional facies, i.e., the amount of mud-supported and grain-supported limestone types (DUNHAM, 1962).

Factors controlling early cementation in sub-marine and intertidal environments are

- a) the supersaturation of sea water with respect to CaCO_3 ,
- b) water temperature and salinity,
- c) water energy, controlling the amount of dis-

solved cementing material (MARSHALL, 1983, 1986; HARRIS et al., 1985),

- d) metabolic activity (photosynthesis and respiration) and disintegration of organic matter, causing both dissolution as well as precipitation of CaCO_3 ,
- e) biogenic activity (boring, burrowing, biofilms) changing porosity and permeability,
- f) sedimentation rates, favoring or hindering cementation,
- g) permeability, and
- h) the substrate of the cement crystals. Substrate control is caused by organic matter on grain surfaces influencing the nucleation and precipitation of the carbonate minerals and by the mineralogy of the host, which govern the mineralogy of the cement crystal (ALEXANDERSSON, 1972; BOROWITZKA, 1989).

Following the three-stage model developed for the precipitation of carbonate cement (BOROWITZKA, 1989) the formation of early cements (crystalline CaCO_3) requires a) the attainment of supersaturation in the system, followed by b) nucleation on substrates, influenced by the relative ranking of the stability of carbonate minerals. Once nucleation has taken place, c) crystal growth can occur within four stages as described by BOROWITZKA (1989), depending on the presence of sufficient Ca^{2+} ions and appropriate permeability/porosity conditions.

In the context of the Steinplatte study, differences in the oversaturation of the fluids can be estimated from the amount of carbonate cements. Controls of cementation by different substrates are indicated by the preference of specific grains, and permeability conditions can be inferred from variations in the matrix content of the sediment.

5.2 Distribution of pore types in the depositional units

The original porosity is occluded by different carbonate cements. All pore types described

below and in the plates, therefore, refer to 'minus cement porosity'. Porosity types include primary as well as secondary porosities (CHOQUETTE & PRAY, 1970). Fabric-selective porosity is much more common than non-fabric selective porosity.

The most abundant pore types in which marine cements are formed are primary interparticle pores and early diagenetic biomoldic pores, due to the dissolution of mollusk shells (fig. 4; pl. 1/4–6, pl. 2/5–6, pl. 3, pl. 4). Framework and interparticle pores as well as some shelter pores beneath shells occur in addition.

Vuggy porosity caused by the dissolution of micritic matrix and by enlargement of molds is concentrated in specific intervals of the sections. They are preferred sites for the formation of granular and syntaxial cements (pl. 1/1, 3, pl. 2/1–2, 5–6, pl. 3/3–4, pl. 4/2–3).

Specific pore types are related to specific depositional types (grainstones/packstones and wackestones) within the sections and occur in vertical order, pointing to an early diagenetic formation of porosity types and specific cements coeval with the formation of the depositional units I to IV.

6. Carbonate cements

The following description of carbonate cements, based on microscopic analysis only, is limited to the quantitatively most important types. Even though cathodoluminescence and geochemical data are not yet available, the differentiation of cement types, their comparison with similar cements described by BRICKER (1971), LONGMAN (1980), HARRIS et al. (1985), PREZBINDOWSKI (1985), RICHTER (1988) and TUCKER & WRIGHT (1990) as well as the recognition of distributional patterns allow a discussion of the major controls of the formation of the cements (primary facies, substrate for nucleation of cements and porosity criteria of the sediment).

The main cement types of the Steinplatte ramp carbonates are (1) radiaxial-fibrous calcites (RFC), (2) syntaxial overgrowth on echinoderm fragments, (3) scalenohedral calcites, and (4) variously sized granular calcite cements. In addition, some modifications of RFC cements as well as drusy mosaic calcite occur.

Marine phreatic isopachous cement followed by void-filling granular cement occurs only locally. Some isopachous cements continue growing as RFC. Additional diagenetic features are microspar as well as vadose silt and hematite seams (occurring as dust on smooth surfaces of RFC and as internal sediment).

6.1 Radiaxial-fibrous calcite (RFC)

RFC represents the volumetrically most abundant cement type in the samples studied and is characterized by large cloudy (inclusion-rich) crystals with curved boundaries and twin lamellae, oriented perpendicular to subperpendicular to the substrate. We have made no distinction between 'radiaxial-fibrous calcite' (BATHURST, 1959), 'fascicular-optic calcite' (KENDALL, 1977), 'radial-fibrous calcite' (DAVIES, 1977; MAZZULLO, 1980) and 'radial-radiaxial calcite' (PREZBINDOWSKI, 1985) and use RFC in the sense of KENDALL (1985) as a term for 'a variety of calcite cements composed of crystals with undulose extinction and abundant inclusions that make them cloudy or turbid'.

6.1.1 Criteria and original mineralogy

These cements exhibit distinct growth zones which differ in crystal size and morphology (pl. 1/5–6, pl. 3/5–6, pl. 4/1). The zones are separated by dirty seams (pl. 1/5–6, pl. 4/1) or by a thin cover of poorly sorted carbonate silt with angular crystal fragments (pl. 2/5–6, pl. 3/1–2, pl. 4/4–6) resembling 'vadose silt' (DUNHAM, 1969). Some RFC cements are characterized by

crystals exhibiting more laterally broadened or even blocky habits (pl. 1/3, pl. 3/3, pl. 4/2). These RFCs are commonly associated with internal sediments (crystal silt) and recrystallized micritic matrix (microspar).

The radiaxial-fibrous calcite cement is concentrated in limestones rich in mollusk shells and in boundstones, exhibiting abundant interparticle and biomoldic porosity. The negative correlation of RFC cement and micritic matrix (fig. 4) points to a strong circulation of marine pore waters in the grain-rudstones of the shell beds and in the boundstones. Slightly higher amounts of peloidal matrix had no inhibiting effect on pore-water flow and the formation of RFC.

The substrate for the subnormally growing RFC crystals is formed by mollusk shells, by micrite envelopes as well as by coral and sponge fragments. The distinct association with bioclasts may point to a control of the RFC precipitation by organic matter (cf. BOROWITZKA, 1989). Similar associations were observed by KOCH & OGORELEC (1990) and GRÖTSCH et al. (1994).

Radiaxial-fibrous calcites have been interpreted differently with regard to the environments of their formation (meteoric: SCHNEIDER, 1977; marine: KREBS, 1969; KENDALL & TUCKER, 1973) and their original mineralogy. They have been interpreted as a) neomorphic replacement products of marine precursor aragonite cements (KENDALL & TUCKER, 1973; KENDALL, 1977; MAZZULLO, 1980) or precursor Mg-calcite cements (PREZBINDOWSKI, 1985; SALLER, 1986), and b) primary calcite or Mg-calcite cements formed as composite crystals within a marine phreatic environment (KENDALL 1985, SATTERLEY et al. 1994). The criteria observed in the Steinplatte samples support the latter interpretation:

a) The individual zones of the well-preserved RFC exhibit smooth growth surfaces (pl. 1/5–6, pl. 2/5–6, pl. 4/4–6). The optical orientation of the c-axes is normal to subnor-

mal to the substrate. Crystals of subsequent zones are equally oriented and use former crystals as nucleation sites (except if nucleation is inhibited by a silt cover). The relatively uniform growth of the crystals and the smooth growth boundary point to originally Mg-calcite crystals. A replacement of aragonite precursor crystals should result in irregular growth surfaces.

- b) A primary Mg-calcite mineralogy is also indicated by the growth of RFC on an echinoderm fragment (pl. 2/4). The trigonal scalenohedral crystal lattice of the Mg-calcite of the bioclast facilitates the growth of Mg-calcite RFC cement.
- c) The formation of abundant Mg-calcite cements and the good preservation of the RFC is more reasonable in the primary open pore systems of an 'active marine phreatic zone' (LONGMAN, 1980). Stagnant conditions which would facilitate preservation and slow alteration of precursor aragonite are difficult to postulate owing to the slope setting of the Steinplatte sections.
- d) The good preservation of the RFC can be better explained assuming a primary Mg-calcite mineralogy, which enhances the possibility of microstructural preservation of Mg-calcites during alteration within specific ultra-environments (OTI & MÜLLER, 1985).

In conclusion, four essential factors trigger the formation of the radiaxial-fibrous calcite cements of the Steinplatte mound facies:

- the existence of sufficient pore space provided by interparticle and biomoldic pores,
- high flow rates of marine waters,
- the absence of micrite matrix acting as a permeability barrier,
- appropriate substrates (bioclasts) favoring high nucleation rates.

6.1.2 Variations of RFC cements

Some morphological variations of RFC cement seem to be caused by early disturbance of

crystal growth. Stubby variations of RFC (pl. 3/3), locally also a blocky variation (pl. 4/2), occur together with high amounts of silty internal sediment. The occurrence of crystal silt and the formation of dolomite and dedolomite within this internal sediment (pl. 3/3-4) point to the alteration of marine pore waters, to more brackish conditions or to meteoric influx. Low Mg/Ca ratio of that pore water would favour formation of stubby crystals rather than fibrous elongated crystals (FOLK, 1974) and facilitate recrystallization, resulting in the formation of blocky crystals.

PREZBINDOWSKI (1985, p. 247) reports common intervals of sediment between individual cement layers composed of radial-radiaxial calcite cements, very similar to the sediment deposited after the formation of the stubby variation of the Steinplatte RFC (pl. 3/3). PREZBINDOWSKI states that the occurrence of criteria pointing to a meteoric-water diagenesis prior to the formation of RFC cements does not necessarily argue against a marine origin of the latter if a shelf-edge position with sporadic exposures above wave base can be assumed.

6.2 Syntaxial overgrowth

Syntaxial calcite overgrowth cement (rim cement, BATHURST, 1958), generally growing on echinoderm fragments (cf. LUCIA, 1962; EVAMY & SHEARMAN, 1965, 1969), is commonly regarded as an indication of formation within the meteoric phreatic environment (LONGMAN, 1980). This interpretation was underscored by WALKDEN & BERRY (1984) who recognized a characteristic 'solution corona' within the micrite surrounding the echinoderm fragment, filled with syntaxial overgrowth. This cement occurs commonly in grainstones. It is zoned. The first inclusion-rich zones may have precipitated in a near-surface marine, meteoric or mixing-zone environment whereas the following clear overgrowth cement is regarded as being formed within the burial environment (TUCKER & WRIGHT, 1990).

In the Steinplatte samples, syntaxial overgrowth occurs only on echinoderm surfaces without micritic coatings. Clean surfaces are necessary for the nucleation of crystals growing in optical continuity. Syntaxial cements are absent on echinoderm fragments with thicker micrite crusts and on those embedded within dense micrite hindering the access of water (pl. 2/3).

Overgrowth on echinoderm fragments occurs in specific intervals, characterized by the association of the following diagenetic criteria:

- 1) The matrix of pack- and wackestones exhibiting syntaxial echinoderm overgrowth is commonly recrystallized to microspar (pl. 4/2-3).
- 2) Vugs and abundant biomolds are common within the micritic matrix (fig. 4).
- 3) Corals and sponges, indicative of a normal marine environment, are rare or absent.
- 4) Radiaxial-fibrous calcite cements are rare or absent, too.
- 5) Vadose (?) silt occurs in the intervals which exhibit common echinoderm overgrowth.
- 6) Coexisting RFC cements in packstones are characterized by first generations composed of short and bladed crystals, probably indicating an end to crystal growth (pl. 1/3, pl. 3/3, pl. 4/2).
- 7) RFC crystals (pl. 4/3) show clear scalenohedral terminations.
- 8) Gravitational dissolution areas within the matrix filled by cement also occur (pl. 1/1-2).

These criteria point to a non-marine or altered chemistry of primarily marine pore waters. The association of the criteria listed above indicates meteoric influence.

6.3 Scalenohedral calcites

Scalenohedral calcite crystals (dog tooth, BATHURST, 1959) occur commonly together with crystal silt (pl. 4/3), microsparite and syn-

taxial echinoderm overgrowth (cf. fig. 4). Locally, the terminations of RFC cement crystals exhibit the beginning of an imperfect growth of clear scalenohedral crystals. Scalenohedral crystals as well as blocky calcites are ascribed to a meteoric origin with a low Mg/Ca ratio favoring a lateral growth (b-axis) of calcite crystals (FOLK, 1974).

The scalenohedral cement crystals, therefore, may mark regressive events within the section studied. Some of the scalenohedrons, however, could be the result of later meteoric influences during the Liassic, subsequent to fracturing and infill of reddish Liassic sediments and the formation of microspar (cf. STANTON & FLÜGEL, 1989), which differ significantly from the Upper Rhaetian microsparite.

6.4 Microspar

Microspar is commonly explained as an early diagenetic, meteorically controlled recrystallization product of micritic matrix affected by aggrading neomorphism (FOLK 1962, 1974; BATHURST 1971). In our material, especially in samples from the lower part of unit-I, microspar is characteristically associated with features indicating an early diagenetic meteoric influence: Syntaxial echinoderm overgrowth, scalenohedral calcites, crystal silt, dissolution vugs and molds of particles or matrix as well as recrystallized former isopachous RFC cement.

6.5 Vadose silt

Coarse, poorly sorted crystal silt corresponding to 'vadose silt' (DUNHAM, 1969; AISSAOUI & PURSER, 1983) exhibits a characteristic distribution pattern in some parts of the sections (cf. fig. 4; pl. 1/3, pl. 3/1–2, pl. 3/3, pl. 4/2) and occurs together with scalenohedral calcites and echinoderm overgrowth.

6.6 Hematite seams and reddish internal sediment

These features, observed in a few samples of the three sections, are most common in section C. Generally, thin hematite seams occur together with RFC cement. The hematite may indicate a short-term interruption of crystal growth or the presence of hematite dust in pore waters causing the growth of impure RFC cements (pl. 4/4–6). This can be compared with the 'denser zones of inclusions' as described by KENDALL (1985). In addition, silty reddish hematite dust covers RFC crystal surfaces. Thicker covers interrupt the growth of crystals (pl. 4/4–6).

Some of the samples exhibiting hematite seams are located near boundaries of depositional units and can be followed from section to section, indicating lower sedimentation rates at the boundaries, enabling the hematite in the RFC cement crusts to be enriched. An explanation of the hematite as being due to late infiltrations along microfractures is not possible because the RFC cements showing hematite covers are overlain by Rhaetian marine sediments.

6.7 Additional cement types

Granular cement, drusy mosaic cement as well as relics of isopachous marine-phreatic cement are less frequent in the sections studied than radiaxial-fibrous cements. They have not been studied in detail.

The nearly exclusive occurrence of equant and heterogranular cement in relic pore spaces in intervals of the sections exhibiting abundant solution porosity (mold and vugs) point to an early meteoric phreatic origin of these cements. Clear granular cement, however, occurs also in tectonic fractures cutting through particles and earlier formed cements.

Drusy cement, formed subsequent to radiaxial-fibrous or other cements occurs only locally

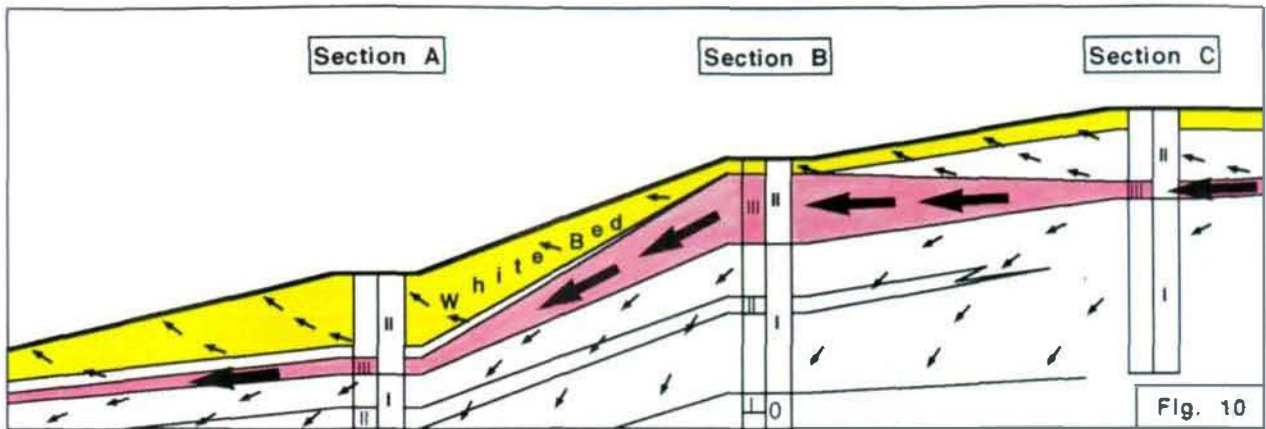


Fig. 10: Sketch of the hydrological system acting subsequent to the deposition of the 'White bed' and influencing the depositional units I and II. An early meteoric influx, using the permeable 'White bed' as conduit caused recrystallization to microspar in the underlying beds and local formation of vugs which were later filled by granular cement. In the 'White bed' primary aragonitic grains are dissolved. Subsequent influx of marine pore waters resulted in the formation of RFC on mollusk shells and boundstone substrates. Arrows indicate pore water flux.

in the center of larger pores. The formation of drusy cement was not controlled by specific porosity types.

Isopachous marine-phreatic cement seams consisting of normally and subnormally oriented relictic blades and needles are rare and restricted to primary interparticle pores. The thickness of the seams varies between 50 and 100 μm . The crystals of the seams border only locally on granular cement. Locally they continue their growth as radiaxial-fibrous cements.

7. Discussion

The 'mound facies' of the Steinplatte comprises at least three aggradational cycles consisting of different rock types documented by the depositional units 0, I, II, III and IV. Each cycle is characterized by lateral variations in thickness and in composition (matrix, grains, primary porosity). These variations caused differences in conduits of pore waters, whose composition changed through time (fig. 9-11).

A main break in the sedimentary history is marked by the top of the 'White Bed' separating

unit-II and unit-III. Another, less distinct break occurs between unit-III and unit-IV. The overlying unit-IV continues into the 'Capping beds' whose diagenesis was studied by MAZZULLO et al. (1990).

Regarding the frequency of matrix, grains, porosity types and common cement types, some marked interrelations are obvious.

The first aggradational cycle (units-0, -I and -II; fig. 10) consists of a *lower part* (units-0 and -I) characterized by large amounts of micritic matrix, and consequently, low primary interparticle porosity. Only shell bed II (packstones and grainstones), intercalated within the predominantly micritic sediment indicates the local existence of some higher porosity. The distribution of RFC cements is controlled by the spatial distribution of shell beds and/or of boundstones.

The *middle part* of the first cycle is represented by shell bed III. The formation of abundant RFC was controlled by high interparticle and bi-moldic porosity related to the high number of bioclastic grains

The *upper part* of the cycle corresponds to the 'White bed', best developed in section A. It is characterized by high amounts of micritic and peloidal matrix as well as fine bioclastic debris. The primary framework of boundstones (sec-

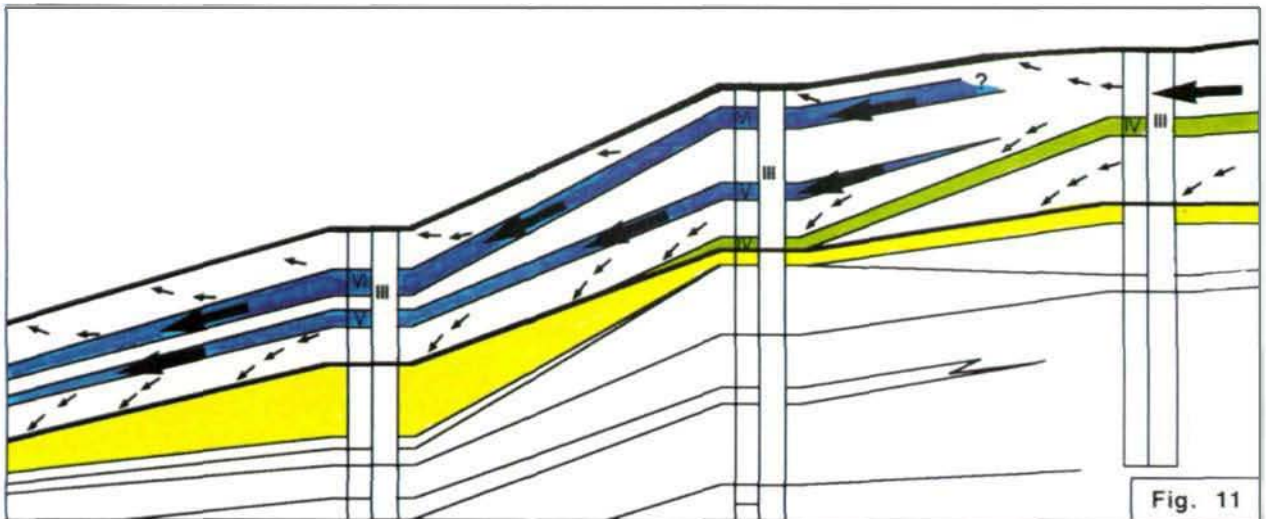


Fig. 11: Sketch of the hydrological system acting subsequent to the deposition of shell bed VI and influencing predominantly the sediments of the second aggradational cycle. Main conduits for meteoric and altered marine waters are the shell beds V and VI. Arrows indicate pore water flux.

tion C) rendered appropriate substrates for the formation of RFC.

Many RFC cements occur in molds formed by dissolution of mollusk shells and now preserved as micrite envelopes. The formation of RFC on micrite envelopes points to a corresponding mineralogy (Mg-calcite) of RFC and the internal cement fillings of microborings causing the micrite envelopes (ALEXANDERSSON, 1972; WINLAND, 1971; KENDALL, 1985).

The vertical and lateral alternation of sediment types and the distributional patterns of the diagenetic criteria are best explained by the assumption of a 'layer-cake' shaped internal structure of the first aggradation cycle allowing changes in the flow of pore waters of varying composition and in the formation of different carbonate cements.

The dissolution of primary aragonitic bioclasts and the Mg-calcite to calcite transformation within the micrite envelopes of unit-III is explained by an early diagenetic influx of meteoric waters subsequent to the deposition of the 'White Bed' and using shell bed III as conduit during the maximum of a regression period. Sim-

ultaneously, meteoric pore waters penetrated the underlying sediments of unit-I and influenced the micritic matrix of the 'White Bed' as indicated by the formation of microspar and many vugs caused by local dissolution of micrite and the enlargement of molds. The abundant occurrence of syntaxial overgrowth cements, vadose silt within many molds and vugs as well as dedolomite in section B (just below the top of the 'White Bed'), is ascribed to the same process. The formation of dedolomite could be caused by near-surface pore waters rich in CO₂ and affecting dolomite originating from the recrystallization of a Mg-calcite micrite matrix (RICHTER, 1988).

Subsequent growth of RFC cements (on calcite and Mg-calcite substrates) during marine conditions was interrupted as indicated by thin covers of vadose silt on the first RFC generations and covers of hematite dust. These interruptions could be caused by influx of silt from more shallow areas (section C) and from subaerially exposed areas. As shown by AISSAOUI & PURSER (1983), vadose silt can be deposited several meters below the depositional interface.

The hydrological system affecting the **second aggradational cycle** may have been slightly different from that of the hydrological system described above because of the more isolated position of the shell beds sandwiched between micritic beds and providing major conduits.

Sediments of unit-III were deposited on a smooth relief formed by shell bed IV (fig. 11). Dissolution of aragonitic grains, microspar, vugs and granular cement indicate meteoric influx at the top of shell bed IV invading the system from the east (section C). The top of the second aggradational cycle is marked by the occurrence of dog tooth cement and RFC cements exhibiting scalenohedral terminations, pointing again to repeated meteoric overprints.

The **third aggradational cycle** includes shell bed VII as well as the 'capping beds' of the 'coral garden' studied by MAZZULLO et al. (1990) who documented different generations of RFC cement exhibiting growth interruptions. RFC cement occurs in isopachous laminated crusts in dissolution cavities and biomolds, associated with internal sediments.

Although the cement types described by MAZZULLO et al. also occur in the 'mound facies' studied by us, it seems premature to attribute the diagenetic processes of the capping facies and the mound facies to the same general pattern. MAZZULLO et al. have only studied samples from the uppermost 10 to 20 meters of the Steinplatte limestone, which comprises a total thickness of about 150 meter.

Marked differences between our study and the results of MAZZULLO et al. concern the size of dissolution cavities. Molds and vugs observed in the 'mound facies' are within a millimeter scale. In contrast, the cavities described from the uppermost coral limestone of the capping facies of the Steinplatte just below the Triassic/Liassic boundary surface have dimensions of 30–40 cm and more. Similar large-scaled dissolution cavities, described by SATTERLEY et al. (1994) from the Oberrhätkalk near the Trias-

sic/Liassic boundary of the Wilde Kirche (Karwendel Mountains) correspond to karst features. Using the data discussed by SATTERLEY et al., the time needed for the formation of the small-scaled vugs and molds of the 'mound facies' was relatively short as compared with the long-term karstification of the Wilde Kirche example.

Other differences concern the interrelations between specific rock types and the abundance of molds and vugs. In contrast to the small vugs of the Steinplatte 'mound facies' the large cavities described by MAZZULLO et al. (1990) and SATTERLEY et al. (1994) are irregularly distributed throughout the rocks and exhibit no preference with regard to particular lithofacies types or a specific stratigraphic position.

Karstification may cause a deep-reaching recrystallization reaching down to 40–60 meter below the upper karst surface (SATTERLEY et al., 1994). This corresponds to patterns observed in the 'mound facies': Regarding the top of the 'White bed' as omission surface, indications of meteoric diagenesis (vugs and syntaxial echinoderm overgrowth) occur just about 40 m below shell bed III which probably acted as meteoric conduit (fig. 4). Similar downward effects occur in the two other aggradational cycles.

Similarities between the cements of the 'capping beds' studied by MAZZULLO et al. (1990) and of the 'mound facies' concern the types of the radiaxial-fibrous cements as well as the growth interruptions of these cements marked by the separation of RFC generations by reddish internal sediment and by hematite-stained microdissolution surfaces which truncate the first RFC generation. This indicates, that the early RFC generations have suffered more recrystallization stages as compared with the latter ones. Nevertheless, all recrystallization textures are well-preserved. This corresponds to the first alteration of FC cement in the Wilde Kirche (SATTERLEY et al., 1994).

Despite these similarities, the controls on the formation of the RFC cements were different for

the 'capping facies' and the 'mound facies'. The distributional pattern of RFC cements of the mound facies depends on variations of primary matrix contents, early porosity pathways, and permeability within a sedimentary layer-cake structure which caused different hydrological systems at different times.

8. Conclusions

- 1) The 'mound facies' exposed in the Steinplatte cliff sections comprises at least three aggradational cycles which were interrupted by regressive phases as documented by omission surfaces and disconformities. Vertical as well as lateral facies differences within these cycles resulted in the formation of complex hydrological systems acting as flow pathways for marine and/or meteoric or altered pore waters.
- 2) The flow pathways were intensified by the effect of repeated early meteoric influx causing dissolution of mineralogically instable bioclasts (predominantly mollusks). Increasing access of pore waters resulted in the formation of molds and vugs and the recrystallization of great parts of the rocks above and below the beds which act as pore water conduits. This process took place within each aggradational cycle pointing to syndimentary changes in pore water chemistry.
- 3) Subsequent repeated influx of marine pore waters resulted in the abundant formation of radial-fibrous calcite cements whose growth was strongly substrate-controlled. Interruptions of cement growth by reddish silt and vadose silt point to karstification of adjacent platform areas.
- 4) The diagenesis of the Steinplatte differs from that of platform carbonates characterized by continuous marine cementation. Due to the strong vertical and lateral facies differentiation diagenesis corresponds to an interplay of meteoric and marine phases.
- 5) Intervals exhibiting moldic and vuggy porosity are not caused by Triassic/Jurassic (or re-

cent) karstification but are the result of a downslope influx of meteoric waters within the sediment bodies.

- 6) The 'mound facies' of the Steinplatte is an example of a complex cementation pattern controlled by (1) the spatial distribution of primary facies criteria (matrix, grains, porosity types), (2) sedimentation within aggradational cycles on a ramp, causing variations of the hydrological systems in time, and (3) local substrate control favoring the predominant precipitation of radial-fibrous calcite cement.

Acknowledgements

The study is part of the project 'Evolution of Reefs', funded by the Deutsche Forschungsgemeinschaft. The authors would like to thank Robert J. Stanton (Texas A & M University, College Station) for stimulating discussions in the field, and the technical staff of the Erlangen Institute of Paleontology for assistance in preparing samples and microphotographs.

References

- AIGNER, T. (1982): Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Triassic, SW-Germany). – In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (eds.): *Cyclic and event stratification*, 180–198, Berlin (Springer).
- AIGNER, T. (1986): Storm depositional systems. Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. – *Lecture Notes in Earth Sciences*, **3**, 174 p., 83 figs., Berlin (Springer).
- AISSAOUI, D.M. & PURSER, B. (1983): Nature of origins of internal sediments in Jurassic limestones of Burgundy (France) and Fnoud (Algeria). – *Sedimentology*, **30**, 273–283, Oxford.
- ALEXANDERSSON, T. (1972): Intragranular growth of marine aragonite and Mg-calcite: evidence of precipitation from supersaturated sea water. – *J. Sed. Petrol.*, **42**, 441–460, Tulsa.

- BATHURST, R.G.C. (1958): Diagenetic fabrics in some British Dinantian limestones. – *Liverpool Manchester Geol. J.*, **2**, 11–36, Liverpool.
- BATHURST, R.G.C. (1959): The cavernous structure of some Mississippian stromatactis reefs in Lancashire, England. – *J. Geol.*, **67**, 506–521, Liverpool.
- BATHURST, R.G.C. (1971): Carbonate sediments and their diagenesis – *Developments in Sedimentol.*, **12**, 620 p., London (Elsevier).
- BOROWITZKA, M.A. (1989): Carbonate calcification in algae - Initiation and control. – In MANN, S., WEBB, J. & WILLIAMS, R.P. (eds.): *Biomineralization*, 63–94, Cambridge (VCH Publishers).
- BRICKER, O.P. (ed.) (1971): *Carbonate Cements*. – Johns Hopkins Univ. Stud. Geol., **19**, 376 pp., Baltimore.
- CHOQUETTE, P.W. & PRAY, L.C. (1970): Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. – *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **54**, 207–250, Tulsa.
- DAVIES, G. R. (1977): Former magnesium in calcite and aragonite submarine cements in Upper Palaeozoic reefs in the Canadian Arctic: a summary. – *Geology*, **5**, 11–15, Boulder.
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – In HAM, W.E. (ed): *Classification of carbonate rocks*. – *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **1**, 108–121, Tulsa.
- DUNHAM, R. (1969): Early vadose silt in Townsend Mound (reef), New Mexico. – In: FRIEDMAN, G.M. (ed.): *Depositional environments in carbonate rocks*. – *SEPM Spec. Publ.*, **14**, 139–181, Tulsa.
- EVAMY, B.D. & SHEARMAN, D.J. (1965): The development of overgrowth from echinoderm fragments in limestones. – *Sedimentology*, **5**, 211–233, Oxford.
- EVAMY, B.D. & SHEARMAN, D.J. (1969): Early stages in development of overgrowth on echinoderm fragments in limestones. – *Sedimentology*, **12**, 317–322, Oxford.
- FOLK, R. L. (1962): Spectral subdivision of limestone types. – In HAM, W.E. (ed): *Classification of carbonate rocks*. – *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **1**, 62–84, Tulsa.
- FOLK, R.L. (1974): The natural history of crystalline calcium carbonate: Effect of magnesium content and salinity. – *J. Sed. Petrol.*, **44**, 40–53, Tulsa.
- FÜRSICH, F. T. (1978): The influence of faunal condensation and mixing on the preservation of fossil benthic communities. – *Lethaia*, **11**, 243–250, 7 figs., Oslo.
- GOLEBIEWSKI, R. (1991): Becken und Riffe der alpinen Obertrias. Lithostratigraphie und Biofazies der Kössener Formation. – *Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs*, 79–119, Wien (Österr. Paläont. Ges.).
- GRÖTSCH, J., KOCH, R. & BUSER, S. (1994): Fazies, Gildenstruktur und Diagenese des nördlichen Randes der Dinarischen Karbonatplattform (Barrême-Apt, W-Slowenien). – *Abh. Geol. B.-A.*, **50**, 125–153, Wien.
- HAHN, F.F. (1910): Die Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. 1. Teil. – *Jb. Geol. Reichsanstalt*, **60**, 311–420, pls. 16–17, 20 figs., Wien.
- HARRIS, P. M., KENDALL, C. G. & LERCHE, J. (1985): Carbonate cementation: a brief review. – In: SCHNEIDERMAN, N., HARRIS, P. M. (eds.): *Carbonate cements*. – *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, **36**, 79–95, Tulsa.
- KENDALL, A.C. (1977): Fascicular-optic calcite: A replacement of bundled acicular carbonate cements. – *J. Sed. Petrol.*, **47**, 1056–1062, Tulsa.
- KENDALL, A.C. (1985): Radial fibrous calcite: A reappraisal. – In: SCHNEIDERMAN, N. & HARRIS, P.M. (eds.): *Carbonate Cements*. *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, **36**, 59–77, Tulsa.
- KENDALL, A.C. & TUCKER, M.E. (1973): Radial fibrous calcite: a replacement after acicular carbonate. – *Sedimentology*, **20**, 365–389, Amsterdam.
- KIDWELL, S.M. & AIGNER, T. (1985): Sedimentary dynamics of complex shell beds: implications for ecologic and evolutionary patterns. – In: BAYER, U. & SEILACHER, A. (eds.): *Sedimentary and evolutionary cycles*. – *Lecture Notes in Earth Sciences*, **1**, 382–395, 4 figs., Stuttgart (Schweizerbart).
- KIDWELL, S.M., FÜRSICH, F.T. & AIGNER, T. (1986): Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. – *Palaios*, **1**, 228–238, 5 figs., Ann Arbor.
- KOCH, R. & OGORELEC, B. (1990): Biogenic Constituents, cement types and sedimentary fabrics. – In: HELING, D., ROTHE, P., FÖRSTNER, U. & STOFFERS, P. (eds.): *Sediments and Environmental Geochemistry*, 95–23; Springer (Berlin, Heidelberg, New York).
- KREBS, W. (1969): Early void-filling cementation in Devonian fore-reef limestones (Germany). – *Sedimentology*, **12**, 279–299, Amsterdam.
- LIGHTY, R.G. (1985): Preservation of internal reef porosity and diagenetic sealing of submerged early Holo-

- cene barrier reef, southeastern Florida shelf. – Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., **36**, 123–151, 45 figs., Tulsa.
- LOBITZER, H. (1980): The Steinplatte carbonate platform/basin-complex (Norian/'Rhaetian', Northern Calcareous Alps. – In: BOSELLINI, A., LOBITZER, H., BRANDNER, R., RESCH, W. & CASTELLARIN, A.: The complex basins of the Calcareous Alps and paleomargins. – Abh. Geol. B.-A., **34**, 287–325, 23 figs., Wien
- LONGMAN, M. W. (1980): Carbonate diagenetic textures from near-surface diagenetic environments. – Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., **63**, 461–487, Tulsa.
- LUCIA, F.J. (1962): Diagenesis of a crinoidal sediment. – J. Sed. Petrol., **32**, 848–865, Tulsa.
- MARSHALL, J.F. (1983): Submarine cementation in a high-energy platform reef: One Tree Reef, southern Great Barrier Reef. – J. Sed. Petrol., **53**, 1133–1149, Tulsa.
- MARSHALL, J.F. (1986): Regional distribution of submarine cements within an epicontinental reef system: Central Great Barrier Reef, Australia. – In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (eds.): Reef diagenesis, 8–26, 9 figs., Berlin (Springer)
- MAZZULLO, S.J. (1980): Calcite pseudospar replacive of marine acicular aragonite, and its implications for aragonite cement diagenesis. – J. Sed. Petrol., **50**, 409–422, Tulsa.
- MAZZULLO, S.J., BISCHOFF, W.D. & LOBITZER, H. (1990): Diagenesis of radiaxial fibrous calcites in a subunconformity, shallow-burial setting: Upper Triassic and Liassic, Northern Calcareous Alps, Austria. – Sedimentology, **37**, 407–425, 10 figs., Oxford.
- OHLEN, H.R. (1959): The Steinplatte reef complex of the Alpine Triassic (Rhaetian) of Austria. – Ph.D. thesis, Princeton University, 122 p., Princeton.
- OTI, M. & MÜLLER, G. (1985): Textural and mineralogical changes in coralline algae during meteoric diagenesis: An experimental approach. – N. Jb. Miner. Abh., **151**, 163–195, Stuttgart.
- PILLER, W. (1981): The Steinplatte reef complex, part of an Upper Triassic carbonate platform near Salzburg (Austria). – In: TOOMEY, D.F. (ed.): European fossil reef models. – Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., **30**, 261–290, 23 figs., Tulsa.
- PREZBINDOWSKI, D.R. (1985): Burial cementation – is it important? A case study, Stuart City Trend, south central Texas. – In: SCHNEIDERMANN, N. & HARRIS, P.M. (eds.): Carbonate cements. – Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., **36**, 241–246, Tulsa.
- RICHTER, D.K. (1988): Karbonatgesteine. – In: FÜCHTBAUER, H. (ed.): Sedimente und Sedimentgesteine, 233–434, Stuttgart (Schweizerbart).
- SALLER, A.H. (1986): Radiaxial calcite in Lower Miocene strata, subsurface Enewetak Atoll. – J. Sed. Petrol., **56**, 743–762, Tulsa.
- SATTERLEY, A.K., MARSHALL, J.D. & FAIRCHILD, I.J. (1994): Diagenesis of an Upper Triassic reef complex, Wilde Kirche, Northern Calcareous Alps, Austria. – Sedimentology, **41**, 935–950, Oxford.
- SCHÄFER, K.A. (1969): Vergleichsschaubilder zur Bestimmung des Allochemgehaltes bioklastischer Karbonatgesteine. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1969**, 173–184, Stuttgart.
- SCHÄFER, P. (1979): Fazielle Entwicklung und palökologische Zonierung zweier obertriadischer Riffstrukturen in den Nördlichen Kalkalpen ('Oberrhät'-Riff-Kalke, Salzburg). – Facies, **1**, 3–24, Pls. 1–21, 46 figs., Erlangen.
- SCHNEIDER, W. (1977): Diagenese devonischer Karbonatkomplexe Mitteleuropas. – Geol. Jahrb., **D 21**, 107 S., Hannover.
- SIEBER, R. (1937): Neue Untersuchungen über die Stratigraphie und Ökologie der alpinen Triasfaunen. I. Die Fauna der nördlichen Rhätiffkalke. – N. Jb. Geol. Paläont., Beilage Bd., **78**, 123–188, Pl. 2–5, 5 figs., Stuttgart.
- STANTON, R.J., JR. & FLÜGEL E. (1989): Problems with reef models: The late Triassic Steinplatte 'reef' (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). – Facies, **20**, 1–138, Pl. 1–53, 33 figs., Erlangen.
- STANTON, R.J., JR. & 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). – Sed. Geol. (in press)
- TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (1990): Carbonate Sedimentology. – 482 pp., Oxford (Blackwell).
- VORTISCH, W. (1926): Obertriadische Riffkalke und Lias in den nordöstlichen Alpen. I. – Jb. Geol. B.-A., **76**, 1–64, 1 pl., 4 figs., Wien.
- WALKDEN, G.M. & BERRY, J.R. (1984): Syntaxial overgrowth in muddy crinoidal limestones: Cathodoluminescence sheds a new light on an old problem. – Sedimentology, **31**, 251–267; Oxford.

WALTER, L.M. (1985): Relative reactivity of skeletal carbonates during dissolution: Implication for diagenesis. – In: SCHNEIDERMAN, N. & HARRIS, P.M. (eds.): Carbonate Cements. – Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., **36**, 3–16; Tulsa.

WINLAND, H. D. (1971): Nonskeletal deposition of high-Mg calcite in the marine environment and its role in the retention of textures. – In: BRICKER, O. P. (ed.): Carbonate cements, John Hopkins Univ. Stud. Geol., **19**, 278–284, Fig. 129–131, Baltimore.

ZANKL, H. (1971): Upper Triassic carbonate facies in the Northern Limestone Alps. – In: MÜLLER, G. (ed.): Sedimentology of Central Europe, 147–185, Frankfurt (Kramer).

Authors' address:

Prof. Dr. Erik Flügel, Prof. Dr. Roman Koch, Institut für Paläontologie, Universität Erlangen-Nürnberg, Loewenichstr. 28, D-91054 Erlangen.

Manuscript submitted: February 2, 1995

Plate 1

Syntaxial echinoderm cements (Fig. 1–2), crystal silts (Fig. 3) and radial-fibrous cements (Fig. 4–5). Section B. Western cliff of the Steinplatte. Oberrhätkalk.

Fig. 1: Syntaxial overgrowth on echinoderm fragments is common to abundant in the upper part of section C (shell bed VI). Many of these overgrowth cements show gravitational growth of small pendant dog-tooth like crystals into the micritic matrix (arrows) or in molds earlier formed. The boundary between these pendant crystals and the later formed coarse granular to blocky cements is indicated by double arrows. The formation of this syntaxial overgrowth corresponds to the 'solution corona' concept (WALKDEN & BERRY, 1984). The micritic matrix is recrystallized and therefore differs from the commonly dark-looking dense micritic matrix (cf. pl. 2/3). Sample 12/6. Parallel nicols. Width of the photograph 2 mm.

Fig. 2: Same sample as fig. 1. Crossed nicols. A thin micritic layer on the echinoderm fragment could not avoid syntaxial overgrowth. Width 2 mm.

Fig. 3: Silty internal sediments and molds are abundant in the uppermost part of the mound facies underlying the capping facies. Cement fringes covering the surface of the moldic pores consist of granular, laterally enlarged crystal (arrows). Sample 12/4. Parallel nicols. Width of the photograph 5 mm.

Fig. 4: Cements of shell bed VI. Radial-fibrous cement consisting of large crystals surrounds lithoclasts (center top) as well as mollusk shells, echinoderm fragments (center) and coral debris (right and bottom). Dark seams separating the different zones with fibrous cements indicate an interruption of cement growth. Sample 12/7. Width of the photograph 8 mm.

Fig. 5: Radial-fibrous cements, surrounding bioclastic grains of shell bed VI exhibit thicker (arrows) and thinner (double arrows) growth seams. Primary relict interparticle pores are closed by clear, predominantly granular calcite. Sample 12/7. Parallel nicols. Width of the photograph 2 mm.

Fig. 6: Detail of fig. 5 showing distinct growth seams within the radial-fibrous cement. Note the differences in the thickness of the growth seams (thick, diffuse, (arrow), and fine, sharply defined (double arrow)). A third generation of radial-fibrous cement grows upon a distinct dirty seam and is bordered by relatively clear granular to blocky crystals toward the center of the pore (lower right corner, ; cf. pl. 1/5). Sample 12/7. Parallel nicols. Width of the photograph 2 mm.

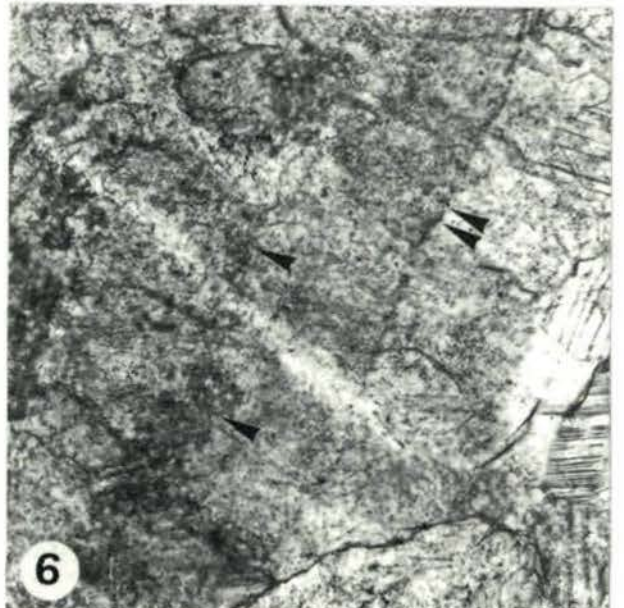
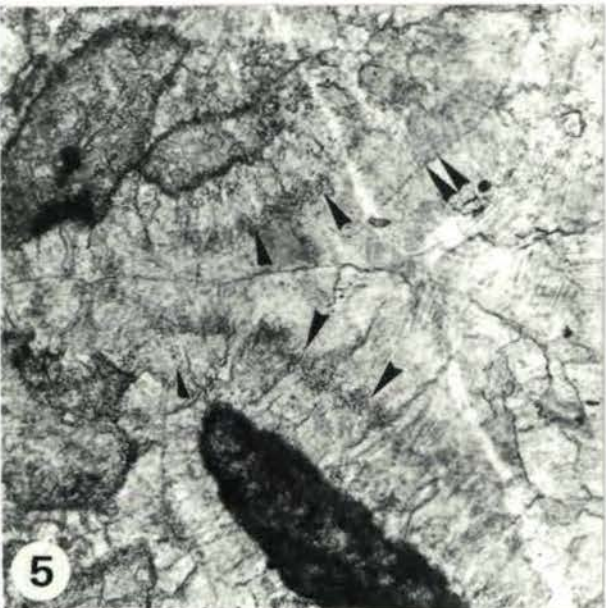
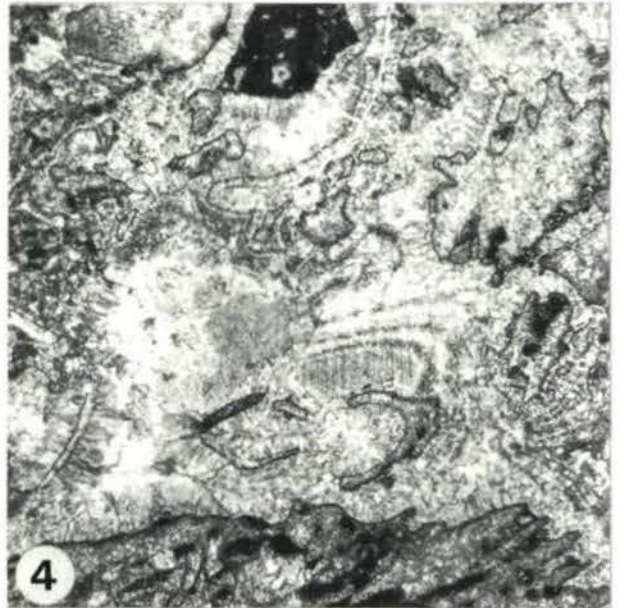
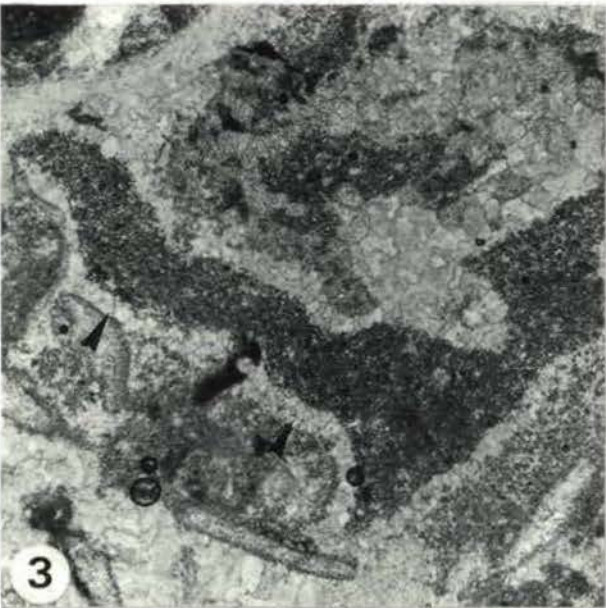
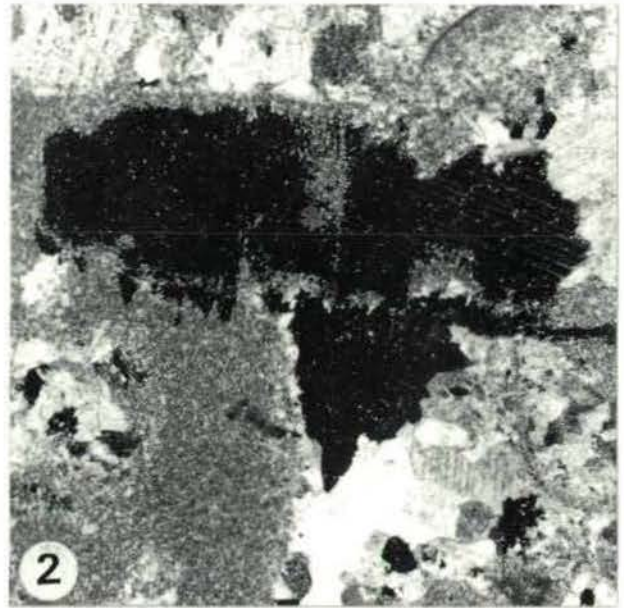
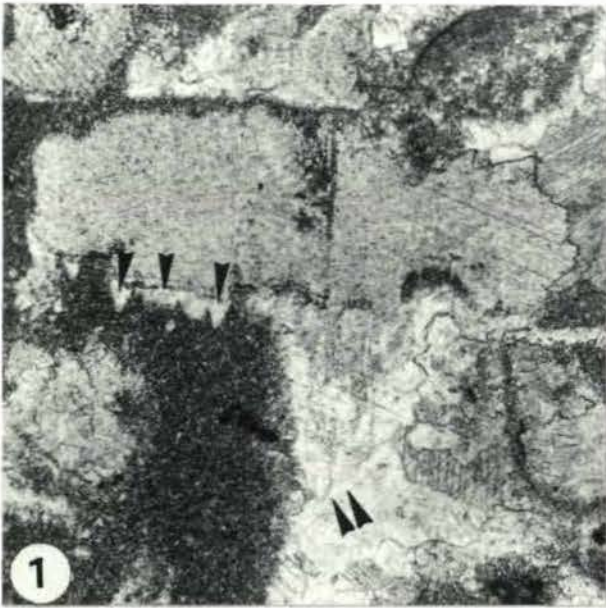


Plate 2

Internal sediment, micrite matrix, echinoderm overgrowth and RFC cements. Section B. Western cliff of the Steinplatte. Oberrhätkalk.

- Fig. 1: Up to five generations of peloidal internal sediment within a cavity of shell bed VI. Relic pore space is filled by coarse blocky cement (top). Sample 12/8. Parallel nicols. Width of the photograph 6 mm.
- Fig. 2: Detail of the internal sediment shown in Fig. 1. From bottom to top: (1) Ostracod biomicrite; ostracods floating in a pelmicritic matrix. (2) Pelsparite exhibiting peloidal cement structures (peloids surrounded by calcite). (3) Thin micrite layer; ostracods at the top. (4) Ostracod biomicrite exhibiting enrichment of ostracod shells near the top. (5) Thin micrite layer with ostracods. Note the burrowing in layer 4 and the infill from layer 5. Sample 12/8. Parallel nicols. Width of the photograph 4 mm.
- Fig. 3: Biomicrite with fossil debris and a larger echinoderm fragment. The lack of syntaxial overgrowth may be due to the low porosity of the dense micrite matrix inhibiting pore water flow. The sample characterizes the micrite-rich sediment between shell bed V and shell bed VI. Sample 12/10. Parallel nicols. Width of the photograph 4 mm.
- Fig. 4: Echinoderm fragment with syntaxial overgrowth, grading into radiaxial-fibrous cements surrounded by fine granular cements exhibiting undulose extinction. Sample 12/10b. Crossed nicols. Width of the photograph 2,5 mm.
- Fig. 5: Radiaxial-fibrous cement within a large solution cavity at the base of depositional unit-3. A first generation of inclusion-rich cement crystals is covered by thinner (arrows) or thicker (double arrows) dark seams exhibiting granular texture and often a red color. Sample 12/14. Parallel nicols. Width of the photograph 4 mm.
- Fig. 6: Same sample as Fig. 5. Crossed nicols. A second RFC generation, characterized by shorter and somewhat expanded crystals was formed (arrows) after the first generation of RFC cements and the deposition of a silty cover on the surface of the crystals. The remaining pore space is filled with coarse granular cement. Width of the photograph 4 mm.

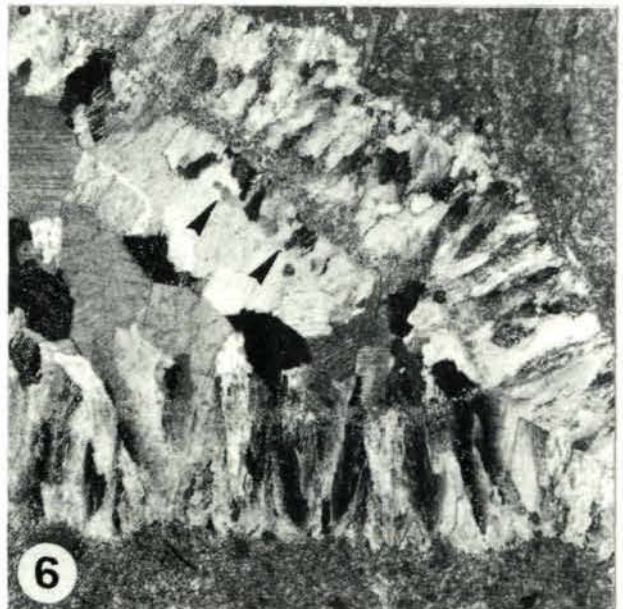
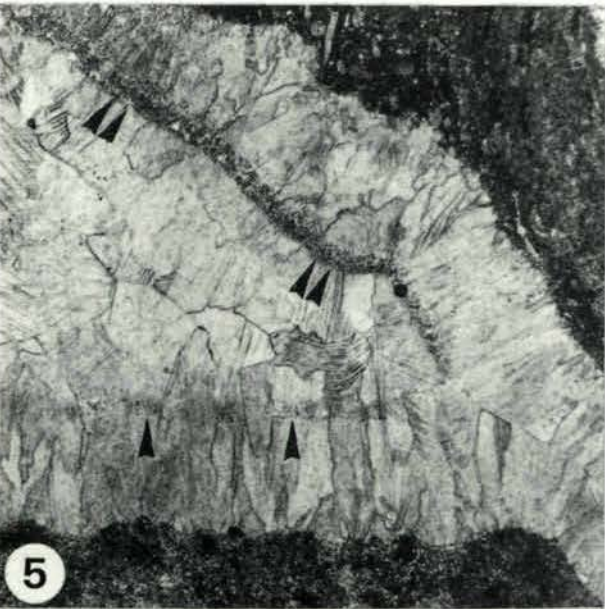
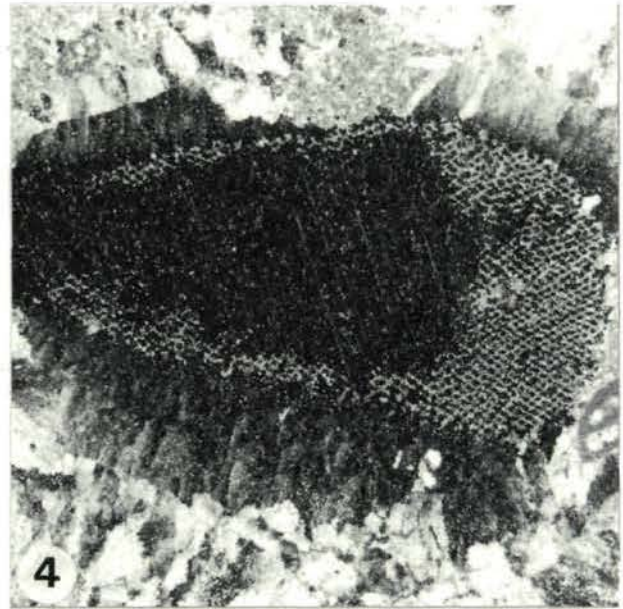
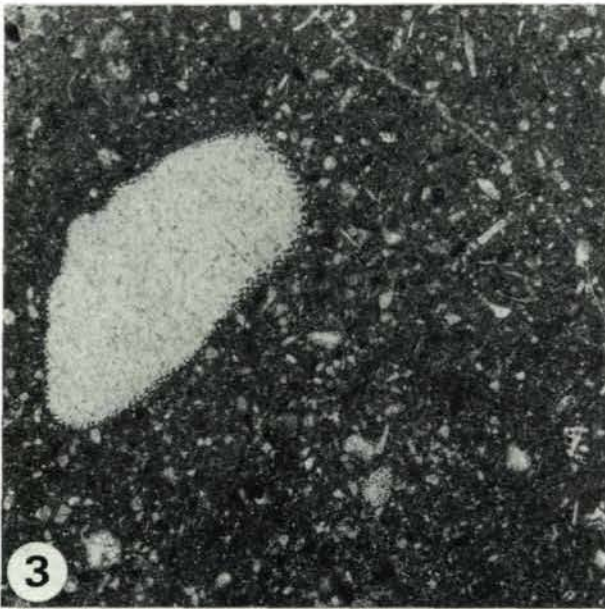
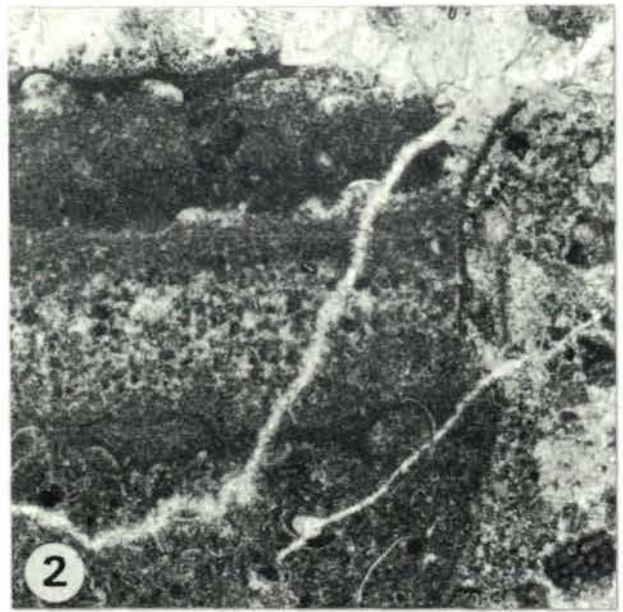
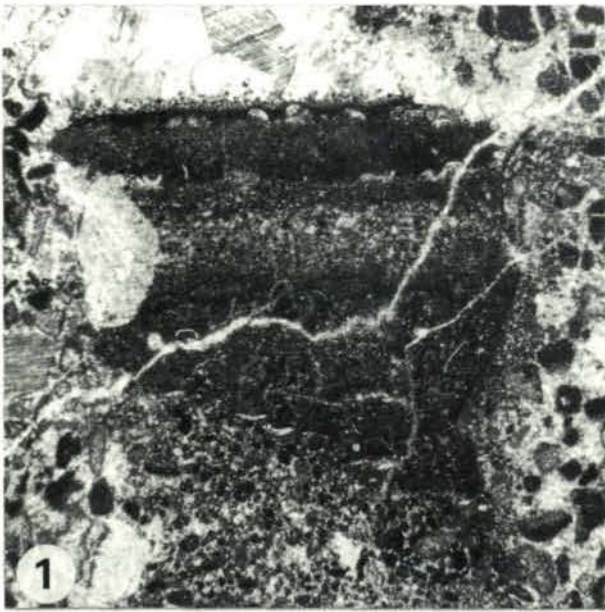


Plate 3

Radiaxial-fibrous cements. Section B. Western cliff of the Steinplatte. Oberrhätkalk.

- Fig. 1: Detail of Pl. 2/5 and 2/6. The radiaxial-fibrous crystals of the first generation are covered by a layer of vadose silt, characterized by poorly sorted, angular crystal debris. Sample 12/14. Parallel nicols. Width of the photograph 2 mm.
- Fig. 2: Same sample as Fig. 3/1. Crossed nicols. The RFC cement is covered by crystal silt including larger extended and shorter crystals. Coarse and relatively clear calcite crystals fill the center of the pore on the left. Sample 12/14. Width of the photograph 2 mm.
- Fig. 3: Samples of the 'White Bed' exhibit recrystallized micritic matrix which was infilled after the formation of broad cement crystals (stubby variation of RFC), lining solution cavities. Dark spots within the recrystallized matrix are dedolomite still exhibiting the rhombohedral shape of former dolomite crystals. Sample 12/23. Parallel nicols. Width of the photograph 4 mm.
- Fig. 4: Detail of Pl. 3/3 exhibiting dedolomite with well-preserved zonal relic texture of former idiomorphic dolomite rhombohedrons. Hematite (arrow), presumably formed by release of Fe^{2+} from the dolomite lattice, is oriented along former dolomite cleavage planes. Parallel nicols. Width of the photograph 1 mm.
- Fig. 5: Samples from Shell Bed III exhibit the largest amounts of bioclastic grains and mollusk shells. The mollusk shells serve as nucleation sites for the growth of long radiaxial-fibrous calcite crystals. The crystals grow in the interior of a valve which is preserved as a micrite envelope. On the outside, growth of RFC was hindered by a cover of micrite. Sample 12/26. Parallel nicols. Width of the photograph 5 mm.
- Fig. 6: Same sample as Fig. 3/5. Crossed nicols. Note the long RFC crystals. Width of the photograph 5 mm.

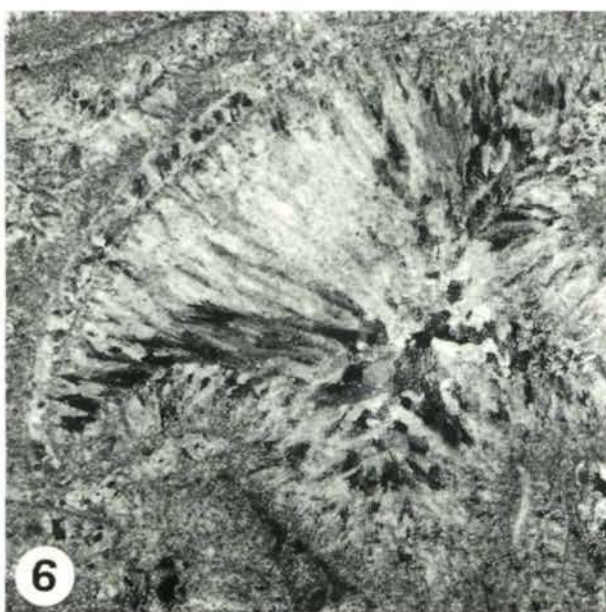
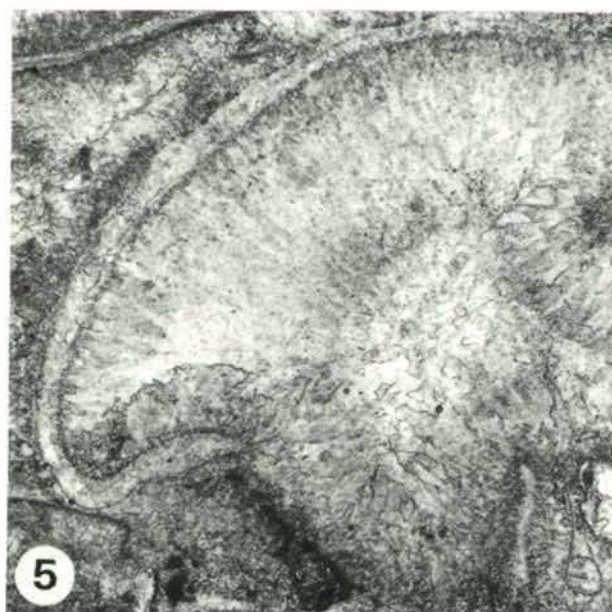
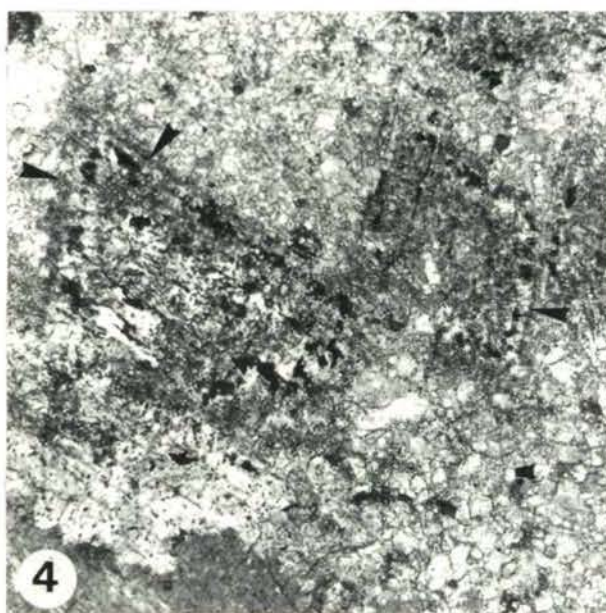
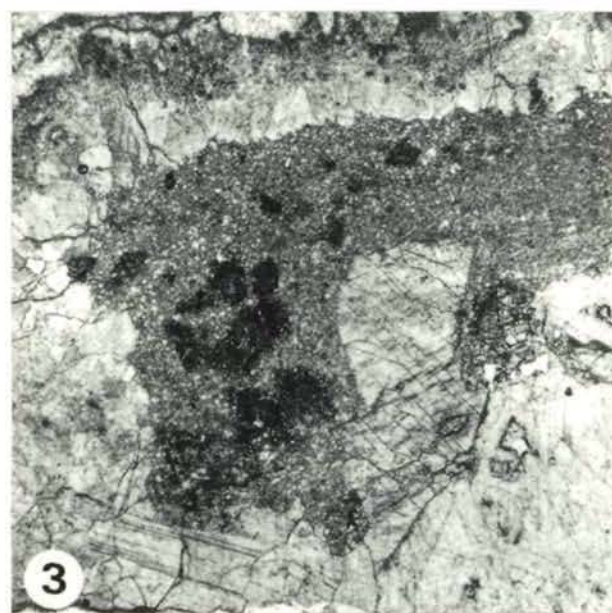
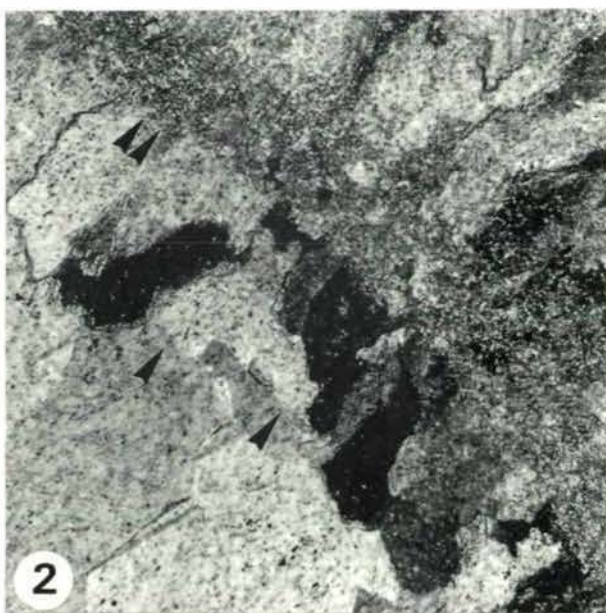
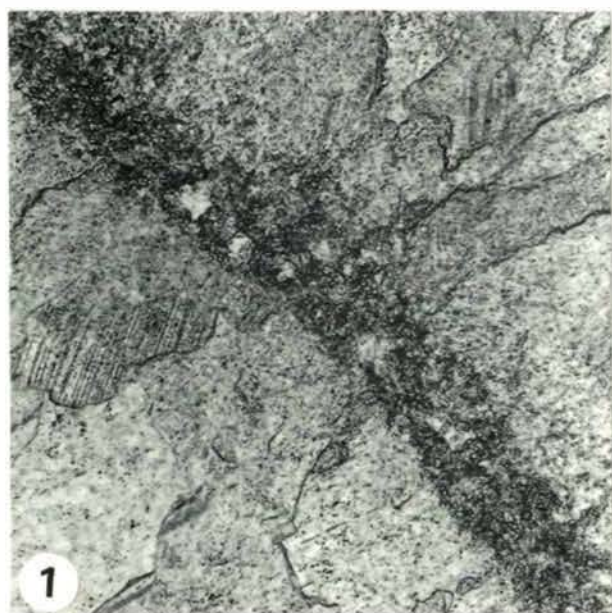
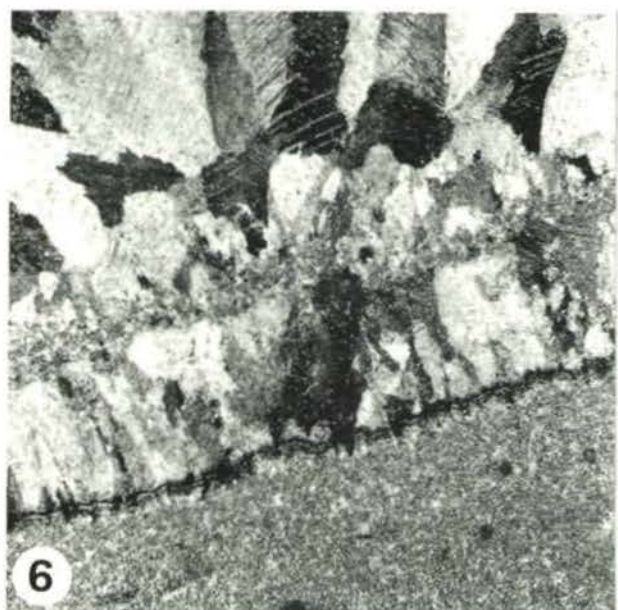
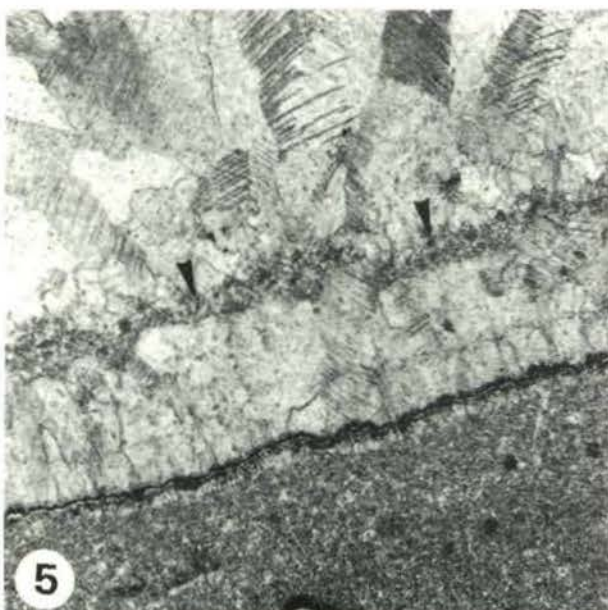
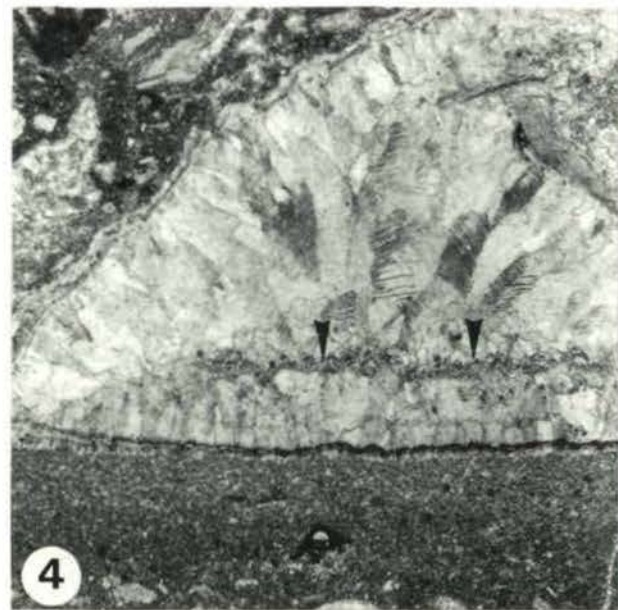
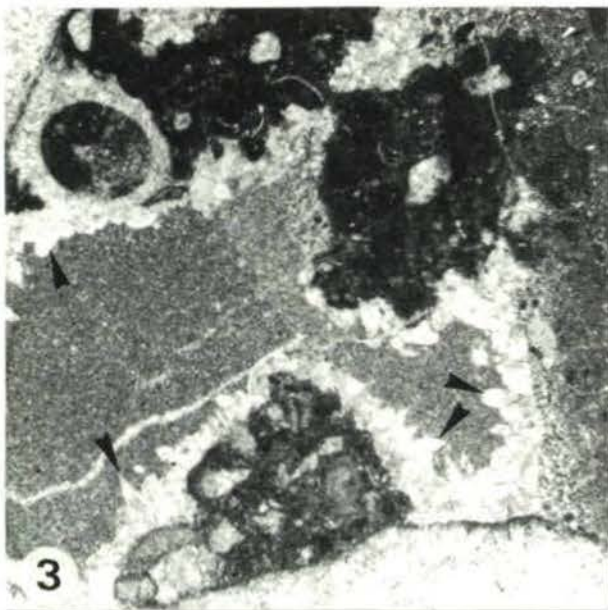
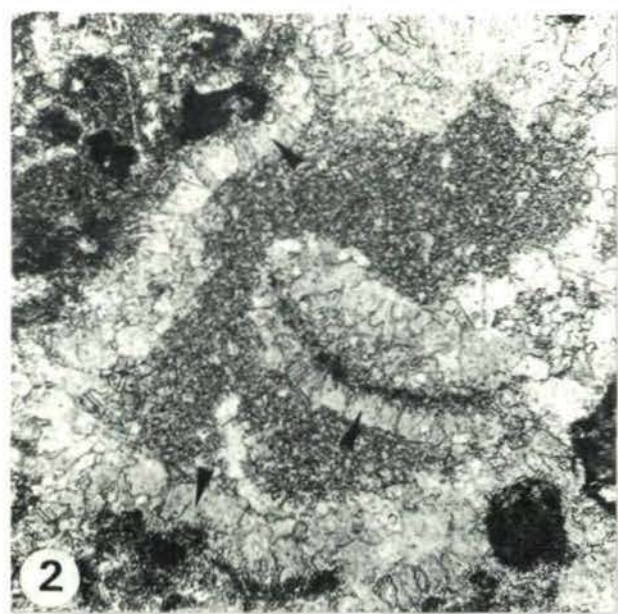
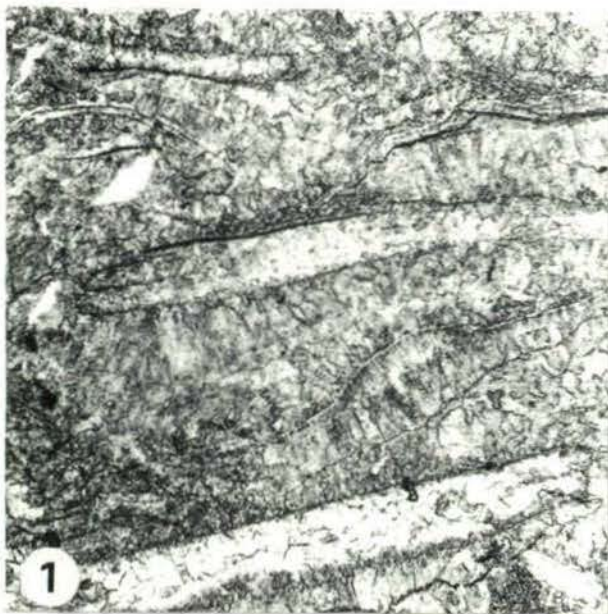


Plate 4

Radiaxial-fibrous cements in shell beds and solution cavities. Section B. Western cliff of the Steinplatte. Oberrhätkalk.

- Fig. 1: Shell Bed III. Rudstone. Abundant pelecypod shells preserved as micrite envelopes. Growth of radiaxial-fibrous cement started upon the shells. The high primary interparticle porosity is completely occluded. Sample 12/35. Parallel nicols. Width of the photograph 5 mm.
- Fig. 2: Unit-I, underlying Shell Bed III, is characterized by abundant micrite matrix, vugs and syntaxial echinoderm overgrowth. Many vugs are lined by coarse broad crystals corresponding to a stubby variation of RFC cement (arrows). The cavity is filled by a silty internal sediment. Note the differences in crystal size and color between the internal sediment and the micrite matrix (top left). Sample 12/36. Parallel nicols. Width of the photograph 2,5 mm.
- Fig. 3: Solution cavity. The walls are lined with dog-tooth like granular cement (arrows). Note the difference between the silty internal sediment and the pelmicritic matrix of the rock. Depositional unit-I. Sample 12/38. Parallel nicols. Width of the photograph 4 mm.
- Fig. 4: Shell Bed II is characterized by relatively large amounts of micritic matrix yielding ostracods and sessile foraminifera (bottom). Nevertheless, large solution cavities occur, filled with several generations of RFC cements. These are separated by thin or thick (arrows) silty, slightly reddish covers, which are responsible for interruptions in cement growth. Sample 12/42. Parallel nicols. Width of the photograph 5 mm.
- Fig. 5: Detail of Fig. 4/4, documenting the growth boundaries within the radiaxial fibrous calcite cements. The first third of the first cement generation is covered by a thin dusty seam. This seam, however, did not interrupt crystal growth as shown by crystal habits (cf. Fig. 4/6, crossed nicols). Only thicker and more silty covers (arrows) inhibited and stopped the growth of the fibrous crystals. Large radiaxial fibrous crystals exhibiting typical twin lamellae fill the relic pore space. Sample 12/42. Parallel nicols. Width of the photograph 3 mm.
- Fig. 6: Same sample as Fig. 4/5. Crossed nicols. Width of the photograph 3 mm.



ERZMIKROSKOPISCHE UNTERSUCHUNGEN AN SILBERPENTLANDITEN DER Cu-Fe-ERZPARAGENESE VON AXAMS (STUBAIKRISTALLIN, TIROL, ÖSTERREICH)

Franz Vavtar

Mit 14 Abbildungen, 6 Diagrammen und 4 Tabellen

Zusammenfassung:

Mit dem Silberpentlandit von Axams gelang der erstmalige Nachweis dieses Ag-Ni-Fe-Sulfides auch in einer ostalpinen Erzmineralisation. Er tritt intragranular im Kupferkies als akzessorischer Gemengteil einer hochtemperierten Cu-Fe-Erzparagenese im polymetamorph überprägten Stubaikristallin auf.

Der Kupferkies der Erzparagenese belegt mit seiner α - β -Umwandlungslamellierung und den Zinkblende-Entmischungen eine Bildungs- bzw. Umbildungstemperatur von mindestens 500° C. Der Silberpentlandit wird als Entmischung < 455° C aus einem ehemals kubischen, Ag-Ni-hältigen Cu-Fe-Zn-Mischkristall interpretiert.

Produkte der beginnenden Verwitterung von Silberpentlandit sind Bravoit und/oder Violarit sowie ein ? Sulfid der sogenannten „Silberkies“-Gruppe.

Die Ag-Gehalte der Silberpentlandite variieren zwischen 10.9 und 13.0 (Mittelwert: 11.6) Gew.%. Die Fe-Gehalte liegen zwischen 33.8 und 36.5 (Mittelwert: 35.4) Gew.%, die Ni-Gehalte schwanken zwischen 18.6 und 20.8 (Mittelwert: 19.5) Gew.%. Weiters wurden Cu-Gehalte von 1.0 bis 2.1 (Mittelwert: 1.5) Gew.% und Co-Gehalte von 0.0 bis 0.7 (Mittelwert: 0.3) Gew.% nachgewiesen. Die S-Gehalte liegen zwischen 31.2 und 33.3 (Mittelwert: 32.5) Gew.%. Die durchschnittliche Zusammensetzung der Silberpentlandite kann mit der Formel $Ag_{0.84}(Fe,Ni,Cu,Co)_{7.85}S_8$ ausgedrückt werden.

Die farbmtrische Auswertung der spektralen Dispersionskurven dreier Silberpentlanditkörner ergibt mittlere Normfarbwerte von $x = 0.341$ und $y = 0.343$, einen mittleren Hellbezugswert $Y = 30.9\%$, eine mittlere Farbintensität $Pe = 15.5\%$ und eine mittlere farbtongleiche Wellenlänge $\lambda_d = 579.5$ nm.

Die Korrelation farbmtrischer und mineralchemischer Daten zeigt, daß die Farbwerte nicht so sehr vom Gehalt der Ag-Atome, die sich auf oktaedrisch koordinierten Gitterplätzen der Silberpentlanditstruktur befinden, bestimmt werden, sondern vielmehr durch den Gehalt von (Fe,Ni)-Atomen auf den tetraedrisch koordinierten Gitterplätzen und vom Cu-Gehalt pro Formeleinheit beeinflusst werden. Es ergeben sich signifikante Zusammenhänge zwischen dem Hellbezugswert $Y\%$ und Cu pfu bzw. zwischen der Farbsättigung $Pe\%$ und (Fe,Ni) pfu. Stöchiometrischer Silberpentlandit ohne Cu pfu besitzt einen Helligkeitseindruck von $Y = 28.8\%$. Einem um 1 % höheren Hellbezugswert entspricht ein um 0.100 ± 0.015 höherer Cu-Gehalt. Stöchiometrischer Silberpentlandit mit 8 (Fe,Ni)-Atomen pfu besitzt eine Farbsättigung von $Pe = 18.0\%$. Einer um 1% niedrigeren Farbsättigung entspricht ein um 0.19 ± 0.03 niedrigerer (Ni,Fe)-Gehalt.

Abstract:

The argentopentlandite from Axams is the first report of this Ag-Ni-Fe sulphide in an Eastern Alpine ore mineralization. It is intragranular in chalcopyrite as an accessory component in a high temperature Cu-Fe ore paragenesis in the polymetamorphic Stubai crystalline.

The chalcopyrite of these ore paragenesis, with its α - β -inversion twins and its star-shaped sphalerite exsolutions, points towards a minimum temperature of formation or transformation from 500° C. Argentopentlandite is interpreted as an exsolution < 455° C from a former cubic Ag-Ni containing Cu-Fe-Zn solid solution.

Alteration products of argentopentlandite in supergene environments are bravoite and/or violarite and a ? sulphide from the „Silberkies“ group.

The Ag-contents of the argentopentlandites vary between 10.9 and 13.0 (average: 11.6) wt.%. The Fe-contents lie between 33.8 and 36.5 (average: 35.4) wt.%, the Ni-contents alternate between 18.6 and 20.8 (average: 19.5) wt.%. In addition, Cu-contents from 1.0 to 2.1 (average: 1.5) wt.% and Co-contents from 0.0 to 0.7 (average: 0.3) wt.% were reported. The S-contents range from 31.2 to 33.3 (average: 32.5) wt.%. The mean composition of the argentopentlandites can be expressed by the formula $Ag_{0.84}(Fe,Ni,Cu,Co)_{7.85}S_8$.

The color value calculation of the spectral dispersion curves of the argentopentlandite grains yields mean rectangular chromaticity coordinates from $x = 0.341$ and $y = 0.343$, a mean luminance $Y = 30.9\%$, a mean excitation purity $Pe = 15.5\%$ and a mean dominant wavelength $\lambda_d = 579.5$ nm.

The correlation of color value and mineralochemical data yields that the reflection color changes are determined less by the Ag atoms located in the octahedrally coordinated sites in the argentopentlandite structure than they are by the (Fe,Ni) atoms in the tetrahedrally coordinated lattice sites and by Cu pfu. There exist significant connections between luminance $Y\%$ and Cu pfu or between excitation purity $Pe\%$ and (Fe,Ni) pfu. Stoichiometric argentopentlandite without Cu pfu has a luminance from $Y = 28.8\%$. A luminance that is 1% greater corresponds to a Cu-content that is greater by 0.100 ± 0.015 . Stoichiometric argentopentlandite with 8 (Fe,Ni)-atoms pfu has an excitation purity from $Pe = 18.0\%$. An excitation purity that is 1% lower corresponds to a (Fe,Ni)-content that is lower by 0.19 ± 0.03 .

Einleitung und Problemstellung

Silberpentlandit mit der theoretischen Formel $AgFe_5Ni_3S_8$ wurde erstmals von SHISHKIN et al. (1971) und später von RUDASHEVSKII et al. (1977) aus sibirischen Cu-Ni- und Ni-Co-Lagerstätten beschrieben. VUORELAINEN et al. (1972) gelang der Nachweis auch in finnischen Sulfidlagerstätten des Outokumpu-Typs. In den folgenden Jahren wurden Silberpentlandite auch in kanadischen Cu-Fe-Ni-Lagerstätten bekannt. So in Sudbury, Ontario (KARPENKOV et al., 1973), oder Bird River, Manitoba (SCOTT & GASPARRINI, 1973, und HALL & STEWART, 1973). GROVES & HALL (1978) beschreiben Silberpentlandite von Mount Windarra, W-Australien, MPOSKOS (1983) von einer Ag-Cu-Co-Ni-As-S-Mineralisation in Mazedonien, Griechenland, und BENVENUTI (1991) aus einer Pb-Ag-Zn-Ni-Lagerstätte in der Toskana, Italien.

Immer handelt es sich dabei um Silberpentlandite in Erzparagenesen mit Pentlandit $(Fe,Ni)_9S_8$ und/oder Ni-Mineralen wie Gersdorffit $NiAsS$ (MPOSKOS, 1983). In der Erzmineralvergesellschaftung der Silberpentlandite von Axams konnte bis jetzt weder Pentlandit noch irgend ein anderes Ni-Mineral nachgewiesen werden.

Nach den Strukturuntersuchungen von HALL & STEWART (1973) besitzt Silberpentlandit eine kubische Pentlandit-Struktur, in der die oktaedrisch koordinierten Gitterplätze von Ag-Atomen eingenommen werden und auf den tetraedrisch koordinierten Gitterplätzen sich die (Fe,Ni)-Atome befinden

Bis jetzt wurde nur der Silberpentlandit aus der Talnotry Mine in Schottland von CRIDDLE & STANLEY (1986) farbmetrisch untersucht. Von

Silberpentlanditen einiger anderer Vorkommen existieren lediglich einzelne Reflexionsdaten, die bei ausgewählten Wellenlängen gemessen wurden.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist einerseits die umfassende erzmikroskopische und mineralchemische Kennzeichnung der Silberpentlandite von Axams, andererseits soll aufgezeigt werden, welche optisch-physikalischen Parameter durch den Mineralchemismus beeinflusst werden, und ob diese Beeinflussung mit Methoden der quantitativen Erzmikroskopie nachweisbar ist.

Geologischer Rahmen

Der Silberpentlandit tritt in einer butzenförmigen Cu-Fe-Erzmineralisation auf, die an z.T. apatitreiche, quarzitisches Knauern in Gneisglimmerschiefern gebunden ist. 12 km SW von Innsbruck, beim sog. Knappenhof in Axams, weist noch eine Halde auf einen ehemaligen Cu-Erzbergbau hin (SPERGES, 1765; SRBIK, 1929; VAVTAR, 1988).

Über die Form der Erzkörper und ihr Auftreten in der polymetamorph überprägten Paragneisabfolge des Stubaikristallins sind keine Aussagen möglich, da das Anstehende nicht mehr lokalisierbar ist.

Als jüngstes metamorphes Geschehen in der erzführenden, altpaläozoischen Metasedimentabfolge läßt sich eine kretazische Metamorphose mit dem Maximum um 90–100 M.a. (THÖNI, 1982) nachweisen. Sie erreichte im NW des Kristallins Metamorphosebedingungen von $< 300^\circ\text{C}$,

im Bereich des Erzvorkommens Axams etwa 300°–350° C (= Stilpnomelanzone nach THÖNI, 1982) und im SE des Kristallins, im Schneeberger Zug, Temperaturen von > 600°C und 6–7 kb (HOINKES, 1986). Im Brennermesozoikum wird eine Temperaturzunahme von 450°C im Bereich der Kalkögel, ca. 5 km S des Erzvorkommens, auf 530°C und 3.5–4 kb im Bereich der Scheeberger Weißen beschrieben (DIETRICH, 1980).

Nach einem paläogenen, N-vergenten Vorstoß und W- bis NW-gerichteten Bewegungen der Kristallinmasse im Mitteloligozän und Miozän wurden im Neogen mit dem Vorstoß des Ötztal-kristallins über den Quarzphyllit die Silltalstörung (SCHMIDEGG, 1964) und verschiedene Parallelstörungen angelegt.

Erzmineralparagenese

Der Silberpentlandit von Axams ist als akzessorischer Gemengteil in einer Erzmineralparagenese vertreten, die als Hauptgemengteile Kupferkies CuFeS_2 , Magnetkies Fe_{1-x}S und Pyrit FeS_2 umfaßt. Arsenkies FeAsS , Zinkblende ZnS und Markasit FeS_2 sind zu den Nebengemengteilen zu rechnen, während Bleiglanz PbS , Mackinawit FeS_{1-x} , ged. Wismut Bi, Wismutglanz Bi_2S_3 und Elektrum AuAg nur als Akzessorien auftreten. Unter den sekundären Mineralneubildungen sind neben Nadeleisenerz $\alpha\text{-FeOOH}$ vor allem die Alterationsprodukte von Silberpentlandit, wie Bravoiit $(\text{Ni,Fe})\text{S}_2$ und/oder Violarit Ni_2FeS_4 und ein ? Mineral der „Silberkies“-Gruppe AgFe_2S_3 anzuführen.

Ein wesentliches Merkmal dieser Silberpentlandit-führenden Erzmineralparagenese ist das Fehlen von Pentlandit und anderer Ni- und Ag-Mineraie.

Auffallendes Kennzeichen im **Kupferkies** sind lanzettartige und oleanderblattförmige α - β -Umwandlungslamellen, die je nach Schnittlage der jeweils betrachteten Körner entweder aufeinander senkrecht stehen (Abb. 2), oder einen von 90° abweichenden Winkel einschließen können (Abb. 3 und 9). Die Inversionslamellen liefern

wichtige Hinweise auf die Bildungs- bzw. Umbildungstemperatur von Kupferkies und somit der Erzparagenese, worauf später noch eingegangen wird. Die Cu-Gehalte liegen zwischen 32.94 und 34.34 (Mittelwert: 33.61) Gew.%, und die Fe-Gehalte schwanken zwischen 30.33 und 31.03 (Mittelwert: 30.62) Gew.% (Tab. 1). Die Ni-, Co-, Au-, Ag- und Bi-Gehalte sind z.T. unter der Nachweisgrenze. Jedoch kann aus ihrer Decktierbarkeit zumindest für einen Teil der in der Paragenese akzessorisch vertretenen Ni-, Co-, Au-, Ag- und Bi-Mineraie auf eine Bildung im Zuge metamorpher Stoffumlagerungen und Entmischungsprozesse aus Kupferkies geschlossen werden.

Ehemaliger Hochtemperatur-Kupferkies mit α - β -Inversionslamellen enthält meist auch sternchenförmige **Zinkblende**-Entmischungen (Abb. 3 und 4), die nach kristallographischen Vorzugsrichtungen gleichförmig im Kupferkies angeordnet sind (Abb. 4). Zinkblende tritt aber nicht nur als Entmischung im Kupferkies auf, sondern bildet auch selbständige Primärkristallisate in der Erzmineralparagenese von Axams.

Auf Grund extrem hoher Anisotropie-Effekte und wegen des kräftigen Reflexionspleochroismus ist **Mackinawit** als feine, flitterförmige Entmischung im Kupferkies besonders leicht zu identifizieren (Abb. 2, 3, 4, 8 und 9). Neben scheinbar regellos im Kupferkies verteiltem Mackinawit (Abb. 3 und 9) gibt es auch Kristallisate, die orientiert nach zwei aufeinander senkrecht stehenden Richtungen im Kupferkies angeordnet sind (Abb. 8). Bei den EMP-Analysen (Tab. 1) an den nur 2 μ breiten Mackinawittäfelchen handelt es sich um Mischanalysen mit dem umgebenden Kupferkies. Es darf jedoch angenommen werden, daß die im Gegensatz zum Kupferkies wesentlich höheren Ni- (4.70 bzw. 5.80 Gew.%) und Co-Gehalte (0.26 bzw. 0.10 Gew.%) ursächlich mit dem Mackinawit zusammenhängen. Nach KUCHA (1981) besitzen Ni- und Co-hältige Mackinawite eine obere Stabilitätsgrenze von 200° C.

Neben Kupferkies und Pyrit ist als weiterer Hauptgemengteil dieser Erzparagenese noch **Magnetkies** (Abb. 1) zu erwähnen. Die aus den

Probe	Cu	Fe	Zn	Co	Ni	Au	Ag	Bi	Pb	Sb	S	total
Chp 1	33.25	30.42	0.38	0.04	0.03	0.09	0.00	0.08	0.00	0.00	34.27	98.56
Chp 2	33.40	30.46	0.00	0.02	0.00	0.06	0.04	0.00	0.11	0.02	34.15	98.26
Chp 3	34.13	30.88	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	34.01	99.10
Chp 4	32.94	30.33	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.17	0.05	0.00	33.91	97.45
Chp 5	34.34	31.03	0.00	0.05	0.19	0.02	0.07	0.00	0.00	0.00	33.84	100.34
Po 1	0.00	58.73	0.00	0.00	0.55	–	–	–	–	–	39.64	98.82
Po 2	0.16	59.87	0.02	0.19	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	38.99	99.43
Mck 1	14.98	46.90	0.00	0.26	4.70	0.16	0.04	0.00	0.00	0.00	34.65	101.69
Mck 2	14.73	39.54	0.00	0.10	5.80	–	–	–	–	–	36.41	96.58
Bi	0.51	0.44	0.16	0.00	0.00	0.05	0.04	93.24	0.00	0.03	0.02	94.49
Au 1	0.08	2.31	0.35	0.04	0.53	55.10	35.78	0.53	0.00	0.00	0.42	94.61
Au 2a	–	1.71	–	–	–	63.37	30.54	–	–	–	0.00	95.62
Au 2b	–	1.36	–	–	–	73.01	25.88	–	–	–	0.85	101.10
Au 2c	–	1.36	–	–	–	50.38	46.53	1.45	–	–	1.45	101.74
Au 2	–	1.47	–	–	–	62.25	34.32	1.45	–	–	0.73	100.24
Bit	–	2.24	–	–	–	5.54	2.06	84.11	7.15	–	2.92	104.02

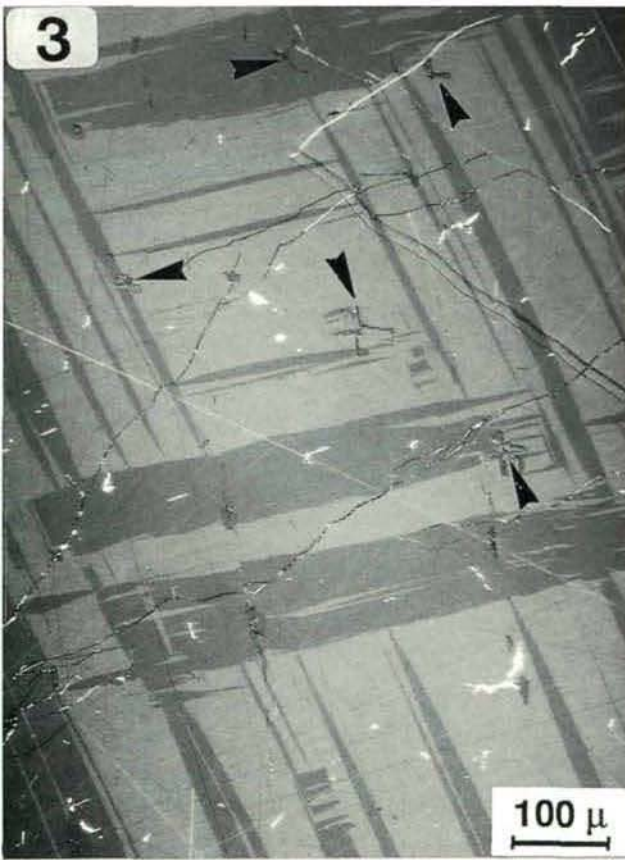
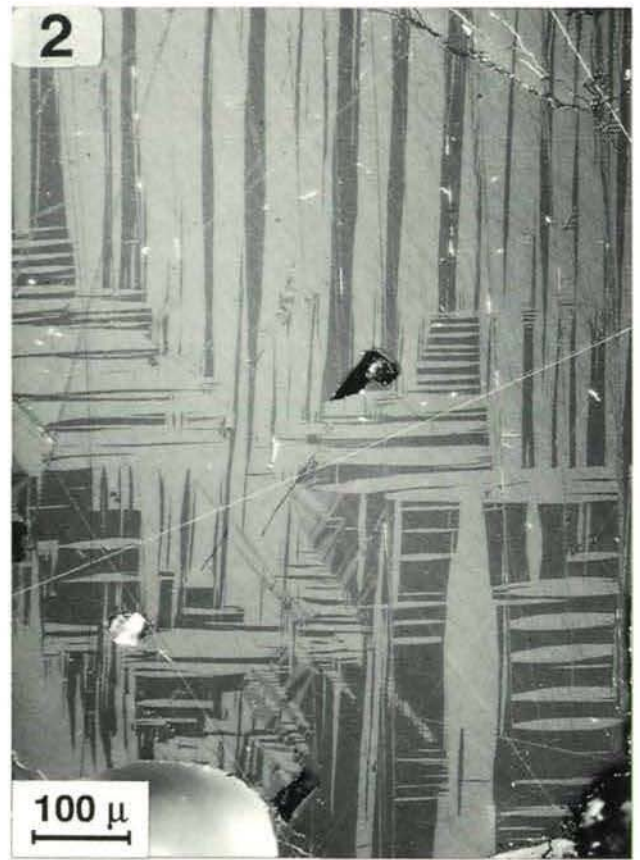
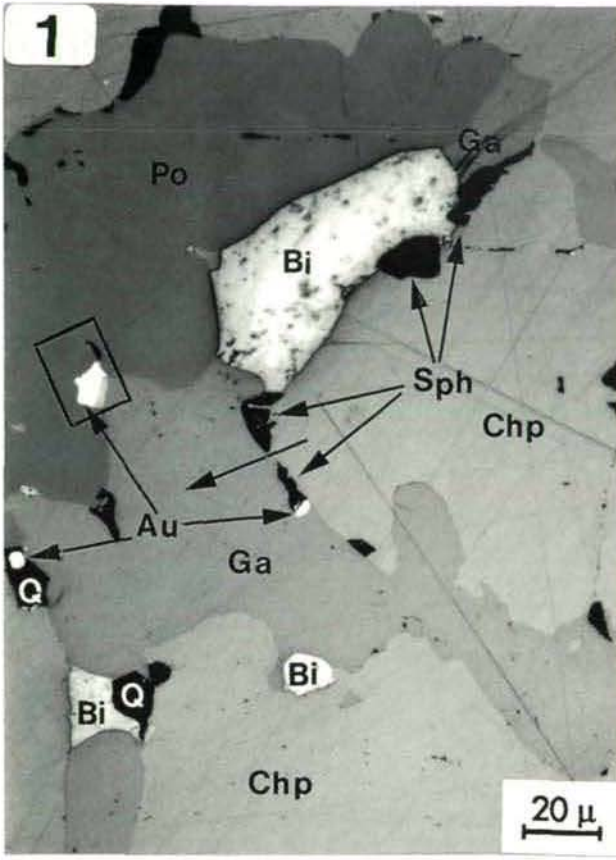
Tab. 1: EMP-Analysen von Kupferkies (Chp), Magnetkies (Po), Mackinawit (Mck), ged. Wismut (Bi), Elektrum (Au) und Wismutglanz (Bit). Angaben in Gew.%; – = nicht bestimmt.

Abb. 1: Neben Kupferkies (Chp, lichtgrau), Bleiglanz (Ga, hellgrau) und Magnetkies (Po, dunkelgrau) ist ged. Wismut (Bi, grauweiß) mit schwarzgraugefleckter Oberfläche (schlechte Poliereigenschaften) zu sehen. Drei winzige Elektrum-Körnchen (Au, weiß) und Zinkblende (Sph, schwarz) sind mit Pfeilen markiert. Im eingezeichneten Ausschnitt (entspricht der Abb. 5) ist zwischen Elektrum und Bleiglanz ein dünner ? Wismutglanzsaum (weißgrau) zu erkennen. Als Gangartmineral ist Quarz (Q, schwarz) vertreten. Polierter Anschliff; 1 Nic.; Ölimmersion.

Abb. 2: Im Hochtemperatur-Kupferkies mit typischen, oleanderblattförmigen α - β -Inversionslamellen sind die feinen Mackinawitflitterchen (weiß) wegen der extrem hohen und sehr lebhaften Anisotropie-Effekte leicht zu erkennen. Quarzkörner sind durch Innenreflexe weiß aufgehellt. Polierter Anschliff; Nic. X.

Abb. 3: Im Hochtemperatur-Kupferkies mit lanzettartigen α - β -Umwandlungslamellen und weißen Mackinawitflitterchen treten kleine Zinkblendesternchen (grau, Pfeile) auf. Polierter Anschliff; Nic. X.

Abb 4: Zinkblendesternchen (grauweiß), die orientiert nach kristallographischen Richtungen im Kupferkies (grauweiß) angeordnet sind. Außerdem ist wurmförmiger und abhängig von der Schnittlage auch „nadeliger“ Mackinawit (Pfeile, hellgrau) zu erkennen. Polierter Anschliff; 1 Nic.; Ölimmersion.



EMP-Analysen (Tab. 1) ableitbaren Formeln $(\text{Fe,Ni})_{7-0.14}\text{S}_8$ mit 46.0 at.% Fe und 0.4 at.% Ni sowie $(\text{Fe,Ni,Cu})_{7+0.62}\text{S}_8$ mit 46.6 at.% Fe, 0.1 at.% Ni und 0.1 at.% Cu stimmen mit der von KISSIN (1974) angegebenen Formel $\text{Fe}_{7\pm x}\text{S}_8$ mit 46.4 bis 47.3 at.% Fe für monoklinen 4C-Magnetkies auffallend gut überein. Der Magnetkies dieser Erzmineralparagenese ist auch als tafeliges Entmischungsprodukt im Kupferkies zu beobachten (Abb. 8). Eines der Magnetkiestäfelchen ist mit der (001)-Fläche orientiert auf (111) von Silberpentlandit aufgewachsen (Abb. 8). Vom farblich ähnlich aussehenden, jedoch isotropen und etwas schwächer reflektierenden Silberpentlandit ist Magnetkies durch die deutlichen Anisotropie-Effekte bzw. durch den Reflexionspleochroismus zu unterscheiden.

Mengenmäßig dominiert unter den akzessorischen Gemengteilen **Bleiglanz** (Abb. 1), der hier im Gegensatz zu Bleiglanzen der Pb-Zn-Erzparagenesen im Stubai-Ötztal-Kristallin Ag-frei zu sein scheint (Abb. 6d).

Auch ged. **Wismut** (Abb. 1) ist unter den Akzessorien ein relativ häufiger und wegen seiner geringen Schleifhärte, seiner deutlichen Anisotropie-Effekte und seiner Zwillingslamellierung ein einfach zu bestimmender Vertreter.

Bei den winzigen, maximal 10 μ großen „Goldkörnchen“ (Abb. 1) handelt es sich nicht um reines Gold, sondern um die Au-Ag-Legierung **Elektrum** mit durchschnittlichen Ag-Gehalten von 34.61 Gew.% (Tab. 1).

Ein weiterer akzessorischer Gemengteil ist vermutlich **Wismutglanz** (Abb. 1 und 5), dessen eindeutige Bestimmung jedoch wegen der Feinheit des Kornes von nur 2 μ nicht möglich war. Unter dem Auflichtmikroskop fällt ein deutlicher Helligkeitsunterschied zum angrenzenden Bleiglanz auf (Abb. 1), der in etwa dem um 5% höheren Reflexionsvermögen von Wismutglanz in Richtung der kristallographischen c-Achse entspricht. Da es sich bei der EMP-Analyse (Tab. 1) um eine Mischanalyse handelt, in der sich die Elementgehalte des fraglichen Wismutglanz mit Elektrum, Bleiglanz und vermutlich auch mit Magnetkies überlagern, war auch auf diesem Wege eine exakte Bestimmung nicht möglich. Mittels einer Fe-, Au-, Ag- und Bi-Verteilungsanalyse (Abb. 6b–6e) konnte jedoch nachgewiesen werden, daß der Kern des fraglichen Kornes nur aus Wismut besteht. Es könnte sich also um Wismutglanz handeln.

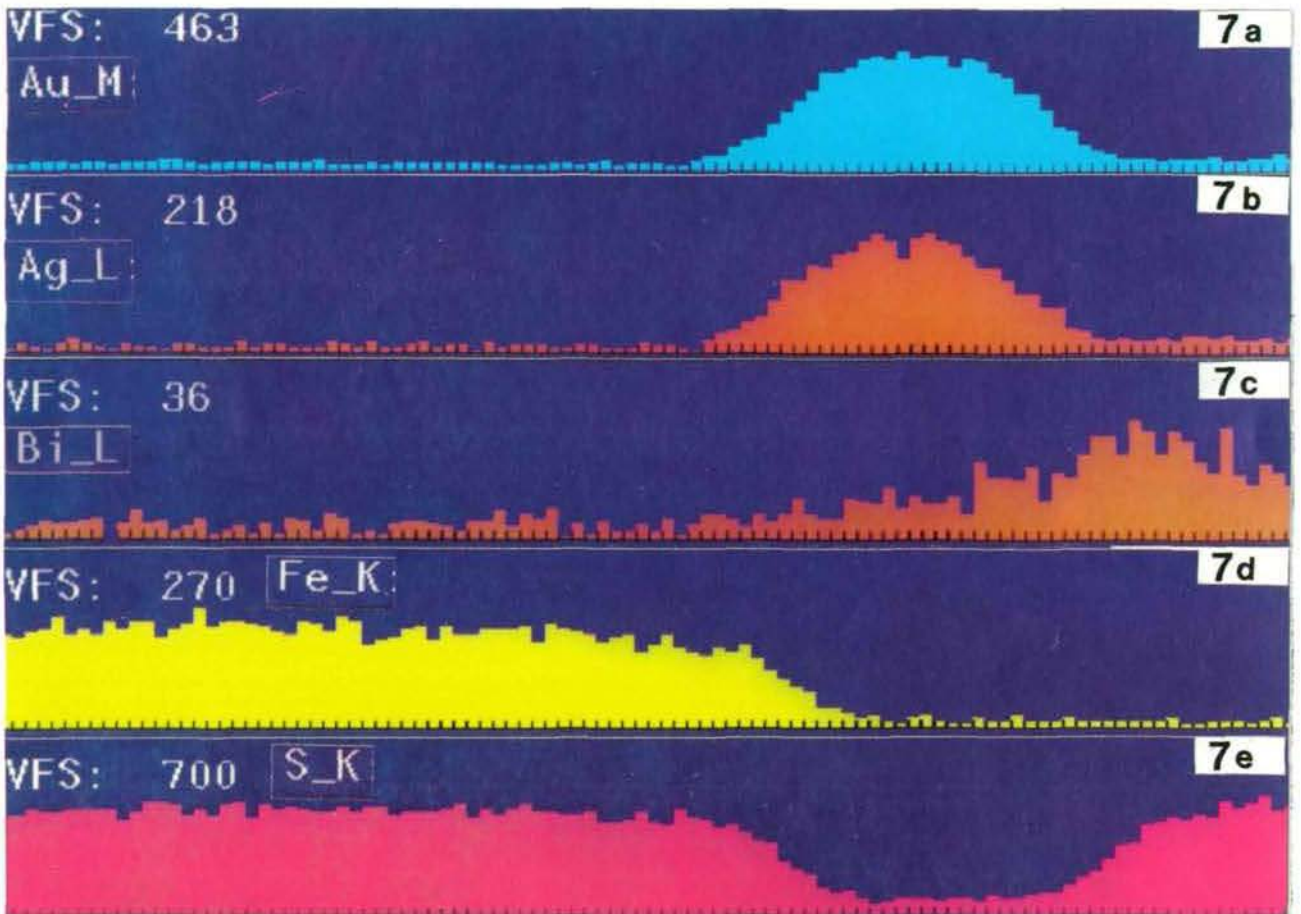
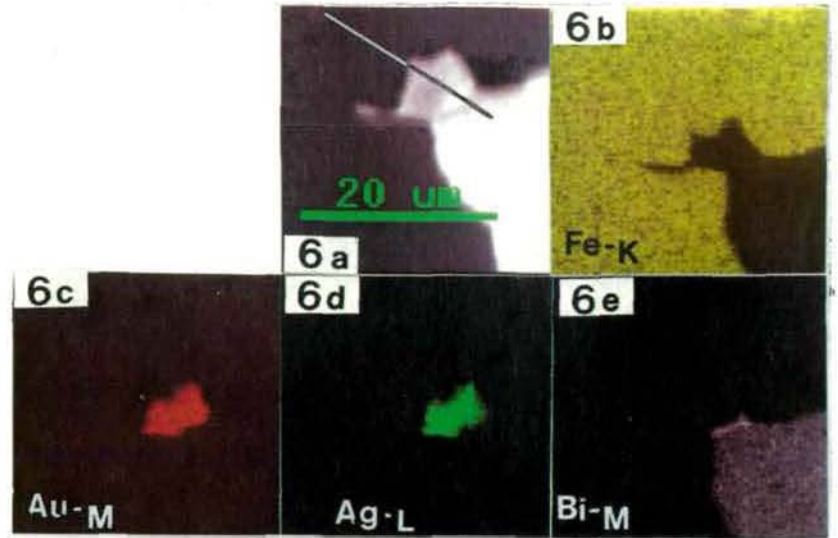
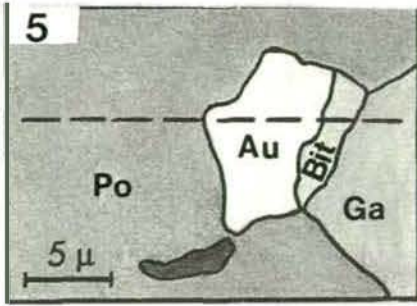
Silberpentlandit

Der Silberpentlandit dieses Vorkommens ist nur intragranular im Hochtemperatur-Kupferkies in Form maximal 35 μ großer, xenomorpher (Abb. 9 und 10), hypidiomorpher bis idiomorpher Körner zu beobachten (Abb. 8, 12 und 13). Mitunter sind dabei die Kristallite gleichförmig mit untereinander parallel verlaufenden Korn-

Abb. 5: Ausschnittsvergrößerung aus Abb. 1 mit Magnetkies (Po), Bleiglanz (Ga), Zinkblende (schwarz), Elektrum (Au) und einem 2 μ breiten ? Wismutglanzsaum (Bit) zwischen Elektrum und Bleiglanz. Die Elementverteilungs-Meßlinie (Abb. 7 a–e) ist strichliert eingezeichnet. Zeichnung nach einem Mikrophoto.

Abb. 6 a–e: EMP-Analyse der Fe-, Au-, Ag- und Bi-Verteilung im Magnetkies, Bleiglanz, Elektrum, ? Wismutglanz und der Zinkblende. Im BSE-Bild (Abb. 6 a) ist die Elementverteilungs-Meßlinie (Abb. 7 a–e) eingezeichnet. Fe (Abb. 6 b) ist auf den Magnetkies beschränkt. Bi (Abb. 6 e) ist nur im dünnen ? Wismutglanzsaum zwischen Elektrum und Bleiglanz nachzuweisen. Der Bleiglanz ist Ag-frei (Abb. 6 d). Seine scheinbaren Bi-Gehalte (Abb. 6 e) erklären sich aus der Überlagerung der Bi-M- und der Pb-M-Linien.

Abb. 7 a–e: EMP-Analyse der Au-, Ag-, Bi-, Fe- und S-Verteilung entlang der Meßlinie, die in den Abb. 5 und 6 a markiert ist. Die Korngrenzen zwischen Magnetkies, Elektrum und ? Wismutglanz sind wegen der Unschärfe in der Auflösung bzw. auf Grund von Mischanalysen im Randbereich der Mineralkörner \pm verschwommen. Die Intergranulare zwischen Wismutglanz und Bleiglanz ist zusätzlich noch durch die Überlagerung der Bi-L- und Pb-L-Linien verschleierte. VFS: 463, 218, 36, 270 und 700 = Maximum der Impulse pro Sekunde für die jeweiligen Elemente; Länge der Meßlinie 20 μ .



grenzen nach kristallographischen Richtungen im Kupferkies angeordnet (Abb. 12) und erinnern an die von SCOTT & GASPARRINI (Fig. 2, S. 166, 1973) beschriebenen, dendritischen Silberpentlandit-Entmischungen im Kupferkies. In Abb. 8 stimmen die Korn Grenzen des idiomorphen Silberpentlanditkornes mit den Richtungen überein, nach denen Mackinawit im Kupferkies entmischt ist.

Physikalisch-optische Kennzeichnung

Silberpentlandit besitzt eine bronceartige Reflexionsfarbe ähnlich jener von frischpoliertem Bornit, ist optisch isotrop und zeigt keine Innenreflexe. Sein Reflexionsvermögen ist, sowohl bei Beobachtung in Luft, als auch in Öl merklich niedriger, als jenes von Magnetkies der gleichen Paragenese. Vereinzelt wird durch parallele Mikrorisse (Abb. 13) eine kubische Schleifspaltbarkeit angedeutet.

An drei, von ihrer Korngröße her geeigneten Silberpentlanditen (Agpn 1, Agpn 2 und Agpn 3 in Abb. 12) wurde mit einem Mikrospektralphotometer (Photomultiplier: Kathodentyp S 11) am Reichert-Univar-Forschungsmikroskop die spektrale Reflexion im Bereich des sichtbaren Lichtes von 400 bis 700 nm in 20-Nanometer-Schritten gemessen. Als Lichtquelle diente eine Xe-

nonlampe (XBO 450 W/20 fr.), die eine 20-fach höhere subjektive Helligkeit besitzt als 15-W-Niedervoltleuchten, die normalerweise verwendet werden. Das Xenonlicht hat jedoch im Rotbereich des Spektrums eine deutliche Intensitätsabnahme. Als Standard wurde WTiC verwendet. Wegen der extremen Kornfeinheit mußten die Reflexionsmessungen mit einem Planachromat-Objektiv 50x/0.70 durchgeführt werden. Um politurabhängige Meßfehler weitgehend auszuschalten, wurde der Meßbereich mit 1.3 μ Durchmesser möglichst klein gewählt. Diese Meßanordnung (Xenonbrenner, Objektiv, Meßbereichsgröße) machte im langwelligen Spektralbereich ab 680 nm eine hohe Messverstärkung notwendig. Das führte zu einer Verminderung der Nullpunkt Konstanz der digitalen Meßwerte und deshalb mußten die Reflexionswerte von 680 und 700 nm mit dem Referenzspektrum (Agpn 7) von CRIDDLE & STANLEY (1986) interpoliert werden.

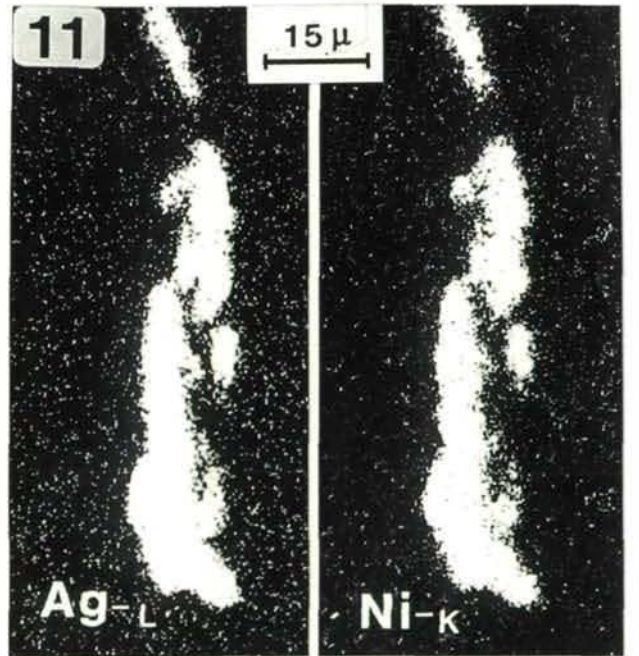
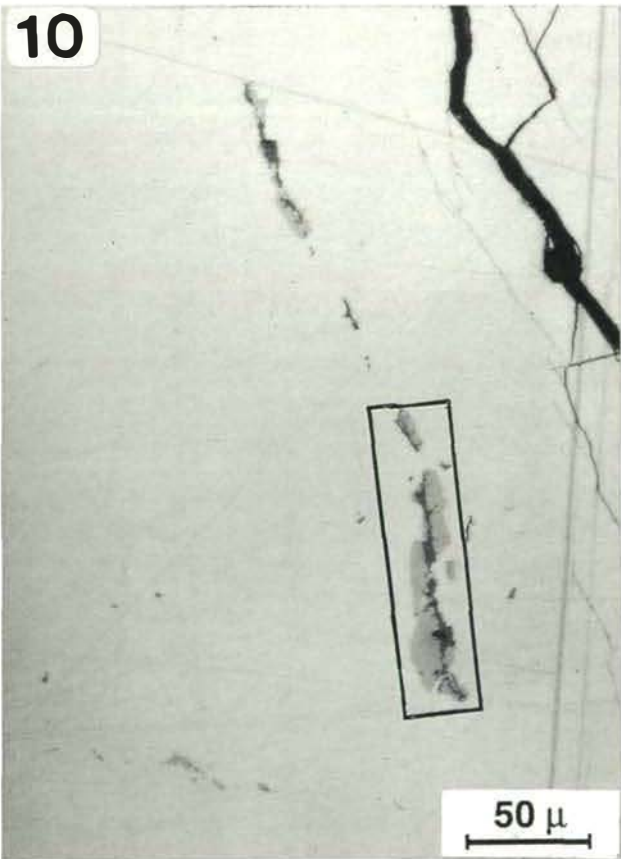
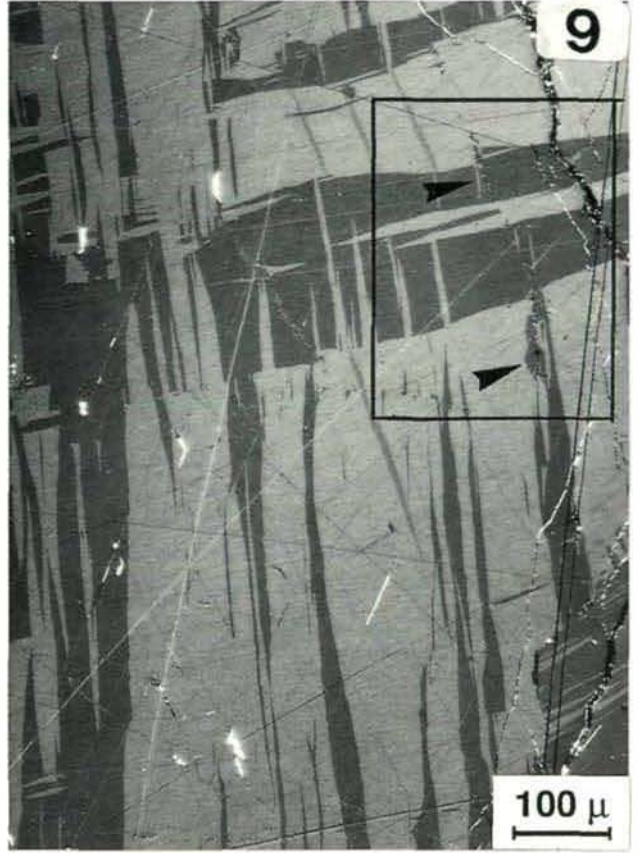
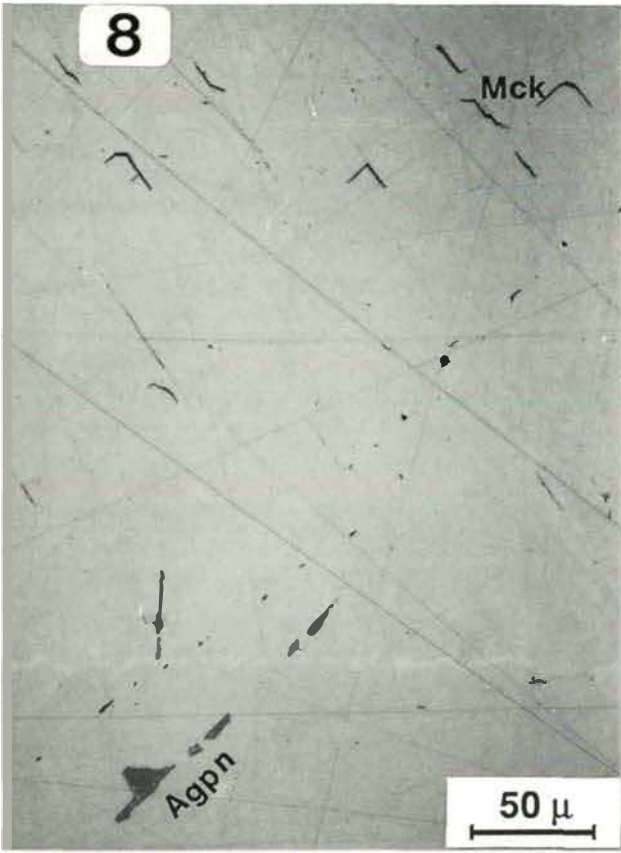
Der gleichförmige Verlauf der spektralen Reflexionskurven 1, 2, 3 und 7 (Diagr. 1) belegt eine \pm identische Dispersion des reflektierten Lichtes durch die analysierten Silberpentlandite 1, 2, 3 und 7. Die Übereinstimmung der Kurven 1, 2 und 3 mit der Kurve 7 (Referenzspektrum) ist auffällig, wobei die Ähnlichkeit zwischen 1 und 7 bzw. zwischen 2 und 3 größer ist. Im Detail bestehen jedoch leichte Unterschiede zwischen den einzelnen Dispersionskurven. Die Silberpentlandite 2 und 3 besitzen im gesamten

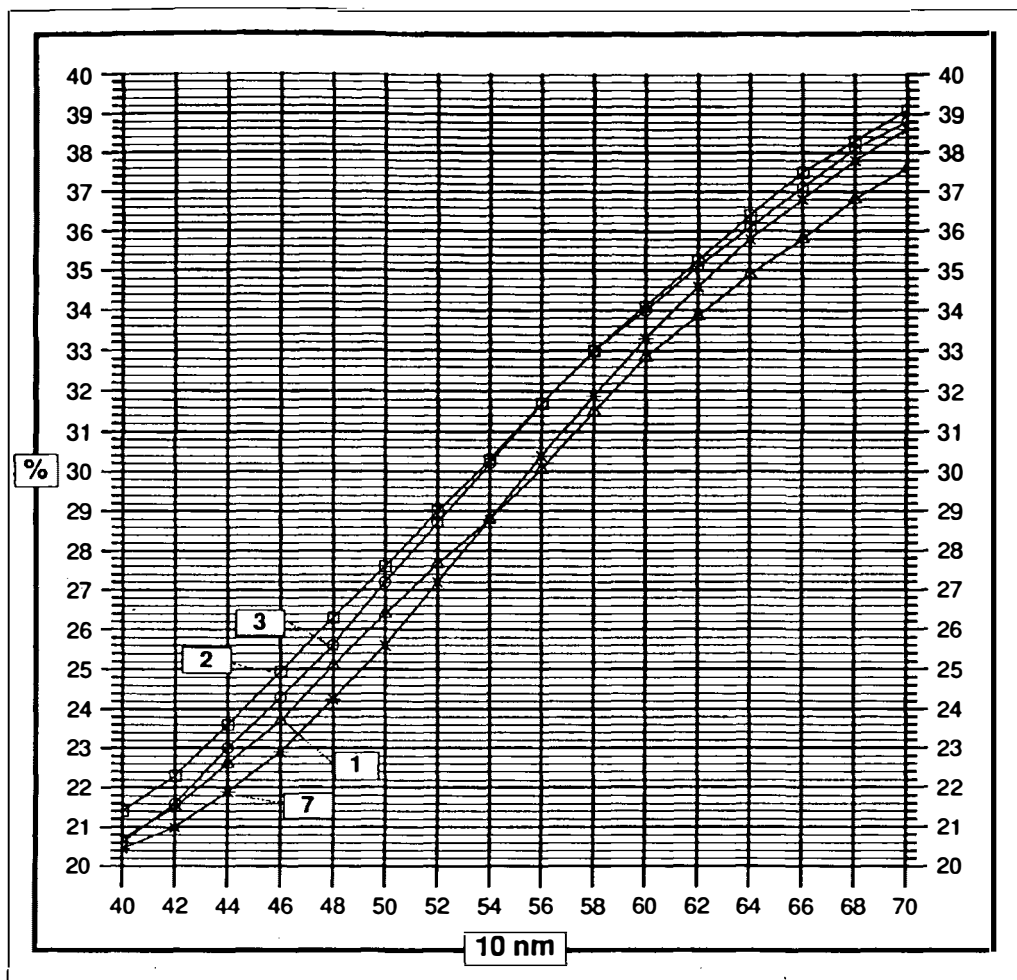
Abb. 8: Mackinawit-Entmischungen (Mck, schwarzgrau) nach zwei aufeinander senkrecht stehenden Richtungen im Kupferkies (weißgrau). Von links unten nach rechts oben sind im Kupferkies Magnetkiestäfelchen (dunkelgrau) gereiht. Das unterste im Bild ist orientiert mit Silberpentlandit verwachsen (Agpn, dunkelgrau). Polierter Anschliff; 1 Nic.; Ölimmersion.

Abb. 9: Hochtemperatur-Kupferkies mit α - β -Umwandlungslamellen und feinen Mackinawitfitterchen. Der isotrope Silberpentlandit (Pfeile) ist bei gekreuzten Nicols nur undeutlich von den Kupferkies-Zwillingslamellen, die sich in Dunkelstellung befinden, zu unterscheiden. Der eingezeichnete Ausschnitt entspricht der Abb. 10. Polierter Anschliff; Nic. X.

Abb. 10: In dieser Ausschnittsvergrößerung aus Abb. 9. sind die xenomorphen Silberpentlanditkörner (weißgrau) entlang von Mikrorissen zum Teil umgewandelt zu Nadeleisenerz (dunkelgrau). Der eingezeichnete Ausschnitt entspricht etwa der halben Größe von Abb. 11. Polierter Anschliff; 1 Nic.

Abb. 11: EMP-Analyse der Ag- und Ni-Verteilung im Silberpentlandit der Abb. 10. Ag und Ni sind nur im Silberpentlandit nachzuweisen. Nadeleisenerz ist Ag- und Ni-frei.





λ nm	R% 1	R% 2	R% 3	R% 7		Agpn 1	Agpn 2	Agpn 3	Agpn 7
400	20.70	21.40	20.60	20.45	Ag	11.43	11.05	11.02	12.10
420	21.50	22.30	21.60	21.00	Fe	35.63	35.06	35.45	35.06
440	22.60	23.60	23.00	21.90	Cu	1.15	2.07	1.98	0.60
460	23.70	24.95	24.30	22.90	Ni	19.14	19.60	18.56	20.06
480	25.10	26.30	25.60	24.25	Co	0.38	0.00	0.26	0.00
500	26.40	27.60	27.20	25.60	S	33.07	33.34	31.75	31.50
520	27.65	29.00	28.70	27.20	total	100.80	101.12	99.02	99.80
540	28.80	30.30	30.20	28.80					
560	30.05	31.70	31.70	30.40					
580	31.50	33.00	33.00	31.90					
600	32.85	34.10	34.00	33.30					
620	33.85	35.25	35.10	34.60					
640	34.90	36.40	36.10	35.80					
660	35.80	37.50	37.10	36.80					
680	36.80	38.30	38.10	37.80					
700	37.60	39.10	38.80	38.60					

Diagramm 1: Spektrale Dispersionskurven der Silberpentlandite 1, 2 und 3 von Axams (Abb. 12) sowie 7 (CRIDDLE & STANLEY, 1986). Reichert-Univar-Mikrospektralphotometer; Objektiv: Planachromat 50x/0,70; Meßfelddurchmesser: 1.3 μ ; Standard: WTiC; Mineralchemismus in Gew.%.

Spektralbereich die höheren Reflexionswerte als 1 und 7, ihre Kurven verlaufen ab 520 nm beinahe identisch und weisen zwischen 540 und 600 nm die gleichen Reflexionswerte auf. Silberpentlandit 1 hat bis 540 nm etwas höhere und ab 540 nm niedrigere Reflexionswerte als Silberpentlandit 7. Von den wenigen Reflexionswerten, die GROVES & HALL (1978) von anderen Silberpentlanditen publiziert haben (siehe Tab. 4), weichen die entsprechenden Werte der Silberpentlandite dieser Studie zum Teil beträchtlich ab.

Die spektralen Dispersionskurven der Silberpentlandite 1, 2, 3 und 7 wurden nach einem von LIU Jianming auf Grundlage der sog. Gewichtsordinaten-Methode (PILLER, 1966; SCHULTZE, 1975) erstellten Computerprogramm farbmetrisch ausgewertet. Bei dieser Methode werden aus den Rot-, Grün- und Blauanteilen der jeweiligen Reflexionskurven bzw. aus den entsprechenden Normfarbwerten X, Y und Z die Normfarbwertanteile x, y und z nach folgenden Formeln berechnet:

$$x = X/(X + Y + Z)$$

$$y = Y/(X + Y + Z)$$

$$z = Z/(X + Y + Z)$$

$$x + y + z = 1$$

Die Normfarbwerte betragen für Agpn 1 $x = 0.341$ $y = 0.342$, für Agpn 2 $x = 0.340$ $y = 0.343$ und für Agpn 3 $x = 0.342$ $y = 0.345$. Die Berechnungen erfolgten für die Normlichtart C, welche im sichtbaren Spektralbereich etwa dem Tageslicht bzw. einer Beleuchtung mit Tageslichtfilter entspricht.

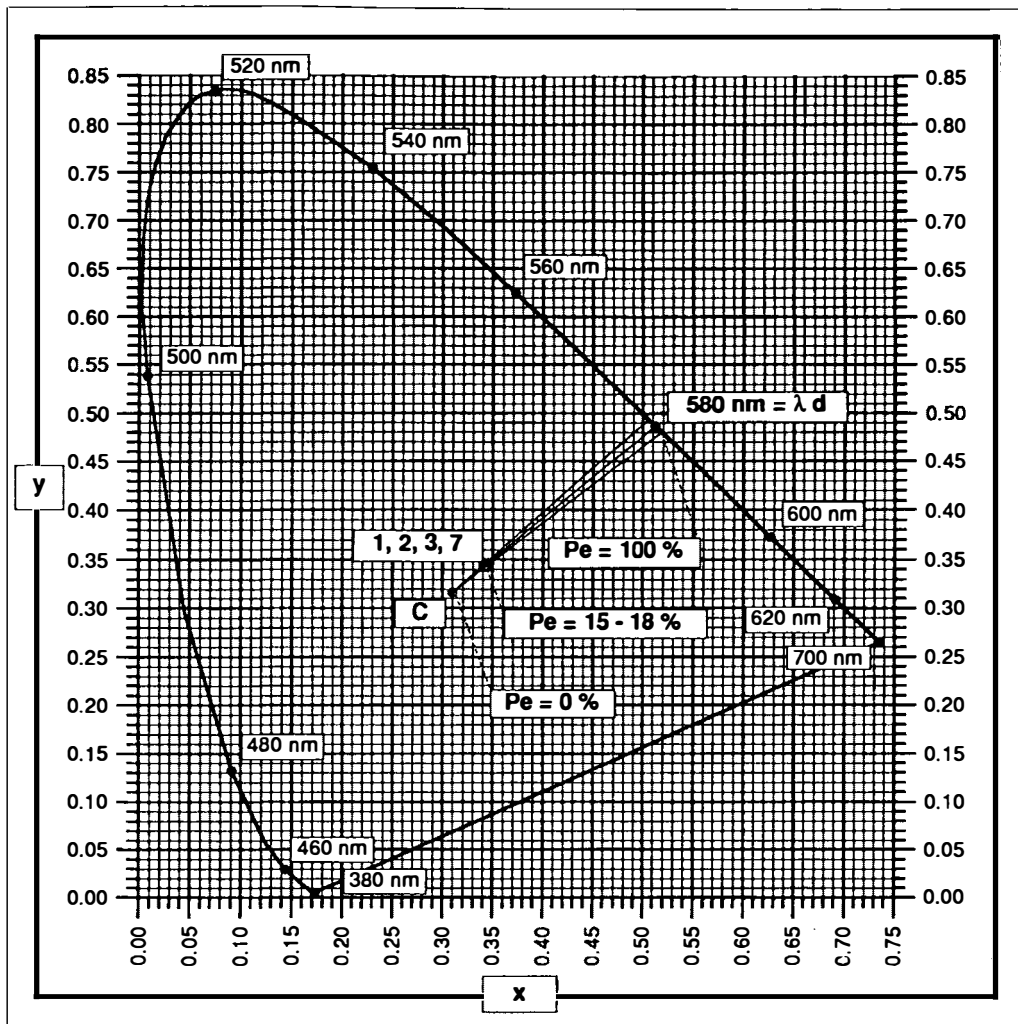
Die Farbkennzeichnung durch die Normfarbwertanteile x und y wird noch durch den Hellbezugswert Y% ergänzt. Es handelt sich dabei um den Normfarbwert Y, der bei 550 nm die stärkste Farbvalenz besitzt und ziemlich genau jenem Wellenbereich von 555 nm entspricht, bei dem das menschliche Auge das stärkste Helligkeitsempfinden hat. Y% liegt in der dritten Dimension und wurde in die zweidimensionalen x-y-Diagramme nicht eingetragen. Der Hellbezugswert für die gemessenen Silberpentlandite (30.0 Y% für Agpn 1, 31.4 Y% für Agpn 2, 31.2 Y% für Agpn 3) liegt mit einem Mittelwert

von 30.9 Y% nur wenig über dem Helligkeitseindruck von 30.1 Y% im Silberpentlandit 7 von CRIDDLE & STANLEY (1986).

Zur vollständigen Charakterisierung der Farbvalenzen wurden auch die beiden Helmholtz-Koordinaten (farbtongleiche Wellenlänge λ_d und Farbsättigung P_e) ermittelt. Dabei entspricht die farbtongleiche Wellenlänge λ_d jenem Farbton am sog. „Spektralfarbenzug“ (= Kurve der reinen Spektralfarben), der durch eine additive Mischung mit der Normlichtart C die Farbe des gemessenen Farbkörpers ergibt. Sie kann am Schnittpunkt der Geraden „C – 1, 2, 3, 7“ auf der Kurve der reinen Spektralfarben abgelesen werden (Diagr. 2). Die Farbsättigung bzw. Farbintensität P_e gibt die Menge des spektralen Farbanteiles an, die für die Erreichung der jeweiligen Farbmischung notwendig ist. Sie ergibt sich aus dem Verhältnis der Distanz „C – 1, 2, 3, 7“ zu „C – λ_d “ (Diagr. 2) und beträgt im Punkt der Normlichtart C logischerweise 0% und im Punkt λ_d auf der Kurve der reinen Spektralfarben 100%. Die von der Kurve der reinen Spektralfarben eingeschlossene Fläche im Normfarbdreieck beinhaltet die Normfarbwertanteile x und y sämtlicher natürlich vorkommenden, realen Farben. Außerhalb des Spektralfarbenzuges befinden sich die nicht realisierbaren, virtuellen Farben.

Auch die aus den spektralen Dispersionskurven ermittelten Farb- und Helmholtzwerte ($P_e\%$: 15.2 für Agpn 1, 15.0 für Agpn 2, 15.4 für Agpn 3, 17.6 für Agpn 7; λ_d nm: 579 für Agpn 3, 580 für Agpn 1, 2 und 7) schwanken innerhalb eines sehr eng begrenzten Bereiches und überlagern sich im Übersichtsdiagramm (Diagr. 2).

In der detaillierteren Darstellung (Diagr. 3) werden jedoch geringe Unterschiede deutlich. Entsprechend der Ähnlichkeit der Reflexionskurven von Silberpentlandit 2 und 3 bzw. 1 und 7 weisen sie mit 31.4 und 31.2 Y% bzw. 30.0 und 30.1 Y% auch beinahe gleich hohe Helligkeitseindrücke und mit 579.5 und 579.1 λ_d nm bzw. 580.0 und 580.3 λ_d nm auch beinahe dieselben farbtongleichen Wellenlängen auf. In den Farbintensitäten sind diese augenfälligen Zusammen-



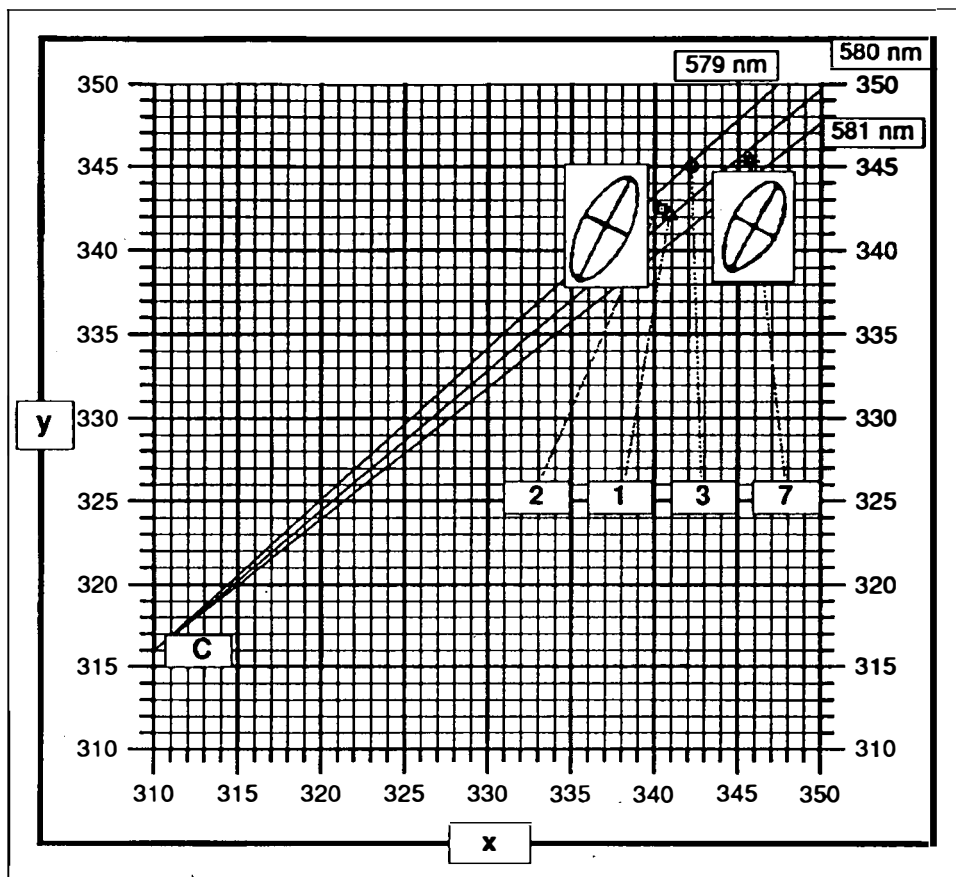
	x	y	Y%	Pe%	λd nm
Agpn 1	0.341	0.342	30.0	15.2	580
Agpn 2	0.340	0.343	31.4	15.0	580
Agpn 3	0.342	0.345	31.2	16.4	579
Agpn 7	0.346	0.345	30.1	17.6	580
C	0.310	0.316		0.0	

Diagramm 2: Normfarbtafel mit den Normfarbwertanteilen x und y, den Farbintensitäten Pe% und den farbtongleichen Wellenlängen λd nm der Silberpentlandite 1, 2, 3 und 7 bezogen auf die Normlichtart C.

hänge jedoch nicht zu erkennen. Hier scheinen Ähnlichkeiten eher zwischen den Silberpentlanditen 1 und 2 mit 15.21 und 14.96 Pe% bzw. 3 und 7 mit 16.41 und 17.58 Pe% zu bestehen.

Diese geringen Differenzen in den Farbwerten sind jedoch nur meßbar und bei mikroskopischer

Betrachtung auch für einen geübten Erzmikroskopiker nicht feststellbar. Das ist auch aus der Größe der eingezeichneten Mac-Adam-Ellipsen zu ersehen (Diagr. 3), die bekanntlich jene Bereiche umschließen, innerhalb derer unser Auge keine Farbunterschiede erkennen kann.



	x	y	Pe %	λd nm
Agpn 2	0.3404	0.3425	14.96	579.5
Agpn 1	0.3409	0.3421	15.21	580.0
Agpn 3	0.3422	0.3450	16.41	579.1
Agpn 7	0.3457	0.3453	17.58	580.3
C	0.3101	0.3161	0.00	

Diagramm 3: Ausschnittsvergrößerung aus Diagramm 2 mit den Normfarbwertanteilen x und y, den Farbintensitäten Pe % und den farbtongleichen Wellenlängen λd nm der Silberpentlandite 1, 2, 3 und 7. Weiters ist für diesen Abschnitt des Farbdiagramms auch die Größe und Lage der Mac-Adam-Ellipsen eingetragen (nach PILLER, 1966). C = Normlichtart.

Mineralchemische Kennzeichnung

Die Ag-Gehalte (Tab. 2) von 10.9 bis 13.0 Gew.% (Mittelwert: 11.6) sind z.T. deutlich niedriger als jene von Silberpentlanditen anderer Vorkommen mit Durchschnittsgehalten zwischen 12.1 und 14.1 Gew.% (MANDZIUK & SCOTT, 1977; GROVES & HALL, 1978; MPOSKOS, 1983; CRIDDLE & STANLEY, 1986; BENVENUTI, 1991).

Lediglich die Silberpentlandite finnischer Lagerstätten weisen mit 10.7 Gew.% (VUORELAINEN et al., 1972) noch geringere Ag-Gehalte auf.

Die (Fe + Ni)-Gehalte zwischen 53.9 und 55.8 Gew.% (Mittelwert: 54.9) entsprechen denen bis jetzt analysierter Silberpentlandite mit Durchschnittsgehalten zwischen 54.7 (MPOSKOS, 1983) und 56.2 Gew.% (MANDZIUK & SCOTT, 1977). Nur für die finnischen Silberpentlandite werden

von VOURELAINEN et al. (1972) höhere Durchschnittsgehalte von 57.3 Gew.% angegeben.

Die mittleren Cu- und Co-Gehalte von 1.5 und 0.3 Gew.% gleichen denen anderer Silberpentlandite, sofern sie bestimmt worden sind. Sie sind etwas niedriger als die Ni- und Co-Gehalte der Silberpentlandite von Koronuda (MPOSKOS, 1983).

Die deutlichsten Unterschiede in der mineralochemischen Zusammensetzung zwischen den Silberpentlanditen von Axams und jenen anderer Vorkommen sind in ihren S-Gehalten festzustellen. Während alle anderen mittlere S-Gehalte zwischen 30.9 Gew.% (Outokumpu, in MANDZIUK & SCOTT, 1977) und 31.6 Gew.% (finnische Vorkommen, in VOURELAINEN et al., 1972) aufwei-

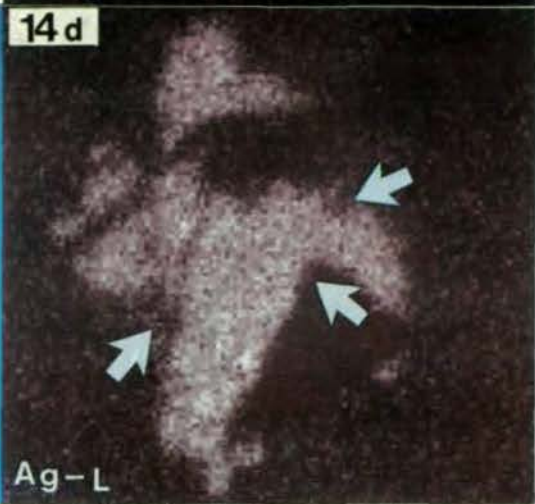
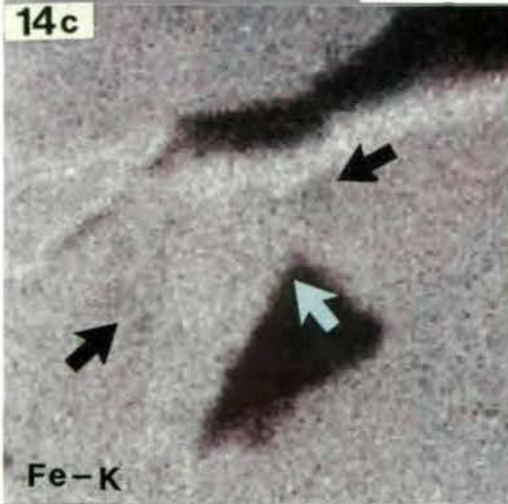
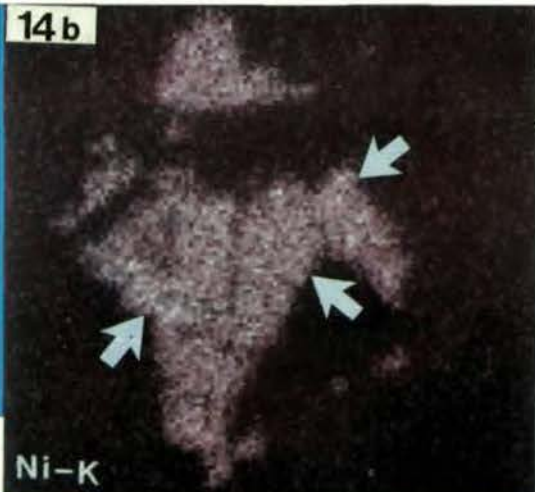
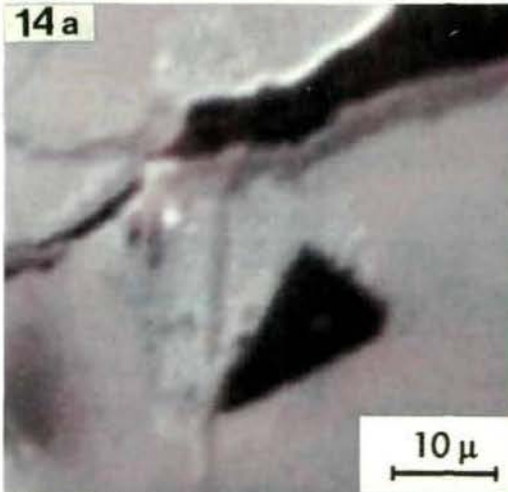
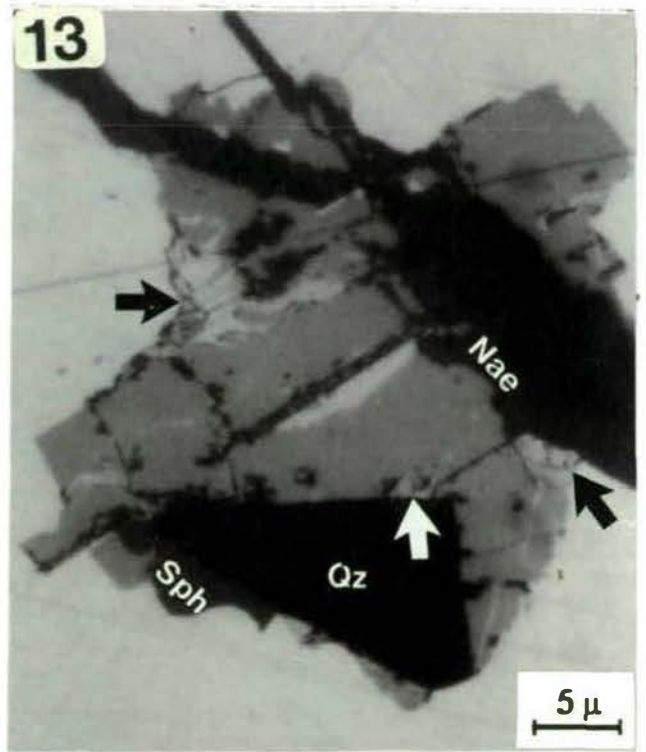
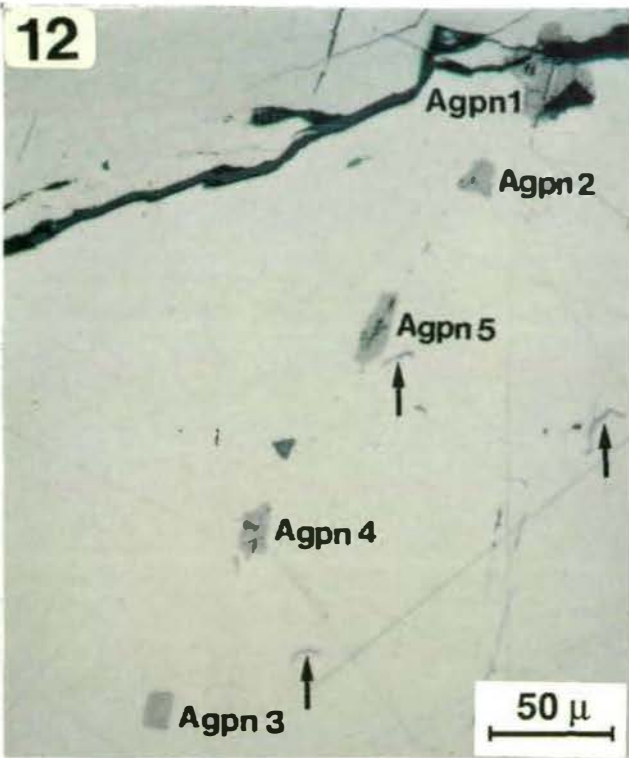
Probe	Ag	Fe	Cu	Ni	Co	S	total					
Agpn 1a	11.24	35.93	1.10	19.01	0.15	33.05	100.49					
Agpn 1b	11.22	35.04	1.34	19.34	0.71	32.98	100.62					
Agpn 1c	11.83	35.91	1.00	19.08	0.28	33.17	101.27					
Agpn 2	11.05	35.06	2.07	19.60	0.00	33.34	101.12					
Agpn 3	11.02	35.45	1.98	18.56	0.26	31.75	99.02					
Agpn 4	10.90	34.89	1.14	20.75	0.72	33.00	101.40					
Agpn 5	11.10	33.83	1.88	20.45	0.44	32.55	100.25					
Agpn 6a	13.04	36.07	1.34	19.34	0.06	31.69	101.54					
Agpn 6b	12.98	36.45	1.23	19.35	0.13	31.21	101.35					
	A/pfu	A/pfu	A/pfu	A/pfu	A/pfu	A/pfu	Fe/Ni	Ag/S	Fe/S	Ni/S	Me/S	
Agpn 1	0.82	4.96	0.14	2.53	0.05	8	1.960	0.103	0.620	0.316	1.063	
Agpn 2	0.79	4.83	0.25	2.57	0.00	8	1.879	0.099	0.604	0.321	1.055	
Agpn 3	0.83	5.13	0.25	2.56	0.04	8	2.004	0.104	0.641	0.320	1.101	
Agpn 4	0.78	4.85	0.14	2.75	0.10	8	1.764	0.098	0.606	0.343	1.083	
Agpn 5	0.81	4.78	0.23	2.75	0.06	8	1.738	0.101	0.598	0.343	1.079	
Agpn 6	0.98	5.30	0.17	2.69	0.01	8	1.970	0.123	0.663	0.336	1.144	

Tab 2: EMP-Analysen (Gew. %), Atome pro Formeleinheit und Atomverhältnisse der Silberpentlandite von Axams. Agpn 1–5 in Abb. 12; Agpn 6 in Abb. 10.

Abb. 12: Gleichförmig orientiert im Kupferkies (grauweiß) treten idiomorphe bis hypidiomorphe, max. 35 µ große Silberpentlanditkristallite (Agpn 1–5) auf, die ausgehend von Mikrorissen von Nadeleisenerz (schwarz) und einem stärker reflektierenden Sulfid (weiß) verdrängt werden. In der perlschnurartigen Silberpentlanditreihe ist auch ein dreieckiges Zinkblendekorn (schwarz) zu erkennen. Die feinen Mackinawit-Entmischungen (Pfeile) heben sich nur undeutlich vom umgebenden Kupferkies ab. Polierter Anschliff; 1 Nic.; Ölimmersion.

Abb. 13: Nadeleisenerz (Nae, schwarzgrau) umkrustet Silberpentlandit (Agpn 1 der Abb. 12) und Kupferkies (Chp). Silberpentlandit wird randlich von Bravoit und/oder Violarit (lichtgrau, Pfeile) und ausgehend von der Spaltbarkeit von ? Silberkies III mit einem deutlich kräftigeren Reflexionsvermögen verdrängt. Im Silberpentlandit ist Quarz (Qz, schwarz) eingewachsen. Zwischen Quarz und dem angrenzenden Kupferkies ist Zinkblende (Sph, dunkelgrau) zu erkennen. Polierter Anschliff; 1 Nic.; Ölimmersion.

Abb. 14 a–d: EMP-Analyse der Ni-, Fe- und Ag-Verteilung im Silberpentlandit der Abb. 13. Im BSE-Bild (Abb. 14 a) und in der Fe-Verteilung (Abb. 14 c) hebt sich die Fe-reichere Nadeleisenerzkruste deutlich vom Silberpentlandit und Kupferkies ab. Im Bravoit und/oder Violarit (Pfeile, Abb. 14 b–d) ist eine Ni-Anreicherung (Abb. 14 b), ein teilweiser Fe-Verlust (Abb. 14 c) und völlige Ag-Abreicherung (Abb. 14 d) zu erkennen. Im ? Silberkies III ist lediglich eine merkliche Ni-Abreicherung (Abb. 14 b) festzustellen, während im Fe- (Abb. 14 c) und Ag-Gehalt (Abb. 14 d) kein Unterschied zum umgebenden Silberpentlandit erkennbar ist.



1	$Ag_{0.82}(Fe,Cu)_{5.10}(Ni,Co)_{2.58}S_8$	Axams, Österreich	
2	$Ag_{0.79}(Fe,Cu)_{5.08}(Ni,Co)_{2.57}S_8$	Axams, Österreich	
3	$Ag_{0.83}(Fe,Cu)_{5.38}(Ni,Co)_{2.60}S_8$	Axams, Österreich	
4	$Ag_{0.78}(Fe,Cu)_{4.99}(Ni,Co)_{2.85}S_8$	Axams, Österreich	
5	$Ag_{0.81}(Fe,Cu)_{5.01}(Ni,Co)_{2.81}S_8$	Axams, Österreich	
6	$Ag_{0.98}(Fe,Cu)_{5.47}(Ni,Co)_{2.70}S_8$	Axams, Österreich	
7	$Ag_{0.91}(Fe,Cu)_{5.20}(Ni,Co)_{2.78}S_8$	Talnotry, Schottland	(CRIDDLE & STANLEY, 1986)
8	$Ag_{1.03}(Fe,Cu,Co)_{4.92}Ni_{3.03}S_8$	Koronuda, Griechenland	(MPOSKOS, 1983)
9	$Ag_{1.00}(Fe,Cu,Co)_{5.28}Ni_{2.63}S_8$	Koronuda, Griechenland	(MPOSKOS, 1983)
10	$Ag_{1.09}(Fe,Cu)_{4.84}(Ni,Co)_{3.08}S_8$	Toskana, Italien	(BENVENUTI, 1991)
11	$Ag_{1.00}Fe_{5.18}Ni_{2.79}S_8$	Windarra, Australien	(GROVES & HALL, 1978)
12	$Ag_{1.01}Fe_{5.24}Ni_{2.81}S_8$	Windarra, Australien	(GROVES & HALL, 1978)
13	$Ag_{0.99}Fe_{4.83}Ni_{3.17}S_8$	Bird River, Manitoba	(HALL & STEWART, 1973)
14	$Ag_{1.03}Fe_{4.93}Ni_{3.28}S_8$	Bird River, Manitoba	(SCOTT & GASPARRINI, 1973)
15	$Ag_{1.03}Fe_{5.62}Ni_{2.62}S_8$	Sudbury, Ontario	(KARPENKOV et al., 1973)
16	$Ag_{0.81}Fe_{5.41}Ni_{2.82}S_8$	Outokumpu-Erze, Finnland	(VUORELAINEN et al., 1972)
17	$Ag_{1.10}Fe_{5.55}Ni_{2.57}S_8$	Talnakh, Sibirien	(SHISHKIN et al., 1971)
18	$Ag_{1.09}Fe_{4.51}Ni_{3.37}S_8$	Khovuaksa, Sibirien	(SHISHKIN et al., 1971)
19	$Ag_{1.00}Fe_{5.00}Ni_{3.00}S_8$	Oktyabr u. Talnakh, Sibirien	(RUDASHEVSKII et al., 1977)

Tab. 3: Kalkulierte Formeln von Silberpentlanditen der Erzparagenese Axams und anderer Vorkommen.

sen, liegen sie in den Silberpentlanditen von Axams zwischen 31.2 und 33.3 Gew.% (Mittelwert: 32.5). Nur die Silberpentlandite 1 und 6 besitzen mit 31.8 und 31.5 Gew.% ähnliche S-Gehalte.

Die Ag/S-Atomverhältnisse (Tab. 2) der Silberpentlandite von Axams zwischen 0.098 und 0.123 und einem Mittelwert von 0.105 liegen z.T. deutlich unter dem stöchiometrischen Atomverhältnis von 0.125. Die Fe/S-Atomverhältnisse zwischen 0.598 und 0.663 mit einem Mittelwert von 0.622 pendeln um den stöchiometrischen Wert von 0.625, während die Ni/S-Atomverhältnisse zwischen 0.316 und 0.343 und einem Mittelwert von 0.330 wesentlich niedriger sind als der stöchiometrische Wert von 0.375. Weiters zeigt sich (Tab. 2), daß die Silberpentlandite von Axams mit Ausnahme von Agpn 6 ein deutliches Metalldefizit aufweisen und die Me/S-Atomverhältnisse zwischen 1.055 und 1.144 mit einem Mittelwert 1.088 deutlich unter dem stöchiometrischen Verhältnis von 1.125 liegen. Die Fe/Ni-Atomverhältnisse zwischen 1.738 und 2.004 mit

einem Mittelwert von 1.886 sind deutlich höher als das stöchiometrische Fe/Ni-Atomverhältnis von 1.667.

Die durchschnittliche chemische Zusammensetzung der Silberpentlandite von Axams kann mit der Formel $Ag_{0.84}(Fe,Ni,Cu,Co)_{7.85}S_8$ angegeben werden. Ähnliche Ag- und (Fe + Ni)-Gehalte pro Formeleinheit besitzt nur der von CRIDDLE & STANLEY (1986) analysierte Silberpentlandit. Die Silberpentlandite der anderen Vorkommen haben durchwegs höhere Ag- und (Fe,Ni)-Gehalte pro Formeleinheit (Tab. 3).

Umwandlungen

Bekanntlich entstehen bei beginnender Pentlandit-Verwitterung Bravovit und Violarit. Auch die Silberpentlandite dieses Vorkommens werden entlang von Mikrorissen, bzw. auch ausgehend von den Kornrändern verwitterungsbedingt verdrängt (Abb. 10 und 12). Ob es sich bei die-

	470 nm	480 nm	546 nm	560 nm	589 nm	600 nm	640 nm	650 nm
Agpn 1	24.40	25.10	29.20	30.05	31.90	32.85	34.90	35.35
Agpn 2	25.60	26.30	30.70	31.70	33.40	34.10	36.40	36.95
Agpn 3	24.95	25.60	30.65	30.40	33.30	34.00	36.10	36.60
Agpn 7	23.30	24.25	29.30	30.40	32.60	33.30	35.80	36.30
Agpn 11	–	29.10	34.00	–	37.00	–	39.90	–
Agpn 14	25.50	–	32.80	–	33.70	–	–	39.60
Agpn 15	–	26.10	–	33.90	–	35.50	37.40	–
Agpn 16	26.30	–	37.40	–	33.00	–	–	39.80
Agpn 17	–	29.30	–	35.00	–	36.50	38.60	–

Tab. 4: Reflexionsdaten einiger Silberpentlandite verschiedener Vorkommen. Werte von Agpn 7 aus CRIDDLE & STANLEY (1986); Werte von Agpn 11, 14, 15, 16, 17 zusammengefaßt bei GROVES & HALL (1978).

sen supergenen Mineralneubildungen um Bravoi oder um Violarit handelt, ist jedoch weder aus dem auflichtmikroskopischen Befund, noch aus der mineralchemischen Zusammensetzung klar ersichtlich. Unter dem Mikroskop sind Violarit und Bravoi wegen ihrer stark schwankenden und sich zum Teil überschneidenden Farb- und Helligkeitseindrücke (RAMDOHR, 1975) kaum auseinanderzuhalten. Auch mittels einer quantitativ-chemischen Mineralanalyse war eine genaue Bestimmung nicht möglich, da, bedingt durch die Kornfeinheit, nur wenig aussagekräftige Mischanalysen zu erzielen waren. Aus der Elementverteilungsanalyse geht hervor, daß in den fraglichen Bereichen Ag völlig abgeführt worden ist (Abb. 14d). In der Fe-Verteilung (Abb. 14c) sind zum umgebenden Silberpentlandit nur schwache Unterschiede zu erkennen, die auf eine teilweise Fe-Abfuhr im Zuge der verwitterungsbedingten Stoffumlagerungen hinweisen. In der Ni-Verteilung (Abb. 14b) ist gegenüber Silberpentlandit eine relative Anreicherung festzustellen.

Neben Bravoi und/oder Violarit ist im Silberpentlanditkorn der Abb. 13 noch ein weiteres Sulfid zu erkennen, welches ihn, ausgehend von einem Spaltriß, verdrängt und ein wesentlich höheres Reflexionsvermögen besitzt. Sein Reflexionsvermögen ist auch etwas höher als jenes der

randlichen Bravoi-Violarit-Neubildungen. Die Elementverteilung in diesem Bereich zeigt, daß von den Silberpentlandit-Elementen nur Ni fehlt (Abb. 14b), während im Fe- und Ag-Gehalt (Abb. 14c und d) keine Veränderungen festzustellen sind. Dem Mineralchemismus nach handelt es sich also um ein Ag-Fe-Sulfid, vermutlich um ein Mineral der sogenannten „Silberkies“-Gruppe. Die Silberkiesminerale Sternbergit AgFe_2S_3 (= Silberkies I nach RAMDOHR, 1975) und Argentopyrit AgFe_2S_3 (= Silberkies II) besitzen jedoch einen deutlichen Reflexionspleochroismus und deutliche Anisotropie-Effekte, die am fraglichen Korn nicht beobachtet werden konnten. Das könnte einerseits mit der Schnittlage zusammenhängen, andererseits sind bei Beobachtungen mit sehr stark vergrößernden Objektiven, die eine große numerischen Apertur besitzen, Reflexionspleochroismus und Anisotropie oft nur schwer festzustellen. Auch haben Argentopyrit und Sternbergit ein relativ niedriges, maximales Reflexionsvermögen, welches bei 546 nm und Ölimmersion nur um 4% über dem von Silberpentlandit liegt. Wie jedoch deutlich zu sehen ist (Abb. 13), beträgt der Helligkeitsunterschied zwischen Silberpentlandit und dem fraglichem Korn wesentlich mehr als nur 4%. Demnach dürfte hier Silberkies III (RAMDOHR, 1975) vorliegen, der heller sein soll als die

Silberkiese I (Sternbergit) und II (Argentopyrit) und der auch schwächere Anisotropie-Effekte bzw. einen weniger deutlichen Reflexionspleochroismus besitzen soll.

Diskussion

Die Erzmineralparagenese von Axams, in der Silberpentlandit als akzessorischer Gemengteil nachgewiesen werden konnte, unterscheidet sich von den anderen Mineralparagenesen, in denen er beschrieben worden ist, vor allem dadurch, daß hier Pentlandit aber auch andere Ni-Mineralien fehlen, sieht man vom Mackinawit ab, in dem 4.7 bzw. 5.8 Gew.% Ni nachzuweisen sind (Tab. 1). Lediglich vom Silberpentlandit-Vorkommen Koronuda beschreibt MPOSKOS (1983) eine ähnliche Erzmineralparagenese. Auch dort fehlt Pentlandit, und auch dort treten Bi-Mineralien und Elektrum auf.

Die lanzettartigen bis oleanderblattförmigen Zwillingslamellen im Kupferkies (Abb. 2, 3 und 9) werden als Reliktgefüge einer α - β -Umwandlung interpretiert. Nach YUND & KULLERUD (1966) erfolgt die Inversion vom kubischen Hochtemperaturmischkristall $(\text{Cu,Fe})_{1+x}\text{S}$ zum tetragonalen Kupferkies im reinen Cu-Fe-S-System bei $547 \pm 5^\circ\text{C}$. Aus den zahlreichen, sternchenförmigen Zinkblende-Entmischungen (Abb. 3 und 4), die im ehemaligen Hochtemperatur-Kupferkies zu beobachten sind, ist jedoch auf eine etwas niedrigere Umwandlungstemperatur zu schließen, die nach MOH (1975) im System Cu-Fe-Zn-S bei $500 \pm 10^\circ\text{C}$ liegt.

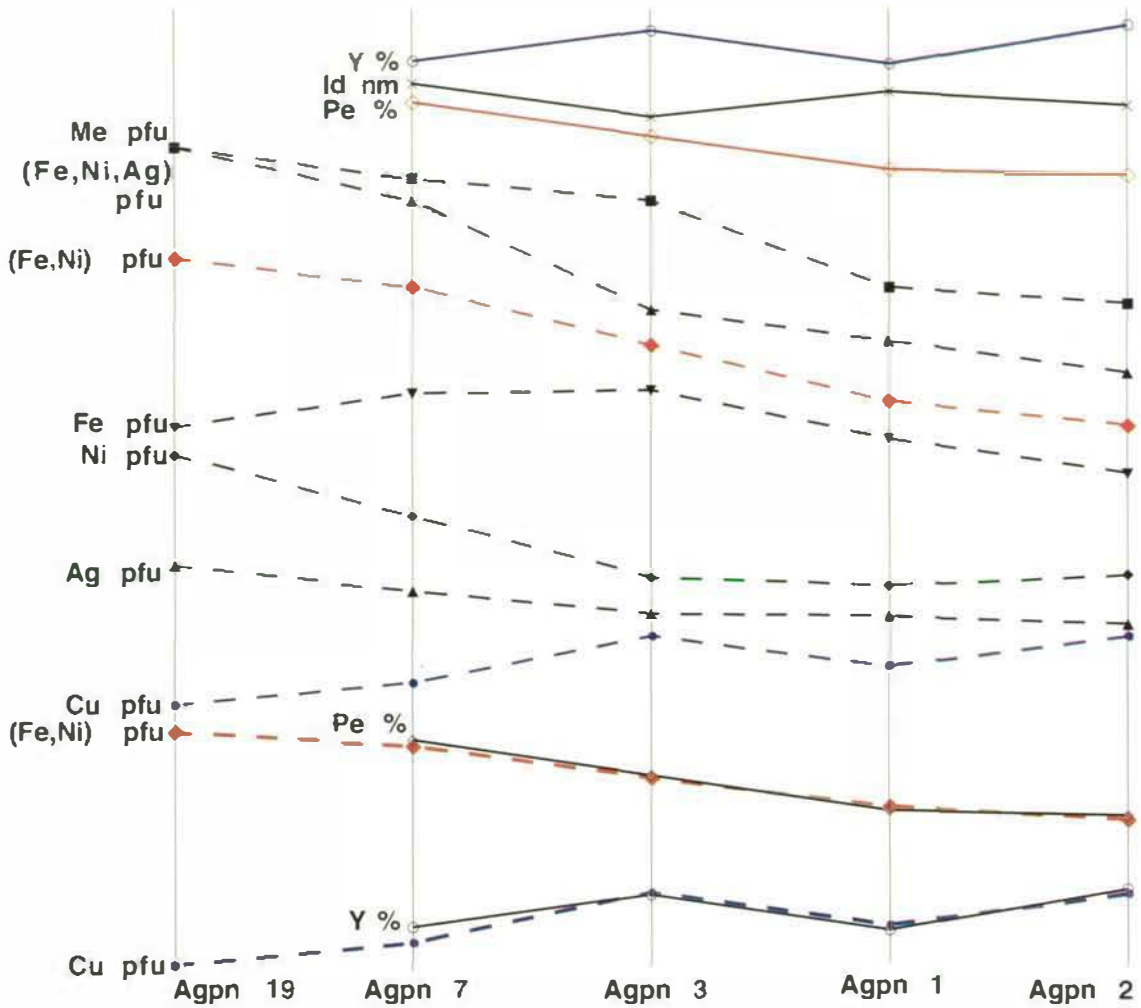
Der Silberpentlandit von Axams tritt ausschließlich im ehemaligen Hochtemperatur-Kupferkies auf und weist durch seine Orientierung und Anordnung im Kupferkies, ebenso wie Zinkblende-, Magnetkies- und Mackinawit-Entmischungen, auf textuelle Zusammenhänge hin, die durch Entmischungsprozesse entstanden sind. Auch aus der $< 455^\circ\text{C}$ liegenden, oberen Stabilitätsgrenze von Silberpentlandit (MANDZIUK & SCOTT, 1977) ist abzuleiten, daß er nicht als älteres bzw. gleichaltes Kristallinat vom Hochtem-

peratur-Kupferkies eingeschlossen worden ist, sondern daß er nur durch spätere Entmischungsprozesse aus einem ehemals kubischen, Ag-Ni-haltigen Cu-Fe-Zn-Mischkristall entstanden sein kann. Nicht zuletzt spricht auch das Fehlen von Pentlandit und anderer Fe-Ni- bzw. Ag-Sulfide in dieser Paragenese gegen die Möglichkeit einer Verdrängung von Kupferkies durch Silberpentlandit etwa als Folge einer jüngeren, metamorphen Stoffzufuhr.

Bei Temperaturen $< 334 \pm 17^\circ\text{C}$ (YUND & KULLERUD, 1966) dürfte Magnetkies entmischt sein, der dem Silberpentlandit z.T. orientiert aufgewachsen ist (Abb. 8). Für die Entmischung der Ni- und Co-führenden Mackinawite (Abb. 2, 3, 4, 8 und 9) darf eine Temperatur $< 200^\circ\text{C}$ (KUCHA, 1981) angenommen werden.

Im Zuge der beginnenden Verwitterung kam es randlich bzw. entlang von der Spaltbarkeit im Silberpentlandit zur Abfuhr bzw. Umlagerung von Ag, Fe und Ni, und damit zusammenhängend zu seiner Verdrängung durch Bravoit und ? Silberkies III, sowie schließlich zur Umkrustung der Sulfide mit Nadeleisenerz.

Setzt man die Farbwerte mit den mineralogischen Daten in Beziehung (Diagr. 4), so sind eine Reihe von \pm deutlichen Abhängigkeiten zu erkennen. Je mehr sich die Anzahl der Me-, (Fe,Ni,Ag)-, (Fe,Ni)- und Ag-Atome pro Formeleinheit bzw. die Me/S-, (Fe,Ni,Ag)/S-, (Fe,Ni)/S- und Ag/S-Atomverhältnisse den stöchiometrischen Verhältnissen von Agpn 19 mit der Formel $\text{Ag}_1\text{Fe}_5\text{Fe}_3\text{S}_8$ nähern, umso höher wird auch die Farbintensität $\text{Pe}\%$. Am deutlichsten ist die Übereinstimmung der Kurve für $\text{Pe}\%$ mit den Kurven für (Fe,Ni) pfu und für Ag pfu, wobei die Kurven für $\text{Pe}\%$ und für (Fe,Ni) pfu fast identisch verlaufen, während zwischen $\text{Pe}\%$ und Ag pfu deutlichere Unterschiede bestehen. Es scheint also, daß nicht so sehr die von stöchiometrischen Verhältnissen abweichende Zahl der Ag-Atome auf den oktaedrisch koordinierten Gitterplätzen, als vielmehr die Anzahl der (Fe,Ni)-Atome auf den tetraedrisch koordinierten Gitterplätzen die Farbwerte beeinflussen. Je geringer das (Fe,Ni) pfu Defi-



Y%		30.1	31.2	30.0	31.4
λd nm		580.3	579.1	580.0	579.5
Pe%		17.6	16.4	15.2	15.0
Me	9.00	8.89	8.81	8.50	8.44
(Fe,Ni,Ag)	9.00	8.89	8.81	8.50	8.44
(Fe,Ni)	8.00	7.90	7.69	7.49	7.40
Fe	5.00	5.12	5.13	4.96	4.83
Ni	3.00	2.78	2.56	2.53	2.57
Ag	1.00	0.91	0.83	0.82	0.79
Cu	0.00	0.08	0.25	0.14	0.25

Formel kalkuliert:

Agpn 19	$Ag_{1.00}Fe_{5.00}Ni_{3.00}S_8$
Agpn 7	$Ag_{0.91}Fe_{5.12}Ni_{2.78}S_8 + Cu_{0.08}$
Agpn 3	$Ag_{0.83}Fe_{5.13}Ni_{2.56}S_8 + Cu_{0.25}$ u. $Co_{0.04}$
Agpn 1	$Ag_{0.82}Fe_{4.96}Ni_{2.53}S_8 + Cu_{0.14}$ u. $Co_{0.05}$
Agpn 2	$Ag_{0.79}Fe_{4.83}Ni_{2.57}S_8 + Cu_{0.25}$

Diagramm 4: Farbwerte und mikrochemische Daten der Silberpentlandite 1, 2, 3, 7 und 19 gereiht nach der Me-Stöchiometrie. Die identisch verlaufenden Kurven von Cu pfu und Y% bzw. (Fe,Ni) pfu und Pe% sind gesondert dargestellt.

(Fe,Ni) pfu

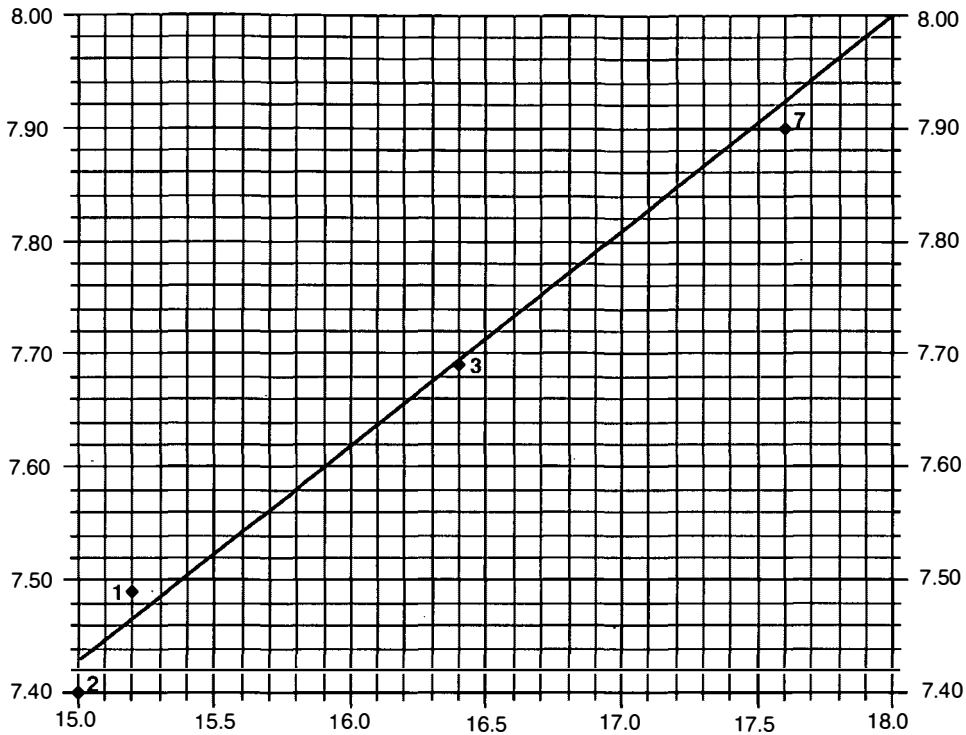


Diagramm 5: Korrelation von (Fe,Ni) pfu und Pe% der Silberpentlandite 1, 2, 3 und 7. Es ergibt sich eine lineare Variation von (Fe,Ni) pfu, abhängig von Pe%. Standardabweichung = ± 0.03 .

Cu pfu

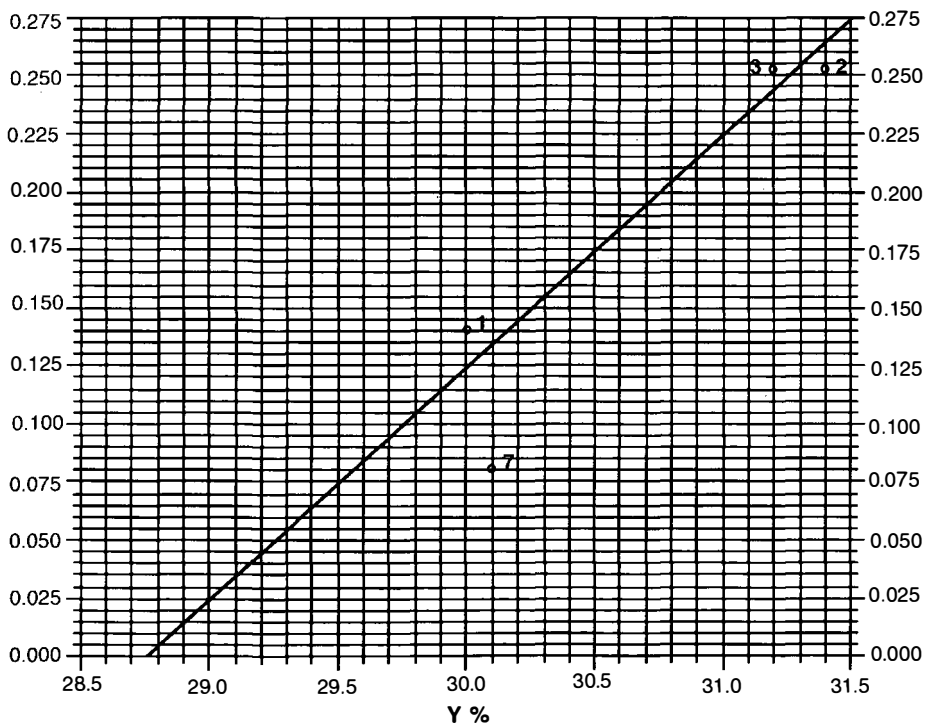


Diagramm 6: Korrelation von Cu pfu und Y% der Silberpentlandite 1, 2, 3 und 7. In den analysierten Silberpentlanditen 1, 2 und 3 ergibt sich eine lineare Variation von Cu pfu, abhängig von Y%. Standardabweichung = ± 0.015 . Der Silberpentlandit 7 von CRIDDLE & STANLEY (1986) fällt aus der Reihe.

zit, umso höher die Farbsättigung $Pe\%$, d.h. umso kräftiger gefärbt ist Silberpentlandit. Je niedriger der (Fe,Ni)-Gehalt pro Formeleinheit, umso niedriger ist auch die Farbintensität $Pe\%$. Silberpentlandit mit dem stöchiometrischen (Fe,Ni)-Gehalt von 8 Atomen pro Formeleinheit besitzt eine Farbsättigung von 18.0 $Pe\%$ bzw. einer um 1% niedrigeren Farbintensität entspricht ein um 0.19 ± 0.03 niedrigerer (Fe,Ni)-Gehalt pro Formeleinheit (Diagr. 5).

Besonders auffällig ist die Abhängigkeit des Helligkeitseindruckes $Y\%$ vom Cu-Gehalt pro Formeleinheit (Diagr. 4). Höhere Cu-Gehalte entsprechen einem höheren Helligkeitseindruck $Y\%$. Berücksichtigt man nur die in der vorliegenden Studie analysierten und gemessenen Silberpentlandite von Axams, so ergibt sich, daß Cu-freier Silberpentlandit einen Helligkeitseindruck von 28.75 $Y\%$ aufweisen müßte, und daß einem um 1% höheren Helligkeitseindruck ein um 0.100 ± 0.015 höherer Cu-Gehalt pro Formeleinheit entspricht (Diagr. 6).

Auch wenn es sich bei den Vergleichswertpaaren um Daten von nur 4 Silberpentlanditkörnern handelt – eine Zahl, die für eine statistisch gesicherte Aussage sicher zu klein ist –, so kann es sich bei diesen augenfälligen Übereinstimmungen doch nicht nur um reinen Zufall handeln.

Literatur

- BENVENUTI, M. (1991): Ni-sulphides from the Bottino mine (Tuscany, Italy). – *Eur. J. Mineral.*, **3**, 79–84.
- CRIDDLE, A.J. & STANLEY, C.J. (1986): The Quantitative Data File for Ore Minerals. – British Museum (Natural History), International Mineralogical Association-Commission on Ore Microscopy, p. 420.
- DIETRICH, H. (1980): Mineralogisch-petrographische Untersuchungen zur Metamorphose des Brennermesozoikums. – Diss. Univ. Innsbruck, S. 137.
- GOVES, D.I. & HALL, S.R. (1978): Argentian pentlandite with parkerit, joseit A and the probable Bi-analogue of ullmannit from Mount Windarra, Western Australia. – *Can. Miner.*, **16**, 1–7.
- HALL, S.R. & STEWART, J.M. (1973): The crystal structure of argentian pentlandite $(Fe,Ni)_8AgS_8$, compared with the refined structure of pentlandite $(Fe,Ni)_9S_8$. – *Can. Miner.*, **12**, 169–177.
- HOINKES, G. (1986): Eoalpine metamorphism of the Austroalpine Schneeberg complex and the adjacent Ötztal crystalline basement. – *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **66**, 135–138.
- KARPENKOV, A.M., MITENKOV, G.A., MIKHAILOVA, V.A., RUDASHEVSKII, A.F., SIDOROV, A.F. & SHISHKIN, N.N. (1973): Silver-bearing pentlandite in the ores of Sudbury. – *Zap. Vses. Mineral. Obshchest.*, **102**, 339–342.
- KISSIN, S.A. (1974): Phase relations in a Portion of the Fe-S System. – Ph. D. Thesis, University of Toronto, Canada.
- KUCHA, H. (1981): Electron Diffraction and Microprobe Study of Ni-Co-rich Mackinawite from Krzemianka, NE Poland. – *Chem. Erde*, **40**, 235–240.
- MANDZIUK, Z.L. & SCOTT, S.D. (1977): Synthesis, stability, and phase relations of argentian pentlandite in the system Ag-Fe-Ni-S. – *Can. Miner.*, **15**, 349–364.
- MOH, G.H. (1975): Tin-containing Mineral Systems. Part II: Phase relations and mineral assemblages in the Cu-Fe-Zn-Sn-S System. – *Chem. Erde*, **34**, 1–61.
- MPOSKOS, E. (1983): A new occurrence of argentian pentlandite from the Koronuda ore mineralization, Macedonia, Greece. – *N. Jb. Miner. Mh.*, **5**, 193–200.
- PILLER, H. (1966): Colour Measurements in Ore-Microscopy. – *Min. Deposita*, **1**, 175–192.
- RAMDOHR, P. (1975): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. – 4. bearbeitete u. erweiterte Auflage, S. 1277.
- RUDASHEVSKII, N.S., MITENKOV, G.A., KARPENKOV, A.M. & SHISHKIN, N.N. (1977): Silver-containing pentlandite – the independent mineral species, argentopentlandite. – *Zap. Vses. Mineral. Obshchest.*, **106**, 688–691.
- SCHMIDEGG, O. (1964): Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. – *Verh. Geol. B.A.*, 27–47.
- SCHULTZE, W. (1975): Farbenlehre und Farbenmessung. Eine kurze Einführung. – Dritte überarbeitete Auflage, 97.
- SCOTT, S.D. & GASPARRINI, E. (1973): Argentian pentlandite, $(Fe,Ni)_8AgS_8$, from Bird River, Manitoba. – *Can. Miner.*, **12**, 165–168.
- SHISHKIN, N.N., MITENKOV, G.A., MIKHAILOVA, V.A., RUDASHEVSKII, N.S., SIDOROV, A.F., KARPENKOV, A.M.,

- KONDRAT'EV, A.V. & BUDKO, I.A. (1971): Bogatabya serebrom raznovidnost` pentlandita (A silver-rich pentlandite variety). – Zap. Vses. Mineral. Obshchest, **100**, 184–191.
- SPERGES, J. (1765): Tyrolische Bergwerksgeschichte.
- SRBIK, R. (1929): Bergbau in Tirol und Vorarlberg. – Bericht d. naturwissenschaftl.-medizin. Vereins, **41**, 1–277.
- THÖNI, M. (1982): Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**, 17–34.
- VAVTAR, F. (1988): Die Erzanreicherungen im Nordtiroler Stubai-, Ötztal- und Silvrettakristallin. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **9**, 103–153.
- VOURELAINEN, Y. HÄKLI, T.A. & PAPUNEN, H. (1972): Argentinian pentlandite from some Finnish sulfide deposits. – Amer. Miner., **57**, 137–145.
- YUND, R.A. & KULLERUD, G. (1966): Thermal Stability of Assamblages in the Cu-Fe-S System. – Journal of Petrology, **7/3**, 454–488.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Franz Vavtar, Institut für Mineralogie und Petrographie, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria.

Manuskript eingegangen: 17. Februar 1995

EARLY PALEOZOIC DIVERSIFICATION OF SPONGES: NEW DATA AND EVIDENCES

Joachim Reitner & Dorte Mehl

With 1 figure and 2 plates

Abstract:

Sponges are primitive metazoan organisms which occur since the late Proterozoic. The oldest sponge remains (hexactinellids) are from a shallow marine carbonate facies of the late Sinian Shibantan Member (China). From the Tommotian (Sansha, China) protospongiid and rossellimorph hexactinellids were discovered in shallow marine silicified rocks. The middle part of this section consists of silty shales with entirely preserved hexactinellid sponges: *Sanshadiictya*, *Hyalosinica*, *Solactinella*, *Triticispongia*, *Huanospongia*. The hexactinellids typically are soft bottom dwellers, which sometimes grow on and form *in situ* spiculites (spicule mats). The sponges from the Chengjiang deposits of Atdabanian age, which show a rossellimorph spicule organization typical of the conservative hexactinellid groups, which inhabited the deep sea during most of the Phanerozoic, were also typical soft bottom dwellers. All sponge taxa (*Leptomitella*, *Leptomitus*, *Paraleptomitella* etc.) described from this locality we consider to be hexactinellids and not demosponges, as originally classified.

The sponge communities of carbonate-dominated archaeocyathid mounds are completely different from the above described sponge mounds. The sponges from the archaeocyath mounds of the Flinders Ranges (S. Australia) are characterized by *Calcarea* and demosponges (\leq modern type of pharetronid *Calcarea Gravestockia pharetroniensis*, and many tetractinellid demosponges, *Geodiida*). Questionable is the origin of four-rayed demosponge spicules found in some archaeocyaths. The oldest ceractinomorph demosponges are documented from the middle Cambrian (*Vauxia* – an aspicular sponge with keratose affinities, and isolated sigmata microscleres).

Sponge communities of the Early Cambrian were highly developed, and already then they were taxonomically strongly dependent on substrates and trophic conditions.

Zusammenfassung:

Schwämme sind primitive Metazoen, die seit dem späten Proterozoikum vorkommen. Die ältesten Schwammfragmente (Hexactinelliden) stammen aus einer flachmarinen Karbonatfazies im späten Sinium des Shibatan Members in China. Aus dem Tommotium (Sansha, China) wurden protospongiide und rossellimorphe Hexactinelliden innerhalb flachmariner, verkieselter Gesteinsformationen entdeckt. Der mittlere Abschnitt dieses Profils besteht aus siltigem Tongestein mit körperlich erhaltenen hexactinelliden Schwämmen: *Sanshadiictya*, *Hyalosinica*, *Solactinella*, *Triticispongia*, *Huanospongia*. Die Hexactinelliden sind typische Weichbodenbewohner, die manchmal *in-situ*-Spiculite (Spicula-Matten) bilden und auf diesen wachsen. Die Schwämme der Chengjiang Lagerstätte (Atdabatium), die eine rossellimorphe Sklerenanordnung, typisch für konservative Hexactinellidengruppen des tieferen Wassers während des Phanerozoikums, zeigen, waren ebenfalls charakteristische Weichbodenbewohner. Alle Spongien-Taxa, die von dieser Lokalität beschrieben sind (*Leptomitella*, *Leptomitus*, *Paraleptomitella*, ect.), werden von uns als Hexactinellida angesehen und nicht als Demospongiae, wie sie ursprünglich klassifiziert wurden.

Die Schwamm-Gemeinschaften der karbonatreichen Archaeocyathidenmounds unterscheiden sich von den oben beschriebenen Spongienmounds signifikant. Die Schwämme aus den Archaeocyathenmounds der Flinders Ranges (Südaustralien) sind charakteristischerweise *Calcarea* und Demospongiae (pharetronide *Calcarea* von „moderner“ Organisation wie *Gravestockia pharetroniensis* und viele tetractinellide Demospongiae der *Geodiida*). Umstritten bleibt der Ursprung der vierstrahligen demospongiiden Spicula, die in einigen Archaeocyathen gefunden wurden. Die bisher ältesten ceractinomorphen Demospongien sind aus dem mittleren Kambrium nachgewiesen (*Vauxia* – ein aspiculärer Schwamm mit Affinität zu den Keratosen, und isolierte Sigmata-Mikroskleren).

Spongien-Gemeinschaften des frühen Kambriums waren hochentwickelt und in ihrer taxonomischen Zusammensetzung schon damals sehr vom Substrat und Nahrungsangebot abhängig.

Introduction

Sponges are a monophyletic metazoan group characterized by choanoflagellate cell types (choanocytes). Based on studies of MEHL & REISWIG (1991), REITNER (1992), REITNER & MEHL (in press) and MÜLLER et al. (1994) the first sponge-metazoans originated in the Proterozoic from a choanoflagellate ancestor. Probably the original sponge was an aggregate of choanoflagellates closely related to various microbial communities. It is evident that all known sponge taxa bear various amounts of often species-specific bacterial associations within their mesohyle. Very important data give the analyses of the metazoan β -galactose-binding lectins (S-type lectins) in sponges which was hitherto analysed only from vertebrates and the nematode *Caenorhabditis elegans* (PFEIFER et al. 1993, MÜLLER et al., 1994). The development of this sponge lectin may have occurred before 800 my (HIRABAYASHI & KASAI, 1993). This biochemical hypothesis that sponges are Proterozoic metazoans is tested by the new findings of indubitable sponge spicules from the Shibantan Member (Dengying Formation, late Sinian of the Hubei Province, China, STEINER et al., 1993). RIGBY (talk on the 4th internat. Porifera Congress, Amsterdam 1993) has presented a nearly complete specimen of a hexactinellid sponge from the Ediacara type locality of South Australia. Remarkable are also biomarker analyses made by MOLDOWAN et al. (1994) who detected C³⁰ sterane which are characteristic for demosponges in 1,8 mrd.y. old black shales!

The diversification of the demosponges and calcareous sponges is linked with the shallow calcareous facies often related to the archaeocyaths. Within archaeocyath mounds sponge spicules are very common, and beside hexactines, tetractines and modified monaxonic ones do occur. One of the authors (JR) has studied the spicules of the Atdabanian and Botomian Archaeocyath mounds of the South Australian Flinders Ranges intensively (REITNER, 1992; DEBRENNE & REITNER, in press).

Hexactinellida

According to the data presently available, the Hexactinellida are the oldest metazoan group, which can be definitely attributed to an extant taxon. Spicule remains with clear relics of axial canals, mainly monaxons but also including typically hexactinellid triaxones, probably stauractins, were documented from thin sections of limestones from the Dengying Formation in South China (STEINER et al., 1993). These spicules are from the Shibatan Member of Late Proterozoic age (stratigraphic equivalent of the Australian Ediacara Member).

Well-preserved sponge fossils have been described earlier from the famous Burgess Shale (RIGBY, 1986) and from the House Range Mountains and Wheeler Shale, Utah (RIGBY, 1978, 1983; a.o.). A hexactinellid sponge fauna of comparably high diversity is known from Lower Cambrian (Tommotian) strata of the Sansha section, Yangtze Platform, South China. Six genera and species of sponges, most of which, or maybe all, are Hexactinellida, including the earliest representatives of several large Paleozoic groups, were found in the Sansha section as well-preserved natural spicule-assemblages. *Sanshadictya microreticulata* MEHL & REITNER (in: STEINER et al., 1993) is the earliest sponge with regular horizontal-vertical rows of diactins and stauractins. This reticulate spicule organization is the diagnostic feature of the Dictyospongiidae HALL, 1884, known from the Ordovician till the end of the Permian. However, the monophyly of Dictyospongiidae is not definitely established, and it is uncertain whether or not *Sanshadictya* really belongs to this group, since no Middle or Late Cambrian representatives are known so far. The species *Hyalosinica archaica* MEHL & REITNER was described on account of isolated root tufts of long monaxial spicules, twisted in a clockwise direction. The attachment of the main sponge body by a long, flexible stalk like a glass rope is a feature of the recent amphidiscophoran group, Hyaloneametidae GRAY, which comprise a large number of species (e.g. SCHULZE, 1877). *Hyalonema* GRAY, 1832, known from Late Cretaceous

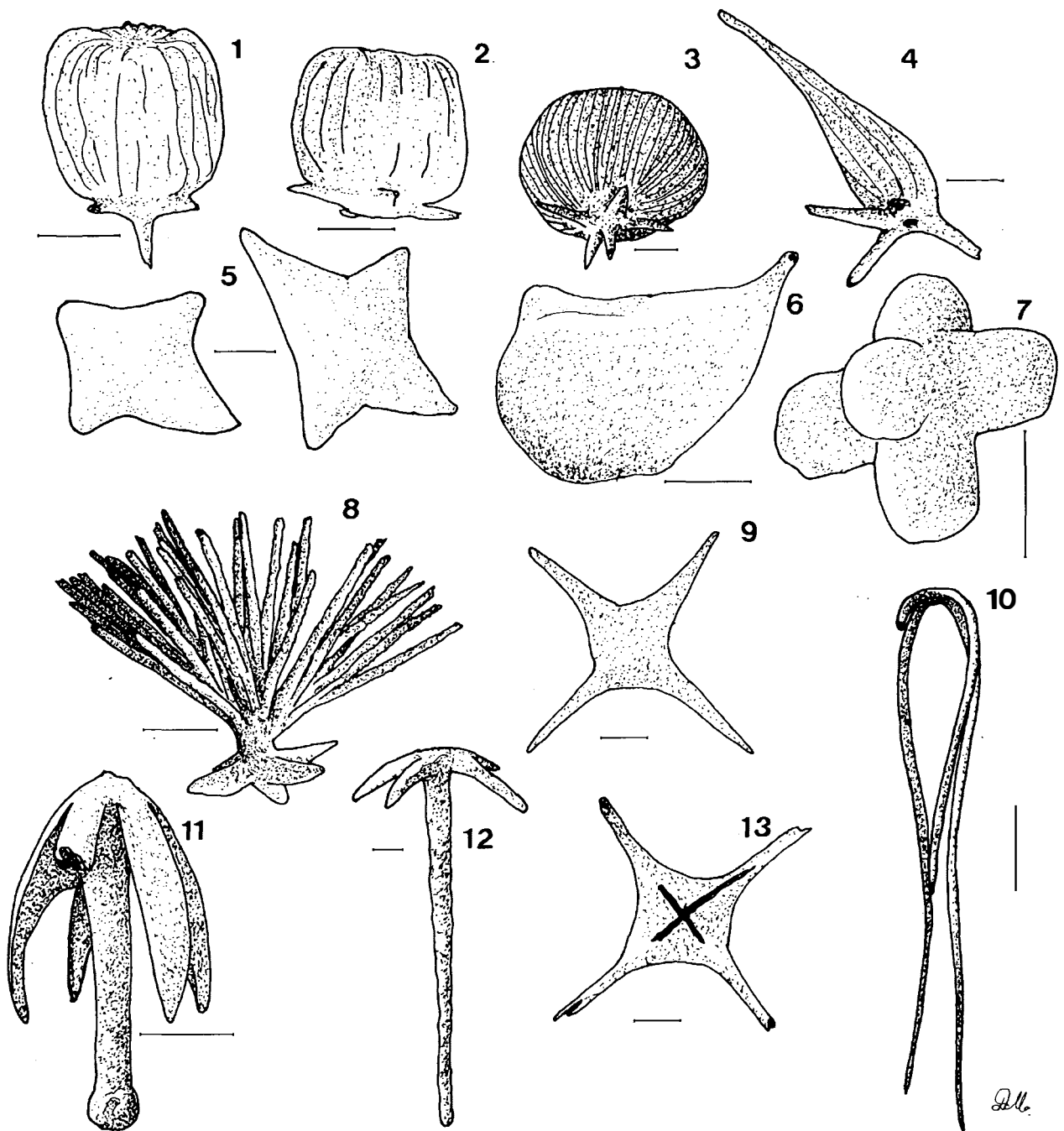


Fig. 1: Drawings of hexactinellid spicules from Georgina Basin (Australia, Middle-Cambrian).

1: Follipinules of new hexactinellid (MEHL, 1995: holotype). 2–4: Various follipinules attributed to this species. 5–7: Heavily inflated stauractins, diactins, and hexactins which are associated with follipinules, and which may probably be attributed to the same taxon as those. 8: Kometiaster. 9, 13: special type of Cambrian stauractins flattened in the area of the axial cross (axial canal broken up in 13). 10: Stauractin with its paratangential rays all bent to point in one direction. 11: Tylodisc similar to those described as *Nabaviella elegans* MOSTLER & MOSLEH-YAZDI, 1976. 12: Clavule. All scales = 100 μm .

(MEHL, 1992) till today is characterized by a twisted root tuft of anchoring spicules, which may be more than 1 m long and is colonized by sym-

biotic soft corals encrusting and thus additionally stabilizing the “glass rope”. It was a strategy also of many fossil Hexactinellida, such as many Or-

dovician Protospongiidae (DAWSON & HINDE, 1888, 1889) of Little Métis, Canada, the Early Devonian *Retifungus rudens* RIETSCHER, 1970, from the Hunsrückschiefer, Germany, or *Hyalostelia smithii* YOUNG & YOUNG, 1877, from the Carboniferous of Ayrshire, England. These are groups which may or may not belong to the Hyalonematidae. *Triticispongia diagonata* MEHL & REITNER (in: STEINER et al., 1993) most probably is a precursor of *Diagoniella* RAUFF, 1894, a Middle Cambrian representative of the Early Paleozoic Protospongiidae SALLER. *Sanshapentella dapingi* MEHL & ERDTMANN, 1994, exhibits a dermal skeleton very similar to the isolated hexactins with all their paratangential rays bent in one direction, which gave rise to *Hunanospongia delicata* QIAN & DING, 1988. Similarly triaxial spicules, stauractins, with all rays curved in one direction are found in sediments of the Georgina Basin (fig. 1:10). No post-Cambrian Paleozoic representatives of this type of hexactins with their paratangential rays all bent in one direction, but they are found in the Late Cretaceous (Coniacian) Amagerkalk from Bornholm, Denmark (MEHL, 1992). *Solactiniella plumata* MEHL & REITNER, characterized by diactin spicules radiating from a center in all directions represents a conservative bauplan of the Porifera. A radiating spicule organization is very common within the Demospongiae, e.g. the Middle Cambrian *Choia ridley* WALCOTT, 1920. Hexactinellids which exhibit a similarly conservative skeletal architecture were called "rossellimorph", which is not the name of a monophyletic group, but merely the designation of a very persistent morphological trend within the Hexactinellida (MEHL, 1995). *Quadrolaminiella* CHEN et al., 1990, from the Lower Cambrian Atdabatian of Chengjiang from Hunan, China, was originally attributed to the Demospongiae. However, *Quadrolaminiella* exhibits a spicular architecture with strong affinity to the Tommotian hexactinellid *Solactiniella*. According to our observations on unpublished material from Chengjiang, comprising also specimens which most probably belong to *Quadrolaminiella*, all Chengjiang sponges including the species described by CHEN et al. (1990), are He-

xactinellida. So far, no definite triaxons have been observed within these sponges. However, their spiculation is very similar to that of other Paleozoic "rossellimorphs", some of which do, others apparently do not possess triaxial spicules. Although the Hexactinellida are characterized by triaxons, basically hexactins, most of the hexactins of the so-called "lyssacinosaurs" are reduced to stauractins, e.g. the Protospongiidae (compare MEHL, 1991) or diactins. Thus, occasionally fossil or recent hexactinellids are found with exclusively diactin "megascleres". In recent representatives and in very well-preserved fossils, their hexactinellid nature can easily be recognized because of the typical soft tissue organization and the triaxial "microscleres" (hexasters and amphidiscs). However, in fossil sponges normally no "microscleres" are preserved, and thus the classification of sponges with exclusively monaxial "megascleres" is often problematic. Hexactinellid "microscleres" are mainly found as isolated spicules washed out of sediments (MEHL & MOSTLER, 1995). One criterion of distinction is the fact that hexactinellids often have much larger and coarser spicules than Demosponges. The largest poriferan spicules are found in the recent amphidiscophoran hexactinellid *Monorhaphis* SCHULZE, 1904, which is rooted in the sediment by a single anchoring spicule, up to 3 m long and 1 cm thick. The root-tuft spicules of *Hyalonema* may exceed 1 m in length and several mm in thickness. Of course some hexactinellids have small, only delicate "megascleres", but especially fossil sponges characterized by coarse spicules, several cm in length, in almost every case can be proven by the presence of triaxons to be hexactinellid. In the case of *Quadrolaminiella*, with coarse spiculation and strong affinity to *Solactiniella* the hexactinellid identity is very probable, even though the examination of further material would be necessary to definitely prove this hypothesis.

From the Late Atdabatian (Qiongzhusi Stage) of the Shaanxi province, southern China, a highly diverse association of isolated ? demospongian, calcarean (heteractinid), and mainly hexactinellid spicules has been described (ZHANG & PRATT, 1994). It contains oxypentasters and

-staurasters with 2 or 3 secondary rays which are often clading into Tertiary branches, before they end as simply pointed rays. These peculiar spicules, so far known from the Cambrian only, might be precursor forms of true oxyhexasters (compare MEHL & MOSTLER, 1995).

The Middle Cambrian phosphorites of the Georgina Basin in South Australia are being studied by one of the authors (DM). They contain microfossils in extraordinary, often soft-part preservation. Further, a diverse association of sponge spicules has been washed out of dissolved samples of these sediments. Their major part consists of hexactinellid spicules, but also the Demospongiae and Calcarea (Heteractinida) are represented. Hexactins are found in high variability of shapes. Generally, the hexactins are rather large and commonly measure up to several mm in total length. Average hexactins measure about 2–500 μm and show six rays of approximately equal length, which may be a little curved or inflated to various degrees (fig. 1: 7). One or more rays can show various degrees of reduction and thus the spicules grade into pentactins, stauractins (fig. 1: 9, 13), or other triaxial derivatives. Some of the smaller triaxons, commonly stauractins, may be inflated like pillows, and the triaxial nature of such heavily inflated spicules is hardly recognizable. *Pinules* are tree-like spicules, hexactins or stauractins with their distal rays pinulate and often inflated, which, according to the functional morphology and position in recent hexactinellids, are marginal, normally dermal spicules. Classical pinules of the Georgina assemblage are rather large, average size 500 to 1000 μm .

Follipinules (MEHL, 1995) are special pinules, average size only about 400 μm , with their distally extremely inflated rays decorated with longitudinal ridges, ball-shaped, and almost “absorbing” the other reduced rays, so the axial cross sometimes is not visible (fig. 1: 1–4). A new taxon is erected on account of a hypothetical reconstruction of the Cambrian sponges carrying this special type of dermal spicules in MEHL (1995). Inflated pentactin pinules with some similarity to follipinules from the Cambrian of Texas were interpreted as dermal spicules

by RIGBY (1975). MOSTLER & MOSLEH-YAZDI (1976) documented smooth hexactins with one or more swollen rays from Late Cambrian sediments of Iran and based on these spicules the taxon *Rigbyella ruttneri*. Heavily inflated spicules like “pillow-stauractins” (fig. 1: 5–6) and follipinules are a widespread feature within Paleozoic, especially Cambrian, Hexactinellida. This type of probably dermal armouring layers indicates a special strategy of Early Paleozoic hexactinellida, which was realized beside the fragile skeletal architecture known from e.g. the Protospongiidae (compare MEHL, 1995). The armouring strategy probably reflects the adaptation to another type of environment as that of the fragile hexactinellids, either as stabilizer by higher water energies or as a defence against sponge-feeding predators.

Kometiasters (gr. *Kometes* = long-haired star) (Fig. I: 8). These are triaxons 400–800 μm in diameter with numerous short pointed secondary rays. One or two of these principalia are split up into a large number (ca. 30–50) of secondary rays, which are long (350–500 μm), gently curved, and slightly barbed at their distal ends. From the Late Ordovician of New South Wales a highly interesting hexactinellid spicule assemblage has been documented recently by WEBBY & TROTTER (1993). The hexasters of the new species *Kometia cruciformis* WEBBY & TROTTER, 1993, are similar to those from the Georgina Basin. If they can be regarded as true hexasterophorid spicules, these hexasters, which are called kometiasters (MEHL 1995), are the oldest ones found so far. Thus, the major hexactinellid group Hexasterophora might be traced back as far as to the Middle Cambrian.

Tylodiscs: Only one spiculum of this type was found within the collection (fig. 1: 11). It is 290 μm long with one end like a clavule from which at least six spines are curved back about 2/3rd of the entire length of the spiculum. The other end is inflated and forms a small bud. This spicule, though much smaller, shows great similarity to *Nabaviella elegans* described by MOSTLER & MOSLEH-YAZDI (1976) from Late Cambrian sediments of Iran. Some clavules also occur (fig. 1: 12).

The Early Paleozoic radiation of the Hexactinellida

The monophylum Hexactinellida comprises the sister groups Amphidiscophora and Hexasterophora, which can be traced back to the Early Paleozoic (MOSTLER, 1986; MEHL, 1991, 1995). Oxyhexasters from the Late Ordovician and amphidiscs from the Late Silurian were documented by MOSTLER (1986). From Late Cambrian sediments MOSTLER & MOSLEH-YAZDI (1976) documented large (about 0.6–3.2 mm) monaxon spicules with one clavulate and one swollen, turbulated end. These spicules, first classified as cancelloriides, were re-interpreted as hemidiscs by MOSTLER (1986). In case the spicules *Nabaviella elegans* are really hemidiscs, it would imply that they were amphidiscs with partly atrophied rays. Further, this would infer that both sister groups, Amphidiscophora and Hexasterophora, were documented since the Cambrian. However, no true amphidiscs are known older than Silurian, in spite of careful investigation of sediments from many different localities and facies types (MOSTLER, pers. comm.). For this reason, MEHL (1992) chose the name *tylodiscs* for the Early Paleozoic paraclavule-like spicules with one inflated end. The alternative hypothesis that the amphidisc are phylogenetically derived from hemidiscs (FINKS, 1970), is considered even more unestablished (MEHL, 1991). The oldest true Hemidiscs found so far were reported from the sponges, *Uralonema karpinskii* and *Microhemidiscia ortmanni* of the Late Carboniferous from Ural and Uruguay, respectively (LIBROVITCH, 1929; KLING & REIF, 1969). According to close observations of the type material to those species by one of the authors (DM), in St. Petersburg and Tübingen, respectively, these true hemidiscs are quite different from the Cambrian tylodiscs. Hemidiscs are thus most probably derived from amphidiscs by ray-reduction, and tylodiscs can be considered as convergently evolved, may be related with the paraclavules (the latter spicules are known from some Dictyospongiidae, e.g. *Griphodictya epiphanes* HALL & CLARKE, 1898). The occurrence of highly evolved hexactinellids, such as *Hyalos-*

sinica archaica already in the Early Cambrian (Tommotian) as well as the very rich and diverse assemblages of hexactinellid spicules found in Cambrian sediments (also by BENGTON, 1986; BENGTON et al., 1990) indicate an Early Cambrian radiation within the Hexactinellida.

Archaeocyatha

The archaeocyaths are probably representatives of coralline sponges which secrete a secondary calcareous skeleton of high Mg-calcite (REITNER, 1990, 1992; VACELET & DEBRENNE, 1984; WOOD et al., 1992; ZHURAVLEV, 1989). Within some irregular archaeocyaths of the Flinders Ranges (South Australia) tetractine and monaxonic spicules were found (REITNER, 1992). The spicules are often intramurally enriched within endo- or exothecal buds (pl. 2, figs. 3–6). The calcifying tissue of the archaeocyaths has overgrown more or less entirely the primary spicular skeleton which is presumably related to the buds (pl. 2, figs. 3–4). The biomineralization of calcareous buds was a fast process which explains that the spicules are often more or less in their natural position. The special biomineralization of the buds may explain the scarcity of spicules within archaeocyath basal skeletons (pl. 2, figs. 5–6). The incorporation of spicules within the basal skeleton is probably a calcification artefact, a phenomenon which is also seen within the basal skeletons of Triassic coralline sponge *Cassianothalamia zardinii* REITNER (REITNER, 1987) and Lower Cretaceous *Acanthochaetetes* sp. (REITNER & ENGESER, 1987). The observed spicule types are modified tetractines (“dodecaactine”, triaenes) (pl. 2, figs. 4, 6) and monactine spicules (pl. 2, fig. 4) with demosponge affinities. The spicules exhibit the characteristic diagenesis which is known from fossil siliceous spicules: The early dissolution molds are cemented by a granular and/or equant calcite often associated with early prismatic marine cement. In contrast, fossil calcareous spicules still exhibit their mono- to paucicrystalline character.

The validity of the relationship of these spicules to the host archaeocyaths is under discussion. The spicules are doubtless tetractine spicules and therefore not related to hexactinellids.

However, the archaeocyath tissue was able to incorporate allochthonous material, as trilobate remains, isolated spicules, further organic remains, and overgrow sessile benthic organisms (e.g., *Gravestockia pharetroniensis* REITNER). To decide whether or not spicules were a constituent character of the archaeocyathid animal always depends on a paleobiological reconstruction of the studied specimen.

Demosponges

Only few informations on the early history (Cambrian) of demosponges are available (BENGSTON et al., 1990; RIGBY, 1991; KRUSE, 1983, 1990; VAN KEMPEN, 1990) and are restricted to the Middle Cambrian. The sponges described by CHEN et al. (1990) from the Chengjiang deposits, as explained above, are most probably no demosponges but hexactinellids. Identifiable articulated demosponges from the Lower Cambrian are until yet not known.

The spicules of the demosponges in Archaeocyath mounds are exclusively restricted to the Tetractinellida. First Ceractinomorpha do occur during the Middle Cambrian (KRUSE, 1990; REITNER, 1992; REITNER & MEHL, in press). Beside tetractine spicules, typical modified dermal spicules (nail-types) (pl. 1, fig. 1–3), monaxonic spicules (large tylostyles) (pl. 1, fig. 3) and large aster microscleres (autoapomorphy of the Tetractinellida) (sterrasters, Geodiidae) (pl. 1, fig. 4) were found which proves the high level of tetractinellid evolution in the early Cambrian (GRUBER & REITNER 1991). The tetractinellid spicules of the Lower Cambrian differ in some aspects from modern ones. Most of the observed Cambrian spicules are generally larger (500 μm to 3 cm) and thicker (ca. 50 μm) than the recent ones.

The second main tribe of the demosponges, the Ceractinomorpha, occurs first in the Middle

Cambrian. KRUSE (1990) has found sigmata microscleres (autapomorphy of this taxon) in the Middle Cambrian Daly and Georgina Basin. First record of a probable keratose sponge is *Vauxia* sp., e.g. known from the Lower Cambrian of Greenland (RIGBY 1987). Desma type megascleres (orchoclad lithistids with dendroclones) occurred latest in the Middle Cambrian (anthaspidellid sponge *Rankenella*, KRUSE, 1983). Based on phylogenetic reconstruction this spicule type should be an archaic one, but no desmas are known from the Lower Cambrian up to now.

Calcarea

The Heteractinida are the most characteristic calcareous sponges in the Paleozoic (RIGBY, 1991; RIETSCHEL, 1968). They extinct at the end of the Permian. Within Lower Cambrian strata these sponges are rare and only few spicules are known (*Eiffelia* sp.) (pl. 2, fig. 2). The spicule types of the Heteractinida are extremely variable and completely different from the “modern” type Calcarea. It is astonishing that the “modern” type of calcitic spicules is common in Lower Cambrian strata. Up to now, regular calcitic triaene spicules were first known from Mesozoic strata. The modern type of spicules of Calcarea from the Lower Cambrian give absolutely new aspects of the phylogeny of this group. Remarkable is this evidence of calcareous sponges with “modern” affinities. The main problem is that typical Paleozoic Calcarea are the Heteractinida with their multi-rowed spicules or characteristic octactines. Entirely preserved sponges with regular triaene or tetractine calcitic spicules are not known from the Paleozoic. Beside isolated regular calcitic spicules one taxon is known from the archaeocyath mounds of the Flinders Ranges with cemented choanosomal spicules (“Pharetronida”), *Gravestockia pharetroniensis* REITNER, 1992 (pl. 1, fig. 5–6). This pharetronid sponge exhibits a rigid skeleton of simple

tetractine calcareous spicules and diactine-free dermal ones. These sponges grew preferably on archaeocyaths and are sometimes overgrown by the secondary skeletons of the archaeocyaths. This “intramural” spicule record is not to be confused with the isolated tetractinellid spicules with demosponge affinities, as described above.

Most of the observed calcarean spicules have affinities to the modern Calcaronea (pl. 1, fig. 1), only few with calcinean affinities are known (pl. 2, fig. 1).

Conclusions

- The Hexactinellida are the oldest definite Porifera documented, their record goes back to the Late Proterozoic, and their radiation took place in the Early Cambrian.
- The Archaeocyatha were most probably demospouges with secondary calcareous basal skeletons. Evidence of “intramural” spicules within archaeocyaths may be interpreted as trapped dermal spicules that belong to the budding archaeocyath specimens.
- The main radiation of the Pinacophora (Demospongiae/Calcarea-taxon) took place in the Middle Cambrian.
- All main sponge taxa occur latest in the Middle Cambrian. New fundamental evolutionary trends were not realized during the following time.

Acknowledgements

Prof. Dr. K.J. MÜLLER (Bonn) and Dr. J.H. SHERGOLD (Canberra, Australia) are acknowledged for loan of their rich collection of sponge spicules from the Georgina Basin.

The Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) is gratefully acknowledged for financing the project Ke 322/5-3 on palaeobiology of siliceous sponges of the Paleozoic.

References

- BENGTSON, S.; CONWAY MORRIS, S.; COOPER, B.J.; JELL, P.A. & RUNNEGAR, B.N. (1990): Early Cambrian Fossils of South Australia. – Ass. Austr. Palaeont., Mem., 9, 364 p., Brisbane.
- BENGTSON, S. (1986): Siliceous microfossils from the Upper Cambrian of Queensland. – Alcheringa, **10**, 195–216, Adelaide.
- CHEN, J., HOU, X. & LI, H. (1990): New Lower Cambrian demospouges – *Quadrolaminiella* gen. nov. from Chengjiang, Yunnan. – Acta Paeont. Sinica, **28**, 1, 401–414.
- CHEN, J. & ERDTMANN, B.-D. (1991): Lower Cambrian fossil Lagerstätte from Yunnan, China: Insights for reconstructing early metazoan life. – In: SIMONETTA, A.M. & CONWAY MORRIS, S. (eds.): The early evolution of Metazoa and the significance of problematic taxa, 57–76, Cambridge.
- CHEN, J., HOU, X. & LU, H. (1989): Lower Cambrian Leptomitids (Demospongiae), Chengjiang, Yunnan. – Act Palaeont. Sinica, **28**, 17–30.
- CHEN, J., HOU, X. & LU, H. (1990): New Lower Cambrian Demospouges – *Quadrolaminiella* Gen. Nov. from Chengjiang, Yunnan. – Act Palaeont. Sinica, **29**, 410–413.
- DAWSON, J.W. & HINDE, G.J. (1888): New species of fossil sponges from Little Métis, Province of Quebec, Canada. – Can Rec. Sci., **3**, 49–68.
- DAWSON, J.W. & HINDE, G.J. (1889): New species of fossil sponges from the Siluro-Cambrian at Little Métis on the Lower St. Lawrence. – Trans. Roy. Soc. Can., **7**, 31–55.
- DEBRENNE, F. & REITNER, J. (submitted): New phylogenetic and palaeoecological aspects of late Precambrian and early Cambrian sponges and cnidaria. – Univ. Press Columbia.
- DEBRENNE, F. & VACELET, J. (1984): Archaeocyatha: Is the sponge model consistent with their structural organization? – Palaeontographica Americ., **54**, 358–369.
- FINKS, R.M. (1970): The evolution and ecologic history of sponges during Palaeozoic times. – Symp. Zool. Soc. London, **25**, 3–22.
- GRUBER, G. & REITNER, J. (1991): Isolierte Mikro- und Megaskleren von Porifera aus dem Untercampan von Höver (Norddeutschland) und Bemerkungen zur Phylogenie der Geodiidae (Demospongiae). – Berliner Geowiss. Abh. (A): **134**, 107–117, Berlin.

- HIRABAYASHI, J. & KASAI, K. (1993): The family of metazoan metal-independent β -galactose-binding lectins: structure, function and molecular evolution. – *Glycobiol.* 3, 297–304, Oxford.
- KEMPEN VAN, T.M.G. (1990): On the Oldest Tetraxon Megascleres. – In: RÜTZLER, K. (ed.): *New Perspectives in Sponge Biology*, 9–16; Washington (Smith. Inst. Press)
- KLING, S.A. & REIF, W.E. (1969): The Paleozoic history of amphidisc and hemidisc sponges: New evidence from the Carboniferous of Uruguay. – *Jour. Paleont.*, 43, 6, 1429–1434.
- KRUSE, P. (1983): Middle Cambrian “*Archaeocyathus*” from the Georgina Basin is an anthaspidellid sponge. – *Alcheringia*, 7, 49–58.
- KRUSE, P. (1990): Cambrian Palaeontology of the Daly Basin. – Dept. Mines Energy North. Terr. Geol. Surv. Rep. 7, 58 p., Darwin.
- LIBROVITCH, L.S. (1929): *Uralonema Karpinskii* nov. gen., nov. sp. i drugie kremnevie gubki iz kamennougolnikh otlozhenii vostochnogo sklona Urala. – *Trudy Geol. Kom.-ta., nov. ser.*, 179, 11–57, Moskva.
- MEHL, D. & ERDTMANN, B.-D. (1994): *Sanshapentella dapingi* n. gen., n. sp. – a new hexactinellid sponge from the Early Cambrian (Tommotian) of China. – *Berliner Geowiss. Abh. Ser. E*, 13, 315–319.
- MEHL, D. & MOSTLER, H. (1995): Phylogenetisch-taxonomische Bedeutung, stratigraphische Bedeutung und Terminologie der „Mikroskleren“ bei den Hexactinellida, Porifera. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck* (in press).
- MEHL, D. & REISWIG, H.M. (1991): The presence of flagellar vanes in choanomerites of Porifera and their possible phylogenetic implications. – *Z. syst. Zool. Evolutionsforsch.*, 29, 312–319; Hamburg.
- MEHL, D. (1991): Are Protospongiidae the stem group of modern Hexactinellida?. – In: REITNER, J. & KEUPP, H. (eds.): *Fossil and Recent Sponges*, 43–53 (Springer).
- MEHL, D. (1992): Die Entwicklung der Hexactinellida seit dem Mesozoikum. *Paläobiologie, Phylogenie und Evolutionsökologie*. – *Berliner geowiss. Abh. (E)*, 2, 1–164, Berlin.
- MEHL, D. (1995): *Phylogenie und Evolutionsökologie der Hexactinellida (Porifera) im Paläozoikum*. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck* (in press).
- MOLDOWAN, J.M., DAHL, J., JABOSON, S.R., HUIZINGA, B.J., MCCAFFREY, M. A. & SUMMONS, R.E. (1994): Molecular fossil evidence for late Proterozoic-Early Paleozoic Environments. – *Terra nova Abstracts*, 3, suppl. Terra nova, 6, 5, Oxford.
- MOSTLER, H. & MOSLEH-YAZDI, A. (1976): Neue Poriferen aus oberkambrischen Gesteinen der Milaformation im Elburzgebirge (Iran). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 5, 1, 1–36.
- MOSTLER, H. (1986): Beitrag zur stratigraphischen Verbreitung und phylogenetischen Stellung der Amphidiscophora und Hexasterophora (Hexactinellida, Porifera). – *Mitt. österr. geol. Ges.*, 78, 319–359.
- MÜLLER, W.E.G., SCHRÖDER, H.C., MÜLLER, I.M. & GAMULIN, V. (1995): Phylogenetic Relationship of Ubiquitin Repeats in the Polyubiquitin Gene from the Marine Sponge *Geodia cydonium*. – *J. Mol. Evol.*, 39, in press.
- PFEIFER, K., HAASEMANN, M., GAMULIN, V., BRETTING, FAHRENHOLZ, F. & MÜLLER, W.E.G. (1993): S-type lectins occur also in invertebrates: High conservation of the carbohydrate recognition domain in the lectin genes from the marine sponge *Geodia cydonium*. – *Glycobiology*, 3, 179–184; Oxford
- REISWIG, H.M. & MEHL, D. (1991): Tissue organisation of *Farrea occa* (Porifera, Hexactinellida). – *Zoomorphology*, 110, 301–311; Hamburg
- REITNER, J. & MEHL, D. (in press): Monophyly and systematics of the Porifera. – *Abh. Naturwiss. Verein Hamburg (NF)*, Hamburg.
- REITNER, J. & ENGESER, T. (1987): Skeletal structures and habitats of recent and fossil acanthochoetetes (subclass Tetractinomorpha, Demospongiae, Porifera). – *Coral Reefs*, 6, 151–157; Berlin.
- REITNER, J. (1987): A new calcitic sphinctozoan sponge belonging to the Demospongiae from the Cassian Formation (Lower Carnian; Dolomites, Northern Italy) and its phylogenetic relationship. – *Geobios*, 20, 571–589; Lyon.
- REITNER, J. (1990): The polyphyletic origin of the “Sphinctozoans”. – In: RÜTZLER, K. (ed.): *New Perspectives in sponge Biology*, 33–42; Washington (Smith. Inst. Press).
- REITNER, J. (1992): „Coralline Spongien“ Der Versuch einer phylogenetisch-taxonomischen Analyse. – *Berliner geowiss. Abh. (E)*, 1, 352 p.; Berlin.

- RIGBY, J.K. (1975): Some unusual hexactinellid sponge spicules from the Cambrian Wilberns Formation of Texas. – *Jour. Paleont.*, 49, 2, 416–415.
- RIGBY, J.K. (1978): Porifera of the Middle Cambrian Wheeler Shale, from the Wheeler Amphitheater, House Range, in Western Utah. – *Jour. Paleont.*, 52, 6, 1325–1345.
- RIGBY, J.K. (1983): Sponges of the Middle Cambrian Marjum Limestone from the House Range and Drum Mountains of Western Millard Country, Utah. – *Jour. Paleont.*, 57, (2): 240–270.
- RIGBY, J.K. (1986): Sponges from the Burgess Shale (Middle Cambrian), British Columbia. – *Palaeontogr. Canad.*, 1986, 2, 1–105.
- RIGBY, J. K. (1987): Cambrian and Silurian sponges from northern Greenland. – In: PEEL, JS. (ed.): *North Greenland Lower Paleozoic paleontology and stratigraphy: Shorter Contributions*. – *Grnl. Geol. Undersøgelse Rapp.*, 132, 51–63.
- RIGBY, J. K. (1991): Evolution of Paleozoic Heteractinid Calcareous Sponges and Demosponges. – In: REITNER, J. & KEUPP, H. (eds.): *Fossil and Recent Sponges*, 83–101, Berlin (Springer).
- RIGBY, J. K. (1993): Fossils in Time, the record and its interpretation (talk). – 4th Internat. Porifera Congress, Amsterdam.
- RIETSCHEL, S. (1968): Die Octactinellida und ihnen verwandte paläozoische Kalkschwämme (Porifera, Calcarea). – *Paläont. Z.*, 42, 13–32, Stuttgart.
- SCHULZE, F.E. (1887): Report on the Hexactinellida. – In: MURRAY, J. (ed.): *Report on the scientific results of the voyage of H.M.S. CHALLENGER during the years 1873–76*, 21, 1–513, London.
- STEINER, M., MEHL, D., REITNER, J. & ERDTMANN, B.-D. (1993): Oldest entirely preserved sponges and other fossils from the Lowermost Cambrian and a new facies reconstruction of the Yangtze platform (China). – *Berliner geowiss. Abh. (E)*, 9, 293–329; Berlin
- WALCOTT, C.D. (1920): Middle Cambrian Spongiae. – *Smithsonian Misc. Coll.*, 67, 261–364.
- WEBBY, B.D. & TROTTER, J. (1993): Ordovician sponge spicules from New South Wales. – *Jour. Paleont.*, 67, 1, 21–48.
- WOOD, R., ZHURAVLEV, A.YU & DEBRENNE, F. (1992): *Functional Biology and Ecology of Archaeocyatha*. – *Palaios*, 7, 131–156, Tulsa.
- YOUNG, J. & YOUNG, J. (1877): On a Carboniferous *Hyalonema* and other sponges from Ayrshire. – *Ann. Mag. Nat. Hist.*, ser. 4, 20, 425–432.
- ZHANG, XI-GUANG & PRATT, B.R. (1994): New and extraordinary Early Cambrian sponge spicule assemblage from China. – *Geology*, 22, 43–46.
- ZHURAVLEV, A.YU. (1989): Poriferan aspects of archaeocyathan skeletal function. – *Ass. Australas. Palaeontols Mem.* 8, 387–399.

Authors' addresses:

Prof. Dr. Joachim Reitner, Institut und Museum für Geologie und Paläontologie, Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 3, D-37077 Göttingen; Dr. Dorte Mehl, Institut für Paläontologie der Freien Universität Berlin, Malteserstr. 74-100, D-12249 Berlin.

Manuscript submitted: February 20, 1995

Plate 1: Atdabanian archaeocyath mound of the Flinders Ranges, Wilkawillina Limestone

- Fig. 1: Vertical section of a triaene dermal spicule of a tetractinellid demosponge (a). The spicule exhibits the characteristic granular cements of former siliceous scleres. In contrast to the diagenetically altered siliceous spicule, the calcarean spicule (b) exhibits a monocrystalline structure. Scale 500 µm.
- Fig. 2: Horizontal section of a phylotriaene dermal spicule (Demospongiae). Scale 500 µm.
- Fig. 3: Tylostyle (a) and triaene (8b) demospongian megascleres. Scale 500 µm.
- Fig. 4: Modified kidney-shaped sterraster microscleres with demosponge affinities (Geodiidae). Scale 300 µm.
- Fig. 5: *Gravestockia pharetronensis* REITNER 1992; Calcarenea with pharetronid affinities. This sponge preferred to settle on archaeocyathids. Scale 500 µm.
- Fig. 6: Detailed magnification of the rigid spicular skeleton of *Gravestockia pharetroniensis* which shows the secondary calcite cement (arrow) of the pharetronids. Scale 150 µm.

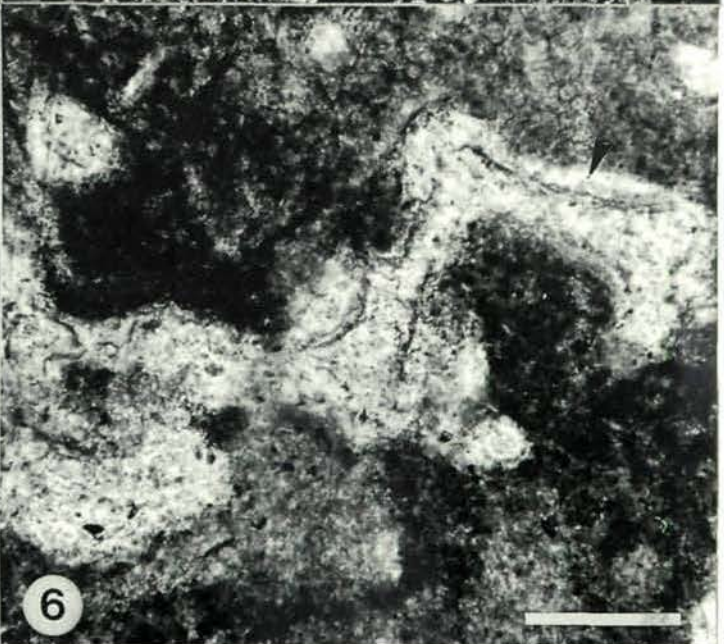
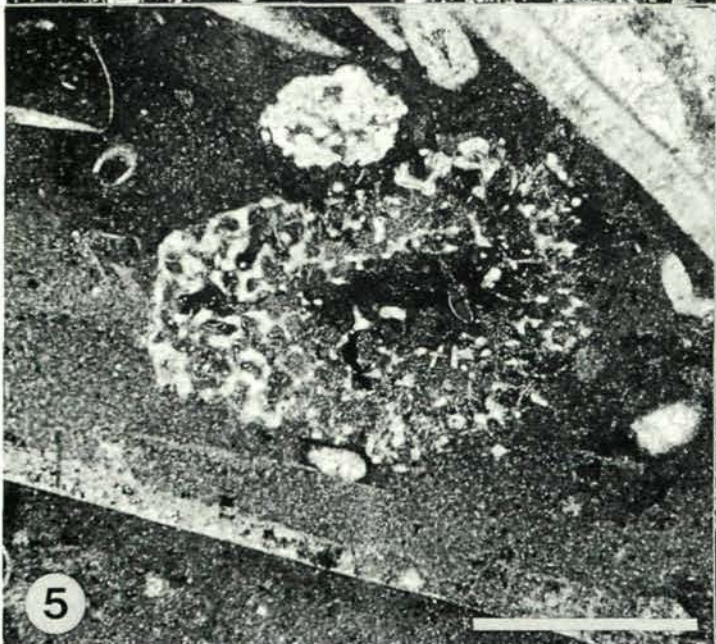
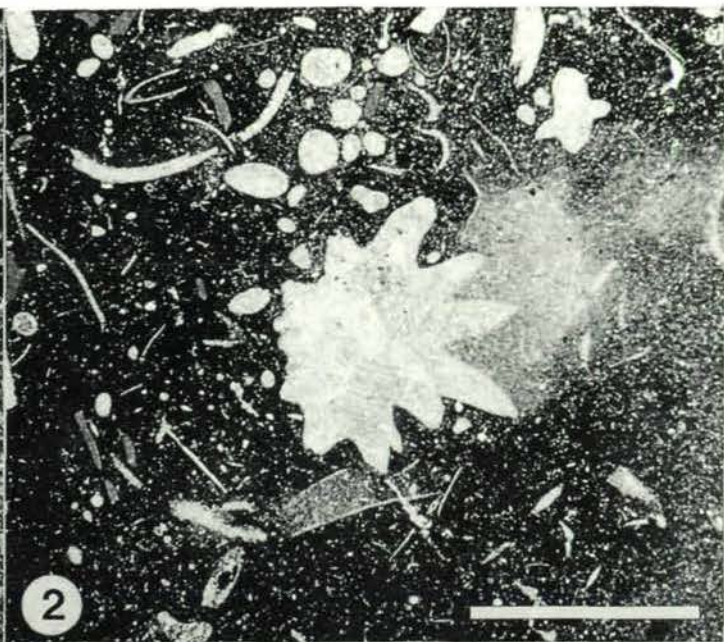
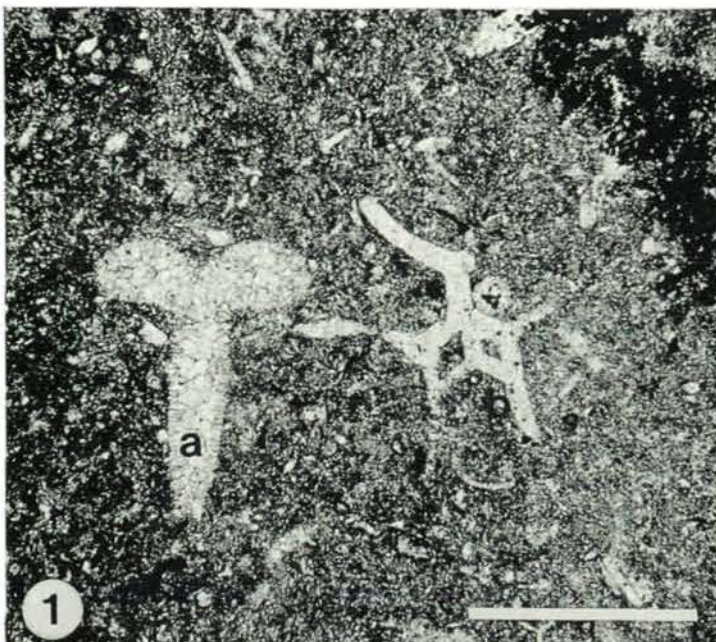


Plate 2: Atdabanian archaeocyath mound of the Flinders Ranges, Wilkawillina Limestone

Fig. 1: Regular monocrystalline calcitic triactine spicule with Calcinean affinities. Scale 250 μm .

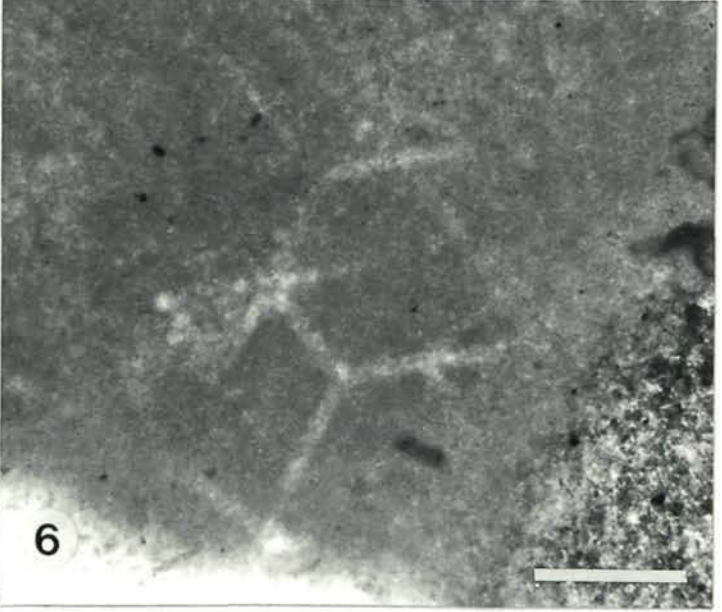
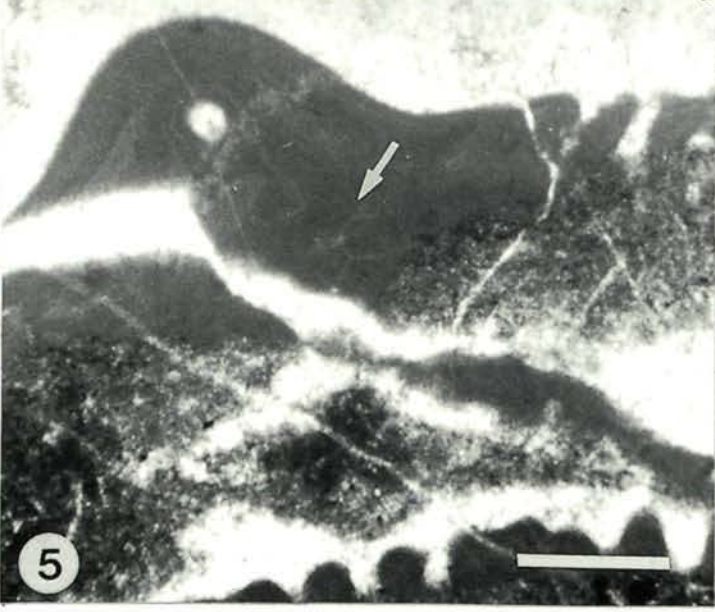
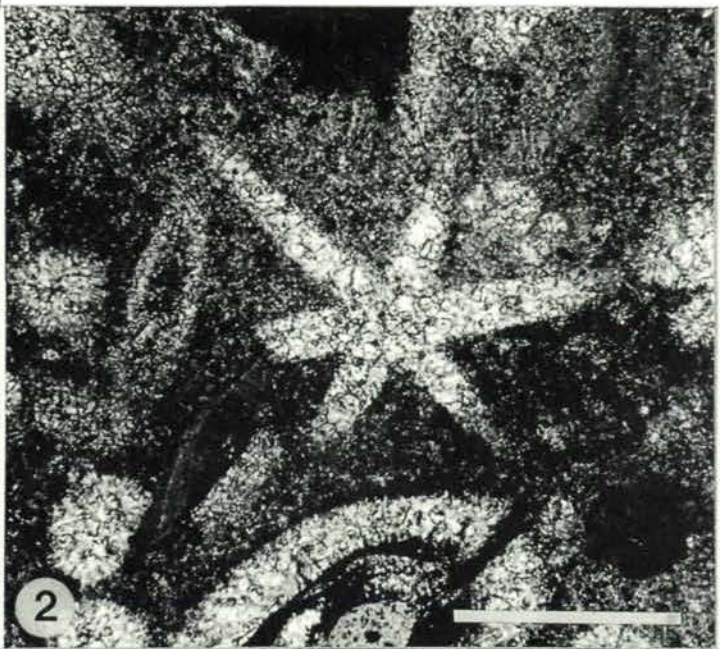
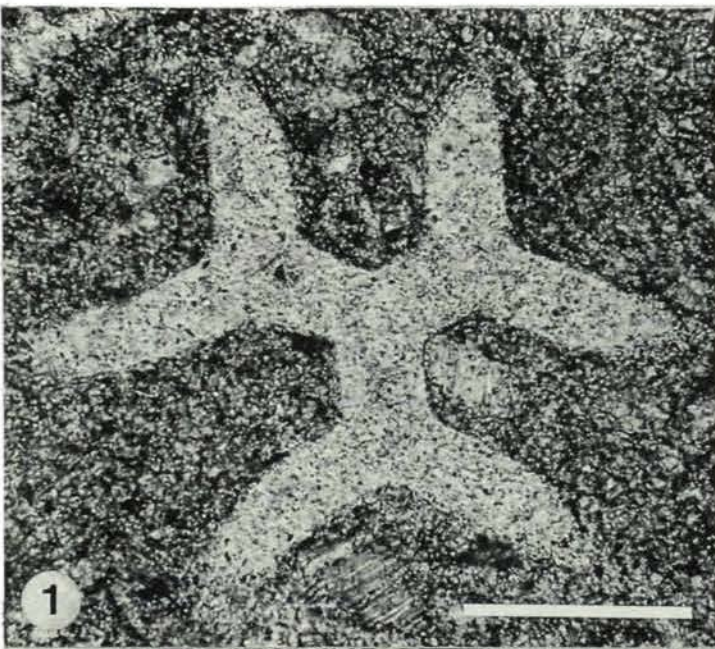
Fig. 2: Sexiradiate spicule with heteractinid affinities (*Eiffelia* ?). Scale 300 μm .

Fig. 3: Endothecal bud of an archaeocyathid with intramural spicules (arrows). Scale 500 μm .

Fig. 4: Detailed magnification of the basal skeleton with intramural spicules of Fig. 3. Clearly visible are triaenes and cross sections of the long spicule axis (white dots). Scale 100 μm .

Fig. 5: Entrapped spicules within the primary layer of the main skeleton of an archaeocyath (white dot and arrow). Scale 1 mm.

Fig. 6: Detailed magnification of a dodecaactinellid shape of spicule, a modified siliceous caltrop spicule (Fig. 5, arrow). Scale 200 μm



EIN FRÜHER, DUROPHAGER ICHTHYOSAURIER (OMPHALOSAURIDAE) AUS DER MITTELTRIAS DER ALPEN

Gottfried Tichy

Mit 3 Fototafeln

Zusammenfassung:

Aus dem untersten Ladin wird erstmals aus dem Hallstätter Kalk ein ziemlich vollständiges Skelett eines primitiven Ichthyosauriers mit durophagem Gebiß beschrieben. Die wahrscheinlich zur Gattung *Omphalosaurus* gehörende neue Art, *O. wolfi*, ist durch einen kurzen, schnauzenförmigen Kopf und eine große Anzahl von Zahnreihen charakterisiert. Reste der Gattung *Omphalosaurus* sind bisher nur aus Spitzbergen (Norwegen) und Nevada (U.S.A.) bekannt geworden. Außer wenigen Resten der Gattung *Tholodus* sind aus der westlichen Tethys keine durophagen Ichthyosaurier bekannt geworden.

Abstract:

For the first time a nearly entirely intact skeleton of a primitive species of an ichthyosaur has been discovered close to Salzburg, Austria. It is a new form of the durophagous ichthyosaur probably belonging to the genus *Omphalosaurus*, which previously has only been described from remnants in Spitsbergen (Svalbard), Norway and Nevada, U.S.A. It is also the first instance that remains of a reptile could be saved from the Hallstatt limestone. This Hallstatt limestone was deposited in a pelagic facies and is specifically known as Lercheck limestone. The stratigraphic range covers the Upper Anisian to the Lower Ladinian, while the stratigraphic age of *Omphalosaurus wolfi* nov. sp. is lowermost Ladinian. Beside the few finds of the genus *Tholodus* there are no reports of durophagous ichthyosauri in the Western Tethys.

Fundgeschichte

Der Ammonitensammler Gerhard Wolf aus Hallein hat mir im Winter 1991 Rippenfragmente gezeigt, die er aus dem Hallstätter Kalk geborgen hatte. Sobald der Schnee geschmolzen war, wurde im Mai eine Grabungskampagne gestartet. Zunächst konnte der Thorakalanschnitt von ca. 2 m freigelegt werden. Schwanz und Hinterextremitäten fehlten. Die craniale Fortsetzung schloß jenseits einer 2-15 cm breiten Kluft an. Der Kopf war in seine Einzelteile zerlegt und die einzelnen Knochen unterschiedlich stark von Wurzeln angegriffen. Als die ersten kleinen, ca. 0,5 bis 1 cm halbkugelförmigen Zähne zum Vorschein kamen, war der Verdacht gegeben, daß es sich um einen Vertreter der Placodontia handeln könnte, zumal es von den Pflasterzahnsauriern in der Mitteltrias

Europas eine ganze Reihe von Funden gibt, unter anderem auch an der berühmten Fundstelle des Monte San Giorgio, die, etwa altersgleich, im anisich-ladinischen Grenzhorizont liegt. Die Zahngrößen wären etwa jenen des *Paraplacodus broilii* PEYER, 1931, ähnlich gewesen.

Nach langwieriger Präparation in Stuttgart durch den Präparator Oliver Kunze wurde die wahre Natur des Reptils erkannt. Die noch wenig disartikulierten Wirbel sind tief amphicoel, was eindeutig auf die Ichthyosaurier-Natur schließen läßt. Gaumenzähne, welche für die Placodontia typisch sind, fehlen. Durophage Ichthyosaurier, wie sie zu Beginn der Evolution der Fischechsen aufgetreten sind, waren bislang kaum bekannt. Unter den 5 Ichthyosaurier-Familien ist dieser Zahntyp für die Omphalosauridae charakteristisch.

Fundort

Das Reptil wurde in einem Waldstück, 2,75 km südwestlich von Hallein, etwa 15 km südlich von Salzburg, gefunden.

Koordinaten: 13 ° 03' 36" ö. L.
47 ° 40' 00" n. Br.

Geologie

Das Fossilvorkommen liegt im diapirförmigen Aufbruch der Hallstätter Trias, im mitteltriadischen Lercheckkalk. Die Halleiner Trias stellt das westlichste Vorkommen dieser Fazies in den Alpen dar. Die Hallstätter Gesteine liegen in einem fast kreisförmigen Areal von 5 km N-S- und 4 km E-W- Erstreckung. Sie werden im Norden, Osten und Süden von jurassischen und kretazischen Gesteinen des Tirolikums eingeschlossen und im Westen von den vorwiegend triadischen Gesteinen der Reiteralmdedecke überschoben.

Stratigraphische Einstufung

Das Saurierskelett liegt im hellgelb-dunkelgelb gefleckten Hallstätter Kalk (Lercheckkalk), der sehr reich an Ammoniten und Mikrofauna ist. Die Fundschicht liegt zwischen der *Kellnerites*-Zone (Zone des „*Aplococeras avisianus*“) und der unteren *Nevadites*-Zone (Fassan), was durch die Conodonten *Neogondolella mombensis* (TATGE) und *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE) belegt wird. An weiteren Mikrofossilien konnten Ophiuren-skelettelemente der Oberfamilie Euryalicae gefunden werden (vgl. MOSTLER, 1967, 1971). An Holothurienskleriten treten *Priscopedatus* cf. *anguliferus* ZANKL, 1966, und *Theelia undata* MOSTLER, 1968, auf.

Eine Bearbeitung der Mega- und Mikrofauna ist in Vorbereitung.

Aufgrund der fundamentalen Änderung der Radiolarienfaunen wird von KOZUR & MOSTLER (1994) die Anis/Ladin-Grenze an der Basis der

„*Reitziites*“ *reitzi* Opperl-Zone gezogen. Diese Grenze entspricht auch der Originaldefinition der Ladin-Basis. Somit wird der Fund in das unterste Ladin (Fassan) bzw. Anis/Ladin-Grenze nach älterer Auffassung eingestuft.

Erhaltungszustand

Das Schädel skelett ist in seine einzelnen Teilen zerlegt und gegeneinander verdreht. Einige der Knochen wurden durch Wurzeln korrodiert, da das Fossil oberflächennahe gelegen war. Zwischen cranialem und postcranialem Skelett befand sich eine 2 bis 15 cm breite, von Erde erfüllte Spalte (siehe Abb. 1).

Vom axialen Skelett sind zahlreiche Wirbel, teilweise noch im Verband, erhalten. Auch sie sind angewittert und zum Teil stark korrodiert.

Beschreibung

Klasse Reptilia LINNAEUS, 1758
Unterklasse Euryapsida COLBERT, 1955
(Diapsida OSBORN, 1903)
Ordnung Ichthyosauria BLAINVILLE, 1835
Familie Omphalosauridae MERRIAM, 1906
(= Omphalosauria v. HUENE)
Gattung (?) *Omphalosaurus* MERRIAM, 1906
(= *Pessopteryx* WIMAN, 1910)

Omphalosaurus wolfi nov. sp.

Locus typicus: Dürrnberg bei Hallein (15 km S Salzburg)

Stratum typicum: Lercheckkalk (Hallstätter Fazies)

Stratigraphisches Alter: Unterstes Ladin (Fassan)

Aufbewahrung des Holotypus: Heimatmuseum Burg Golling, A-5440 Golling 1

Derivatio nominis: Nach dem Finder Gerhard Wolf aus Hallein benannt.

Kopfabschnitt: Der Kopf ist ähnlich wie bei *Grippa* aus dem Spathian Spitzbergens kurz-schnäuzig mit dementsprechend kurzen Prämaxillaria und Maxillaria bzw. Dentalia.

Beide Unterkieferäste schließen einen Winkel von 35° ein. Vom linken, fast vollständig erhaltenen Unterkieferast sind 357 mm, vom rechten 290 mm vorhanden.

Die Breite des linken Kieferastes ist proximal 75 mm und distal 40 mm dick, die Länge der Symphyse etwa 80 mm.

Zähne: Der fortschrittliche, hocheffektive Kauapparat gestattet es dem Tier – bei mehrfachem Zahnwechsel – hartschalige Nahrung zu zerquetschen und zu zermahlen.

Das Palatinum trägt im Unterschied zu den Placodontia keine Zähne. Diese haben die Vergrößerung ihrer Kauflächen durch die Ausbreitung der Pflasterzähne auf das Palatinum erreicht, während bei *Omphalosaurus* die Oberflächenvergrößerung durch zahlreiche Zahnreihen auf dem Prämaxillare und Maxillare, bzw. im Unterkiefer zustandekam.

Die Zähne von *Omphalosaurus wolfi* sind zum größten Teil halbkugelig und haben eine zart genarbte, orangenhautähnliche, dünne, schwarze Schmelzoberfläche. Der Zahnschmelz hat eine Dicke von 1,8 bis 1,9 mm. Auf Taf. 2, Abb 2, sind auf den abgebildeten Prämaxillaren etwas längliche, pflasterförmige Zähne mit den Maßen 19 x 16 mm und 20 x 9 mm zu sehen.

Bei den Placodontiern wurde die Nahrung durch orthognathes Zusammenpressen der Kiefer zerquetscht. Demgemäß sind auch die Unterkiefer kurz und sehr kräftig entwickelt. Besonders die posterioren Knochenelemente zeigen genügend Ansatzfläche für die kräftige Kaumuskulatur. Das massive Schädelskelett bildet dafür die nötige Voraussetzung. Die Reduktion der Schädelgröße geht bei der Gattung *Cyamodus* so weit, daß der Schädel bereits breiter als lang ist. Das Verhältnis Schädelgröße zu Schädelbreite beträgt 1:1,15, bei *Placodus gigas* AGASSIZ, 1833–43, hingegen: 1:0,63.

Bei den Omphalosauriden sind die Kiefer im Vergleich zu den modernen Ichthyosauriern verkürzt, jedoch bedeutend länger als bei Placodon-

tiern. Um möglichst ökonomisch, das heißt mit geringem Energieaufwand die hartschalige Nahrung zu zerknacken, ist eine kurz-schnäuzige Form gegenüber einer lang-schnäuzigen im Vorteil. Die Schädelform muß natürlich mit der Funktionsweise, mit der Wirksamkeit der Muskel, konform gehen. Dadurch entsteht das für diese Tiergruppe typische „Nußknackergebiß“.

Nasenöffnung: Nach den isolierten Schädelknochen zu schließen, lag die Nasenöffnung nicht, wie bei den an das schnelle Schwimmen angepaßten Hochseeformen, nahe dem Auge, sondern etwas weiter vorne und näher der Medianebene. Im Zusammenhang mit dem massiven Knochenbau ist eine rasche Schwimmweise auszuschließen.

Thorakal-Abschnitt: Die Wirbel sind stark amphicoel und im Vergleich mit fortschrittlicheren Ichthyosauriern weisen sie eine relativ große Höhe auf.

Maße der Wirbel (in mm):

Transversaler Durchmesser des Wirbelkörpers	Transversale Breite über die Rippen-Faszetten gemessen	Höhe des Wirbelkörpers
81	—	45,4
45	80,2	56,8
50,2	74,2	—
62,2	74,8	—
74,4	79,8	58,5
77,8	68,0	59,8

Die Rippen sind vom distalen bis weit in den proximalen Bereich hohl. Dies hat rein mechanische Gründe. Hohle Rippen sind bei gleicher Stabilität leichter als massive, was eine Gewichtsreduktion und somit eine bessere Schwimmleistung bewirkt. Daß die Rippen nicht pachyostotisch sind, wie bei vielen sekundär zum Wasserleben übergegangenen Tiergruppen, dürfte ebenfalls mit der mehr schwimmenden Lebensweise des *Omphalosaurus wolfi* zusammenhängen. NOPCSA (1922) wie auch v. HUENE (1923) berichten von Pachyostose bei Omphalosauria wie auch bei Mesosauria, was sie in Richtung aquatische Adaption deuten. Pachyostotische Rippen haben aber nur Sinn bei vagil benthischen Tieren, wie beispielsweise bei See-

kühen. Die Spongiosa, bzw. der Hohlraum der Rippen ist von Kalk ausgefüllt. Bei einem Rippenfragment konnte wenige Zentimeter über der Schwellung ein Hohlraum von 11,5 mm bei einem Durchmesser von 22,1 mm gemessen werden.

Die Rippen in der Thorakalregion sind einköpfig, wie dies auch bei *O. nisseri* (WIMAN) bekannt wurde. Im Vergleich zu den fortschrittlicheren Ichthyosauriern sind die Rippen sehr kräftig entwickelt und im Querschnitt im proximalen Bereich oval, im distalen fast kreisförmig. Ihre durchschnittliche Dicke schwankt zwischen 27,8 und 30,7 mm. Im dorsoventralen Bereich schwellen die Rippenköpfe auf 53,9 mm an (siehe Taf. 1, linke untere Rippe) und erreichen bis zu 85,5 mm Breite. Auf Taf. 2, Abb. 3, sind drei Gelenksköpfe abgebildet, die von a nach c 72,5, 69,8 und 58,7 mm breit sind. Bei all diesen Rippen tritt nach 33 cm ventrad eine Schwellung auf. Die Rippe b schwillt von 26,8 auf einer Strecke von 6 cm auf 29,5 mm an und geht anschließend wieder auf 26,8 zurück. Ähnliches ist bei Rippe c zu konstatieren. Sie schwillt von 26,0 auf 32,6 an und setzt sich bauchwärts mit 30,7 mm fort. Die Bedeutung dieser Verdickungen ist derzeit noch unklar.

Extremitäten: Der Humerus weicht auffallend von *Omphalosaurus nisseri* (WIMAN) ab. Während der vorliegende langgestreckt und säulenförmig ausgebildet ist, ist jener aus Spitzbergen abgeflacht und breit. Es scheint, daß *Omphalosaurus wolfi* damit ein wesentlich primitiveres Merkmal aufweist, als dies bei *O. nisseri* der Fall ist. Ob diese Abweichung ausreichen wird, eine neue Gattung für *Omphalosaurus wolfi* zu errichten, kann erst nach eingehender Untersuchung der Extremitätenknochen und Vergleichen mit dem Originalmaterial aus Nevada und Spitzbergen ergeben. Die Schwierigkeit besteht darin, daß die Zugehörigkeit der einzelnen Extremitätenknochen zu *O. nisseri* durchaus nicht gesichert ist, da diese isoliert aus der Auftauschicht des Permafrostgebietes aufgesammelt wurden.

Gesamtlänge: Vom Kopf bis zur Brust sind 2 Meter überliefert. Die Gesamtlänge betrug mindestens 3,5 Meter.

Differentialdiagnose

Die größte Ähnlichkeit zeigt *Omphalosaurus wolfi* nov. sp. mit dem geringfügig älteren Verwandten *Omphalosaurus nevadanus* MERRIAM, 1906, aus den *Cymbospondylus* Beds (Anis) des South Fork of American Canyon, Humboldt County, Nevada, U.S.A. Auch hier sind die Schädelknochen sehr massiv entwickelt, die Schnauze kurz mit einer breiten Symphyse. Das Dentale ist etwa 120 mm (rekonstruiert) lang, bei der vorliegenden Art 290 mm. Die Schädelhöhe beträgt bei *O. nevadanus* 400 oder 410 mm (rekonstruiert). *Omphalosaurus wolfi* hingegen ist größer. Vom Angulare allein sind 295 mm erhalten. Die Pterygoidal-Fortsätze sind schlank und langgezogen und sehen jenen von *Youngina*, einem frühen Diapsiden aus dem Perm, sehr ähnlich. Sie schließen mit der Medianebene einen Winkel von 20° ein, bei *O. nevadanus* hingegen sind es 8°.

Von *Omphalosaurus nisseri* (WIMAN, 1910) aus dem unteren Saurierniveau von Middelhook, Isfjord, Dicksonland, West-Spitzbergen, liegen nur isolierte Knochenelemente vor. Die Art stammt aus den bituminösen Schieferen der Botneha Formation im Spath/Anis, bzw. unterste Anis. Der Fundort liegt über dem Niveau mit *Grippia* (WIMAN, 1910, 1928; BUCHAN et al., 1965; COX & SMITH, 1973; u. MAZIN, 1983). Die großen, halbkugelförmigen Zähne sind in drei Reihen angeordnet. Die Zahnbasis kann leicht gefaltet sein, was bei der Dürrenberger Art nicht beobachtet wurde. MAZIN (1983: 246) hält das Auftreten von kleinen Gaumenzähnen für möglich. Die vorliegende Art unterscheidet sich deutlich durch die größere Anzahl an Zahnreihen.

Systematische Stellung

Eines der vielen noch ungelösten Rätsel der Stammesgeschichte stellt die Abstammung der Ichthyosaurier dar. Sie treten unvermittelt zu Beginn der Trias, vor ca. 248 Millionen Jahren, auf

und sind, so weit wir das feststellen können, bereits bestens an das Leben im Wasser angepaßt. Ihr Ursprung von Landreptilien muß infolgedessen weit in die Perm-Zeit zurückreichen. Auf die Verwandtschaft zu den sehr frühen Diapsiden könnte auch die Form des Pterygoides von *Omphalosaurus wolffi* hinweisen, welches Ähnlichkeiten mit *Youngina*, einem frühen Diapsiden aus dem Perm, aufweist. (vgl. CARROLL, 1981). Aufgrund des Schädeldaches und der Palatal-Form scheinen die Ichthyosaurier zu den Diapsiden zu gehören. Am nächsten dürften sie mit den Younginiformes der Unterklasse Lepidosauromorpha verwandt sein, mit denen sie gemeinsame Vorfahren haben (MASSARE & CALLAWAY, 1990). BENTON (1990) faßt die Younginiformes und Protosaurus als Neopsida zusammen.

Bisher wurden fast alle Reptilgruppen als mögliche Ichthyosaurier-Vorfahren in Betracht gezogen. BAUR (1887) leitet sie von Sphenodon-ähnlichen Reptilien ab, OSBORN (1903) von Rhynchocephalia, MCGREGOR (1902) von Phytosauriern, v. HUENE (1922, 1923) von *Mesosaurus*, WILLISTON (1925) von *Protosaurus* und von Squamaten, ROMER (1948) von Pelycosauriern, APPLEBY (1959, 1961) von Schildkröten, TARSITANO (1982) und WILLISTON (1917) von Eidechsen, MAZIN (1982) von Sauripterygiern und Placodontier, TARSITANO (1983) von Eosuchiern, CARROLL (1985, 1988) von Thecodontiern und v. HUENE (1937) will die Ichthyosaurier direkt aus den Amphibien entstanden wissen.

Die ältesten Funde von Ichthyopterygiern stammen aus der unteren Trias. Von der Familie der Omphalosauridae MERRIAM, 1906, sind bisher folgende Arten bekannt geworden:

Unter-Trias:

Grippia longirostris WIMAN, 1928 (Spath von Spitzbergen)

Svalbardosaurus crassidens MAZIN, 1981 (Spath von Spitzbergen)

Utatusaurus hataii SHIKAMA, KAMEI & MURATA, 1978 (obere Oswa-Formation, Spath, Utatsu-cho, NW Japan)

Chaohusaurus geishanensis YOUNG & DONG,, 1972 (Qinlong Kalk, Spath von Geishan, Anhui-Provinz, China)

Omphalosaurus nectarhynchus MAZIN & BUCHER, 1987 (Spath: *Prohungarites* und *Subcolumbites*-Zone von Nevada)

Thaisaurus chonglakmanii MAZIN; SUTEETHORN, BUFFETAUT, JAEGER & HELMCKE-INGAVAT, 1991 (Skyth, Pattalung, Thailand)

Aus der Mitteltrias:

Omphalosaurus nisseri (WIMAN, 1910) „Pessopteryx“, Spitzbergen, Isfjord, unteres Saurierniveau (Skyth/Anis)

Omphalosaurus arctica (WIMAN, 1910)* „Pessopteryx“ Isfjord, unteres Saurierniveau (Skyth/Anis)

Omphalosaurus pinguis (WIMAN, 1910)* „Pessopteryx“ Spitzbergen Isfjord, unteres Saurierniveau (Skyth/Anis)

Omphalosaurus minor (WIMAN, 1910)* Spitzbergen (Skyth/Anis)

Omphalosaurus nevadanus MERRIAM, 1906, Nevada (Mittel-Trias)

Tholodus schmidi H. v. MEYER, 1851, Deutschland (Muschelkalk: Wellendolomit; entspricht dem Anis: Bithyn)

*Nach MAZIN (1983): nomina dubia

Die Gattung *Omphalosaurus* MERRIAM, 1906, wurde erstmals aus dem Oberanis der West Humboldt Range, NW-Nevada (U.S.A) bekannt. Diese kurzschädelige Gattung, mit der Typusart *Omphalosaurus nevadanus* MERRIAM, basiert auf einem fast vollständigen Schädelskelett, welches an der Universität von California, Berkeley, aufbewahrt wird. Eine Neuinterpretation der Schädelelemente wurde von MAZIN (1986) durchgeführt. Die Struktur des Gaumens und der Mandibel ist nach MERRIAM & BRYANT (1911) jener eines *Plesiosaurus* nicht unähnlich, während andere Merkmale auf den Rhynchocephalen-Typ deuten. Charakteristisch sind die Zähne, die in drei bis fünf Reihen angeordnet sind. Sie sind annähernd halbkuppelförmig, mit

kreisrundem Querschnitt. MCGOWAN (1972) lehnt die Zuordnung von *Omphalosaurus* zu den Ichthyopterygiern ab.

Ebenfalls aus der Humboldt Range NW-Nevadas wurde eine zweite Art *Omphalosaurus nettarhynchus* MAZIN & BUCHER, 1987, beschrieben. Diese Spezies tritt im unteren Schichtglied der Prida Formation auf, welche in die Unter-Trias (O-Skyth: Spath: *Prohungarites-Subcolumbites* Beds) eingestuft wird. Aufgrund seiner spatulaten Schnauze trägt diese Art zu Recht ihren Namen, was soviel wie „Entenschnabel“ bedeutet. Eine analog breite Schnauze besitzt auch der Placodontier *Henodus chelyops* v. HUENE, 1936, aus dem Gipskeuper (Karn von Thüringen, Deutschland).

Eine weitere, sehr altertümliche Ichthyosaurierart mit typischen knopfförmigen Quetschzähnen ist *Phalarodon fraasi* MERRIAM (1910), welche aus der Mitteltrias der westlichen Humboldt Range beschrieben wurde. Hier liegt die Nasenöffnung vor der Orbita nahe der Mediane, und zwar zwischen Maxillare und Nasale. Gegen proximal grenzt es an das Präfrontale an. Die Zähne sind im Vergleich mit der Schädellänge (etwa 180 mm, rekonstruiert) relativ groß. Sie sind zwischen 10 und 13 mm lang, 6 mm hoch und occlusal abgeflacht.

Aus isoliertem Knochenmaterial der Unter-Trias (Skyth) von Spitzbergen (Svalbard) hat WIMAN (1910) zahlreiche „Arten“ von *Pessopteryx* beschrieben: *P. nisseri* WIMAN, *P. arctica* WIMAN, *P. pinguis* WIMAN, *P. minor* WIMAN. Diese dürften ebenfalls zum Genus *Omphalosaurus* gehören. Wahrscheinlich trifft das auch für die Gattung *Tholodus* zu. Auch von diesem Genus, das von v. MEYER (1851) aus dem Muschelkalk bekannt wurde, liegen nur Fragmente des Zahnapparates und einzelne Zähne vor. (PEYER, 1939; SANDER & MAZIN, 1993).

Ebenfalls aus Spitzbergen und Nordamerika stammt die Gattung *Grippia*, mit der einzigen Art *Grippia longirostris* WIMAN, 1928, welche mit *Omphalosaurus* nahe verwandt ist.

Zwei kleine Gattungen aus der Unter-Trias, *Chaohusaurus* YOUNG & DONG, 1972 aus China und *Utatusaurus* SHIKAMA, KAMEI & MURATA,

1978, wurden aus der unteren Trias von Japan und Spitzbergen beschrieben. Diese beiden Gattungen erreichen etwa 1 Meter Gesamtlänge. Ob die untertriadische Gattung *Nanchangosaurus* YOUNG & DONG, 1972 („*Hupehsuchus*“), die aus China bekannt wurde, zu dieser Ordnung gehört, ist fraglich. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um einen Archosaurier, eventuell um einen Thecodontier.

Wie bei vielen anderen Stammesgruppen, so beginnen offensichtlich auch die Ichthyopterygier mit kleinen Arten. Die skythischen Vertreter werden nur annähernd einen Meter groß, doch schon in der Mitteltrias erreichen sie, wie in unserem Fall, mindestens 3,5 Meter Länge. Die hochseetüchtigen, pelagischen Arten der oberen Trias werden immerhin 15 Meter groß.

Nach TARSITANO (1982, 1983) und MASSARE & CALLAWAY (1990) stammen die Ichthyosaurier höchstwahrscheinlich von den Diapsiden ab. Wenn dies zutrifft, so müssen die Ichthyosaurier ihr unteres Schläfenfenster verloren haben. Ihr Ursprung wäre unter den primitiven Lepidosauromorphen zu suchen, zu denen auch die heutigen Tuataras, Eidechsen und Schlangen gehören. Die primitiven Diapsiden haben ihre ursprüngliche terrestrische Fortbewegungsart, nämlich die seitliche Undulation der gesamten Körperachse, beibehalten. Der Verlust des Brustbeines, das bei den ursprünglichen Lepidosauromorphen noch vorhanden ist, scheint mit dem Übergang zum aquatischen Leben zusammenzuhängen. Zur Evolution vom krokodilartigen Räuber des Seichtwassers bis zum delphinartigen, hochkörperigen Räuber auf offener See, einem gewandten, ausdauernden Hochseeschwimmer, war eine Reihe von Umkonstruktionen notwendig. So hatten die triadischen Fische noch längere und beweglichere Nacken und Körper als die mehr delphinartig geformten, „fortschrittlichen“ Ichthyosaurier. Für die ursprünglicheren Ichthyosaurier ist auch eine relativ breite, lange und horizontal gestellte Schwanzflosse anzunehmen.

Wegen des Auftretens von einem Schläfenfenster hat man die Sauropterygier mit den Pla-

codontia zusammen in die Unterklasse der Synapsiden gestellt. Ihre Schläfenöffnung ist aber nicht homolog, sodaß heute nur mehr die Pelycosaurier und Therapsida als Synapsida zusammengefaßt werden. Aufgrund der Schläfenverhältnisse rechnet KUHN-SCHNYDER (1963) die Sauropterygier zu den Diapsida (OSBORN), die Placodontia hingegen zu den Synapsida (OSBORN). Für Reptilien mit einer Schläfenöffnung, die höher als bei den Synapsida liegt, wurde die Unterklasse Euryapsida (COLBERT) = Synapsosauria (WILLISTON) aufgestellt. Auch bei den Ichthyopterygia ist nur eine einzige, obere Schläfenöffnung vorhanden. Diese wird durch das Postfrontale und Supratemporale begrenzt. Oft wird dafür auch die Bezeichnung Parapsid gebraucht.

Die Sauropterygier, wie auch die Placodontier zeigen beide typische Anpassungserscheinungen an das Leben im Meer. Während bei den ersteren der Hals, vor allem durch Vermehrung der Halswirbel, verlängert wird, kommt es bei den Placodontia zu einer Reduktion der Praesacralwirbel. Bei *Placodus* sind es 28, bei *Henodus* nur mehr 19, was offenbar mit der Ausbildung eines dermalen Panzers zusammenhängt. Von allen meeresbewohnenden Reptilien haben sich die Placodontia am wenigsten an das Leben im Wasser angepaßt. *Henodus* hat einen vollständig knöchernen Carapax entwickelt und sah einer Schildkröte nicht unähnlich. Das Ausweichen in die Schildkrötennische war von keinem anhaltenden Erfolg gekrönt. *Henodus* starb mit der zunehmenden Verbreitung der Testudinata aus.

Im Übergangsstadium vom terrestrischen zum aquatischen Leben haben sich die ersten Ichthyosaurier zuerst noch an den festsitzenden oder sich nur langsam fortbewegenden benthischen Organismen gütlich getan. Dazu waren auch keine besonderen Anpassungen an schnelles Schwimmen nötig, wie dies bei den meisten der klassischen Fische von der Obertrias bis in die Kreide hinein der Fall gewesen ist.

Paläobiologie der Ichthyosaurier

Die ältesten bekannten Ichthyosaurier stammen aus dem unteren Skyth. Sie sind noch klein, etwa einen Meter groß, sind aber bereits bestens an das ständige Leben im Wasser angepaßt. Schon in der Obertrias und im unteren Lias entwickeln die Fische oft riesige Formen, die nach ihrem Körperbau auf schnelle, wendige Tiere hinweisen. Auf ein permanentes Leben im Wasser zeigen Funde mit Jungtieren im Mutterleib. Ichthyosaurier waren lebendgebärend, ihre Jungen kamen als Steißgeburt zur Welt. (WOODWARD, 1906; BÖTTCHER, 1990). Das Vorkommen von Jungtieren im Mutterleib hat einige Autoren verleitet, an Kannibalismus zu denken (SEHRWALD, 1913). Die Viviparie dürfte sich höchstwahrscheinlich schon bei den landlebenden Vorfahren der Ichthyosaurier entwickelt haben. Ein ähnliches Verhalten zeigt die rezente Kuhhorn-Krötenechse (*Phrynosoma douglassi*), welche bis zu 36 Junge zur Welt bringt.

Die Schädel der Ichthyosaurier sind symmetrisch gebaut, während sie bei Walen, vornehmlich bei den höher entwickelten, Asymmetrien zeigen. Diese Asymmetrie dient der besseren Schallortung ihres Echolotsystems. Einerseits senden die Wale Schallwellen aus, um sich untereinander über Hunderte von Kilometern zu verständigen, den Partner zu finden oder einander vielleicht sonstiges mitzuteilen, andererseits erzeugen sie Laute, um ihre Beute anzupeilen, zu loten. Auch hier haben wir sehr früh die Sondersung in Barten- und Zahnwale. Beide benutzen unterschiedliche Frequenzen, da auch ihre Nahrung unterschiedliche Größe aufweist. Ichthyosaurier hingegen entwickeln große, von einem Sklerotikalring geschützte Augen. Wale sind akustisch, Ichthyosaurier optisch und wahrscheinlich auch olfaktorisch orientiert. Daraus folgt, daß Ichthyosaurier nicht in so große Wassertiefen vorgestoßen sind, wie dies bei Walen der Fall ist (Pottwale tauchen bis zu 1000 m Tiefe), dazu waren sie auch physiologisch nicht in der Lage. Ichthyosaurier, auch die pelagischen Arten, lebten höchstwahrscheinlich in gut durchlichteten Gewässern, um ihre Beute, die sie

sehen mußten, auch verfolgen und fressen zu können.

Auch die Größenentwicklung der Ichthyosaurier von 1 Meter Gesamtlänge in der Untertrias bis zu 15 Meter in der Obertrias (*Shonisaurus*) ist in Hinblick auf Energieersparnis und schnellere Fortbewegung zu sehen.

Die Nasenöffnung verlagert sich bei den Ichthyosauriern, wie bei den Walen, von der Schnauzenspitze nach hinten. Langsam schwimmende Tiere, bzw. im Wasser oder am Ufer auf Beute lauende Krokodile und Flußpferde haben die Nasenöffnungen an der Spitze der Schnauze. Bei den typischen, hochentwickelten Ichthyosauriern liegt die Nasenöffnung ventral verschoben, knapp vor dem großen Auge. Wie aber haben die Saurier, die ja luftatmende Tiere sind, geatmet?

Die Lebensdarstellungen von Ichthyosauriern, die gleich den Delphinen aus dem Wasser springen, sind falsch, da sie die prinzipiellen Konstruktionsmechanismen und die damit verbundenen Bewegungsweisen von Reptilien nicht berücksichtigen. An ein Herauspringen aus dem Wasser, wie es die Wale machen, ist nicht zu denken. Diese Bewegungsart setzt eine dorsoventrale Verkrümmung der Wirbelsäule voraus. Diese kommt bei Ichthyosauriern aus Gründen der Biomechanik nicht in Frage. Reptilien, wie auch Fische, bewegen sich axial, das heißt durch eine lateral schlingelnde Veränderung ihrer gesamten Körperachse fort. Da ihre Nasenöffnung dabei nicht an die Oberfläche kommt, muß sich das Tier folglich leicht um seine Achse gedreht haben. Dabei darf der Fluß der Bewegung nicht gestört werden (KLIMA, 1992, 1993). Einerseits wäre es sehr unpraktisch, wenn bei der Verfolgung der Beute der Ichthyosaurier durch Atemholen aufgehalten wäre, denn dann könnte die Beute entwischen, und andererseits wäre das Tier bei einer etwaigen Verfolgung durch einen Räuber durch das in der Bewegung hinderliche Atemholen eingeholt und überwältigt worden. Die Verlagerung der Nasenöffnung kann infolgedessen nicht ein Irrweg in der Evolution gewesen sein, sondern eine höchst zweckmäßige Anpassungserscheinung an eine schnelle Schwimmweise nach den vorgegebenen Konstruktionsme-

chanismen des Tieres. In seiner Arbeit über die Fortbewegungsweise der Ichthyosaurier unterscheidet RIESS (1986) vier Lokomotionstypen, wobei er beispielsweise für *Stenopterygius*, *Ophthalmosaurus*, *Macropterygius* und *Platypterygius* Unterwasserfliegen postuliert, was von der Konstruktion der Ichthyosaurier her ganz und gar unmöglich ist.

Für die Drehbewegung dürften auch die paarigen Vorder- und Hinter-Extremitäten eine wichtige Rolle gespielt haben. Zum Antrieb waren die Flossen bei den Ichthyosauriern, wie auch bei den stammesgeschichtlich später auftretenden Walen, von geringer oder keiner Bedeutung. Auch bei den Walen werden die Flossen, es ist hier nur mehr die vordere Extremität vorhanden, vorwiegend zur Steuerung benötigt.

Eine paraxiale Schwimmweise ist auch für die primitiven Ichthyosaurier unwahrscheinlich. Die Extremitäten dienten vorwiegend zur Steuerung. Die axiale Fortbewegung übernahm der gesamte Rumpf- und Schwanzbereich. Die axiale Bewegung ist auch hydrodynamisch der paraxialen überlegen. Selbst die auf den Galapagosinseln lebende Meerechse (*Amblyrhynchus cristatus*), die seinerzeit schon die Aufmerksamkeit Darwins auf sich gezogen hatte, schwimmt behend durch schlangenförmige Bewegungen ihres Körpers. Ihre Gliedmaßen sind dabei lateral an diesen angelegt. Ähnlich wird auch *Omphalosaurus* geschwommen sein. Bei den fortschrittlicheren Ichthyosauriern wird der Antrieb hauptsächlich durch die terminale Flosse übernommen.

Über die Art und Effektivität des Schwimmens, in Abhängigkeit von der Körperform, hat UNGERECHTS (1980) eine grundlegende Arbeit präsentiert. MASSARE (1988) berechnete von 115 marinen fossilen Reptilien die maximalen Geschwindigkeiten, welche zwischen 1,8 bis 2,7 m/sec (3 m/sec = 10,3 km/h) liegen. Für die mesozoischen Reptilien sind eher die geringeren Geschwindigkeiten anzunehmen. Die langkörperigen Formen (*Omphalosaurus*) waren gegenüber den tiefkörperigen (*Ophthalmosaurus*, *Shonisaurus*) bedeutend langsamer. Auch die typische Torpedo- oder Delphinform, die den oberju-

rassischen Fischechsen eigen ist, zeigt ebenfalls auf bedeutend bessere Schwimmleistungen hin, als bei den mehr oder weniger plumpen Omphalosauriern. Für *Omphalosaurus wolfi* waren sicherlich 5 km/h zur Verfolgung von Ammoniten ausreichend, was einer Geschwindigkeit von 1,4 m/sec entspricht. Es ist nicht anzunehmen, daß Ammoniten, zumindest der Großteil dieser Molluskengruppe, viel schneller geschwommen sind als der rezente Nautilus.

Bei den fortschrittlicheren Hochseeschwimmern unter den Ichthyosauriern ist das Schwanzende in charakteristischer Weise nach unten abgelenkt. Dieser Winkel beträgt bei *Stenopterygius hauffianus* zwischen 8° und 27°, und bei *Stenopterygius quadriscissus* zwischen 23° und 39°. Obwohl bei dem vorliegenden Exemplar das caudale Ende fehlt, ist eine derartige Abknickung mit Sicherheit auszuschließen. Mit der funktionellen Morphologie der caudalen Flosse hat sich MCGOWAN (1992) beschäftigt.

Die im Laufe des Mesozoikums erfolgte Veränderung in der Form der Ichthyosaurier ist nicht nur Ausdruck in der Veränderung des Habitates (Flachwasser zur Hochsee), sondern auch in der Bewegungsweise (von langsamen zu schnellen Schwimmern) und Ernährung (festsitzende oder sich nur langsam fortbewegende hartschalige Organismen zu schnelleren Beutetieren wie Tintenfische).

Omphalosaurus ist an hartschalige Nahrung bestens angepaßt, wie es für die meisten untertriadischen Ichthyosaurier gilt. Dafür sprechen nicht nur die knopfförmigen Zähne, sondern auch der massive Knochenbau des Schädelkellertes, sowie seine Kurzschnäuzigkeit. Dadurch kommt die Kraftübertragung, die beim Zerquetschen der hartschaligen Nahrung nötig ist, am besten zur Wirkung. Ob die vorliegende Art sich ebenfalls von benthischen Organismen, wie Muscheln, Schnecken und Brachiopoden ernährte, ist nicht gesichert. Eventuell hat sich der Dürnberger Saurier von Ammoniten ernährt, worauf sein Vorkommen im pelagischen Faziesraum hinweisen könnte. Eine ganz spezielle Anpassung

stellt die spatulate Schnauze bei *Omphalosaurus nettarhynchus* MAZIN & BUCHER, 1987, dar, welche als Anpassung zum Graben gedeutet wird. Unter Ichthyosauriern ist das eine ziemlich ungewöhnliche Lebensweise. Es handelt sich dabei um kleine Seichtwasser-Bewohner. Es ist auch ziemlich unwahrscheinlich, daß diese Tiere den Ozean gequert haben. Warum bislang, mit Ausnahme der Gattung „*Tholodus*“, keine durophagen Ichthyosaurier gefunden wurden, soll nach SANDER & MAZIN (1993) mit der Besetzung dieser speziellen ökologischen Nische durch die ebenfalls durophagen Placodontia, begründet sein. Aber auch die besondere paläogeographische Situation muß mitberücksichtigt werden, da die Tethys im Westen geschlossen war und eine Verbindung mit den Populationen in Nevada oder auch in Spitzbergen aus dem pazifischen Gebiet nur schwer möglich war.

Danksagung

Herzlicher Dank gebührt dem generösen Grundeigentümer, der, um vor wilden Grabereien geschützt zu sein, lieber namenlos bleiben möchte.

Mein besonderer Dank gilt den Herrn Walter Haslauer, Ing. Sepp Huber, Walter Krispler, Alfred Leiblfinger, Oliver Montag, Ernst Neureiter, Horst Ruschak, OAR Erich Urbanek, Ing. Joop van der Wielen, Walter Wilflingseder und Gerhard Wolf, die mir bei der Grabung unentgeltlich geholfen haben.

Die Alfried Krupp von Bohlen und Halbach Stiftung hat den Großteil der Kosten für die Präparation übernommen und somit erst eine Bearbeitung des Fundes ermöglicht, wofür ich meinen verbindlichen Dank ausspreche. Der Marktgemeinde Golling, unter der Leitung des Bürgermeisters Hermann Rettenbacher, und der Salzburger Heimatpflege, welche den fehlenden Geldbetrag zur Verfügung stellten, gebührt aufrichtiger Dank.

Für die sehr zeitaufwendige Präparation danke ich Herrn Oliver Kunze (Stuttgart), sowie Herrn

Dr. Rupert Wild (Stuttgart), welcher in geduldiger Weise die schwierige Präparation überwachte.

Mein Dank gilt auch für Wolfgang Veigl für die Großaufnahme und Herrn Mag. Johann Burgstaller für die Detailaufnahmen des Sauriers.

Literatur

- APPLEBY, R.M. (1959): The origin of the ichthyosaurs. – *The New Scientist*, **6**, 758–760, London.
- APPLEBY, R.M. (1961): On the Cranial morphology of Ichthyosaurs. – *Proc. Zool. Soc.*, London, **137**, 333–370, London.
- APPLEBY, R. M. (1979): The affinities of Liassic and later Ichthyosaurs. – *Palaeontology*, **22**, 4, 921–946, London.
- BAUR, G. (1887 a): On the morphology and origin of the Ichthyopterygia. – *American Naturalist*, **21**, 837–840, Boston.
- BAUR, G. (1887 b): Über den Ursprung der Extremitäten der Ichthyosauria. – *Berichte über die Versammlungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines*, **20**, 17–20, Stuttgart.
- BENTON, M.J. (1985): Classification and phylogeny of the diapsid reptiles. – *Zool. J. Linn. Soc.*, **84**, 147–164, London.
- BENTON, M.J. (1990): *Vertebrate Palaeontology Biology and Evolution*. – 377 S., zahlr. Abb., Unwin Hyman, London, Boston, Sydney, Wellington.
- BÖTTCHER, R. (1990): Neue Erkenntnisse über die Fortpflanzungsbiologie der Ichthyosaurier (Reptilia). – *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde*, B, **164**, 1–51, 7 Abb., 7 Taf., 1 Tab., Stuttgart.
- BRAUN, J. & REIF, W.-E. (1985): A survey of aquatic locomotion in fishes and tetrapods. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **169**, 307–332, 14 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- BRINKMAN, D.B. & NEUMAN, A.G. (1987): Lower Triassic Vertebrates from the Sulphur Mountain Formation, Wapiti Lake, British Columbia. – *Geol. Ass. Canada, Min. Ass., Canada 1987 joint annual meeting, program with abstracts*, 12, p. 26. Saskatoon, SK.
- BRINKMAN, D. B., ZHAO Xijin & NICHOLLS, E. L. (1992): A primitive ichthyosaur from the Lower Triassic of British Columbia, Canada. – *Paleontology*, **35**, 2, 465–474, 5 Abb., 2 Tab., London.
- BUCHAN, S.H., CHALINOR, P., HARLAND, W.B. & PARKER, J. P. (1965): The Triassic stratigraphy of Svalbard. – *Norsk Polarinstittut Skr.*, n. r., **135**, 1–94, Oslo.
- BUFFRENIL, V. de, MAZIN, J.-M. & RICQLES, A de (1987): Caractères structuraux et mode de croissance du fémur d'*Omphalosaurus nisseri*, Ichthyosaurien du Trias Moyen de Spitzberg. – *Ann. Paléont. (Vert.-Invert.)* 1987, **73**, 3, 195–216, 12 Abb., Paris.
- BUFFRENIL, de V. & MAZIN, J.-M. (1990): Bone histology of the ichthyosaurs : comparative data and functional interpretation. – *Paleobiology*, **16**, 4, 435–447, 4 Abb., Chicago, Illinois.
- CALLAWAY, J.M. (1987): Ancestry and phylogeny of ichthyosaurs. – *J. Vertebr. Paleont.*, **7** (3 Suppl.), p. 13, Norman, Oklahoma.
- CALLAWAY, J. M. (1989 a): Systematics, phylogeny, and ancestry of Triassic ichthyosaurs. – Ph. D. thesis, University of Rochester, 217 p., Rochester, N.Y.
- CALLAWAY, J.M. & BRINKMAN, D.B. (1989): Ichthyosaurs (Reptilia, Ichthyosauria) from the Lower and Middle Triassic Sulphur Mountain Formation, Wapiti Lake Area, British Columbia, Canada. – *Canadian J. Earth Sci.*, **126**, 1491–1500, 7 Abb., Tulsa.
- CALLAWAY, J.M. & MASSARE, J. A. (1989): Geographic and Stratigraphic Distribution of the Triassic Ichthyosauria (Reptilia; Diapsida). – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **178**, 1, 37–58, 4 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- CAMP, C.L. (1980): Large Ichthyosaurs from the Upper Triassic of Nevada. – *Palaeontographica*, Abt. A, **170**, 139–200, 66 Abb., Stuttgart.
- CARROLL, R. L. (1981): Plesiosaur ancestor from the Permian of Madagascar. – *Phil. Trans. R. Soc. London*, B, **293**, 315–383, London.
- CARROLL, R.L. (1985): Evolutionary constraints in aquatic diapsid reptiles. – *Special Papers in Paleontology*, **33**, 145–155.
- CARROLL, R.L. (1988): *Vertebrate Paleontology and Evolution*. – xiv + 698 S., zahl. Abb., W.H. Freeman & Co, New York.
- COX, C.B. & SMITH, D.G. (1973): A review of the Triassic vertebrate faunas of Svalbard. – *Geol. Mag.*, **110**, 405–418, London.
- DONG, Z.-M. (1980): The distribution of Triassic marine reptiles in China. – In: GAETANI, M. (ed.): *Contributi-*

- ons-to the Triassic stratigraphy. – Riv. Ital. Paleont. Stratigrafia, **85**, 3/4, 1231–1238, Taf. 74, Milano.
- FLEISCHER, G. (1976): Schädelbau und physiologische Leistungen der Ichthyosaurier. – Zbl. Geol. Paläont. Teil II, Jg. **1976**, 5/6, 288–290, 2 Abb., Stuttgart.
- FRAAS, E. (1891): Die Ichthyosaurier der Süddeutschen Trias-und Jura-Ablagerungen. – 1–81, 14 Taf., Verlag H. Laupp, Tübingen.
- FRAAS, E. (1905): Reptilien und Säugetiere in ihren Anpassungserscheinungen an das marine Leben. – Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemb., **61**, 347–386, Stuttgart.
- GORDON EMUND, A. (1960): Tooth Replacement Phenomena in the Lower Vertebrates. – Life Sciences Division Royal Ontario Museum Toronto, Contribution No. **52**, 1–42, University of Toronto Press, Toronto.
- HUENE, F. VON (1916): Beiträge zur Kenntnis der Ichthyosaurier im deutschen Muschelkalk. – Palaeontographica, **62**, 1–68, 96 Abb., 1 Textteil., 7 Taf., Stuttgart.
- HUENE, F. VON (1922): Die Stammesentwicklung der Ichthyosaurier. – Paläont. Z., **5**, 265, Stuttgart.
- HUENE, F. VON (1923 a): Lines of phyletic and biological development of the Ichthyopterygia. – Bull. geol. Soc. Amer., **34**, 463–468, 2 Abb., Boulder, Colorado.
- HUENE, F. VON (1923 b): Die Stammesgeschichte der Ichthyosaurier. – Paläont. Z., **5**, 265–271, Berlin.
- HUENE, F. VON (1937): Die Frage nach der Herkunft der Ichthyosaurier. – Bull. geol. Inst. Upsala, **27**, 1–9, Upsala.
- HUENE, F. VON (1951): Eine neue Ichthyosaurier-Gattung der mittleren Trias. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **94**, 80–92, 3 Abb., Stuttgart.
- HUENE, F. VON (1956): Ichthyosauria – In: HUENE, F. von: Paläontologie und Phylogenie der Niederen Tetrapoden, 716 S., 690 Abb., (117–146, Abb. 154–181), VEB Gustav Fischer Verlag, Jena.
- HUENE, F. VON (1960): Die Frage der Herkunft der Ichthyosaurier. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **4**, 174–148, Stuttgart.
- KLIMA, M. (1992): Schwimmbewegung und Auftauchmodus bei Walen und Ichthyosauriern. – Natur und Museum, **122**, 1, I: Anatomische Grundlagen der Schwimmbewegungen. 1–17, 3, II: Vergleich des Auftauchmodus. 73–89, Frankfurt am Main.
- KLIMA, M. (1993): Über einen möglichen Auftauchmodus bei den Ichthyosauriern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **188** (3), 389–412, 14 Abb., Stuttgart.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1994): Anisian to Middle Carnian Radiolarian Zonation and Description of some Stratigraphically Important Radiolarians. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **Sbd. 3**, 39–255, 10 Abb., 51 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H., KRAINER, K. & MOSTLER, H. (1994): Middle Triassic Conodonts from the Southern Karawanke Mountains (Southern Alps) and their Stratigraphic Importance. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **19**, 165–200, 3 Abb., 4 Taf., Innsbruck.
- KRIPP, D. (1954): Schwimmtechnische Betrachtungen bei großen Hochseeschwimmern mit terminalem Antrieb, vornehmlich bei Ichthyosauriern. – Österr. zool. Z., **4**, 460–488, Wien.
- KUHN, O. (1934): Ichthyosauria. – Fossilium Catalogus I: Animalia, **63**, 1–75, W. Junk, Berlin.
- KUHN, O. (1957): Amphibien und Reptilien stellen nur eine Klasse der Wirbeltiere dar. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1957**, 37–42, Stuttgart.
- KUHN, O. (1961): Fossilium Catalogus I: Animalia (Editus a W. QUENSTEDT edenda curavit F. WESTPHAL): Reptilia, Supplementum I (Millerosauria, Placodontia, Eunotosauria, Bolosauria, Weigeltisauria, Thalattosauria, Pleurosauria, Araeoscelida, Choristodera) – 1–47, 5 Taf., Uigeverij Dr. W. Junk, 's-Gravenhage.
- KUHN, O. (1964 a): Umfangreiche Polyphylie der Amphibien und Reptilien. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1964**, 169–176, Stuttgart.
- KUHN, O. (1964 b): Ungelöste Probleme der Stammesgeschichte der Amphibien und Reptilien. – Jh. Ver. vaterl. Naturkunde Württemberg, **118/119**, 293–325, Stuttgart.
- KUHN, O. (1965): Ichthyosauria. – Fossilium Catalogus I: Animalia, Pars 110, W. Junk, Berlin.
- KUHN, O. (1971): Die Saurier der deutschen Trias. – 105 S., 52 Abb., Verlag Gebr. Geiselberger, Altötting.
- KUHN-SCHNYDER, E. (1963): Wege der Reptiliensystematik. – Paläont. Z., **37**, 61–87, 6 Abb., Stuttgart.
- KUHN-SCHNYDER, E. (1965): Sind die Reptilien stammesgeschichtlich eine Einheit? – Umschau, **1965**, 5, 149–155, 7 Abb., Frankfurt.
- KUHN-SCHNYDER, E. (1967): Das Problem der Euryapsiden. – Colloques intern. Cent. nat. Rech. Sci. Paris, **163**, 1966, 335–349, 11 Abb., 1 Taf., Paris.
- KUHN-SCHNYDER, E. (1980 a): Über Reste eines großen Ichthyosauriers aus den Buchensteiner Schichten

- (ladinische Stufe der Trias) der Seceda (NE St. Ulrich/Ortisei, Prov. Bozen, Italien). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **83**, 231-244, Wien.
- KUHN-SCHNYDER, E. (1980 b): Observations on temporal openings of reptilian skulls and the classification of reptiles. – In: JACOBS, L.L. (Ed.): Aspects of Vertebrate History, 155–175, Museum of Northern Arizona Press, Flagstaff.
- KUMMER, B. (1975): Biomechanik fossiler und rezenter Wirbeltiere. – Natur und Museum, **105**, 156–167, Frankfurt.
- MASSARE, J.A. (1984): The Ecology and Evolution of Mesozoic marine reptiles. – Ph D thesis, The Johns Hopkins University, 182 p., Baltimore, Maryland.
- MASSARE, J.A. (1986): Convergent evolution of body shape in Mesozoic marine diapsid reptiles. – Geol. Soc. Amer., 99th annual meeting, **18**, 6, p. 685, San Antonio.
- MASSARE, J.A. (1987): Tooth morphology and prey preference of Mesozoic marine reptiles. – J. Vertebr. Paleont., **7**, 121–137, 16 Abb., 3 Tab., Lawrence, Kansas.
- MASSARE, J.A. & CALLAWAY, J.M. (1987): The ecology of Triassic ichthyosaurs. – J. Vertebr. Paleont. **7** (3 Suppl.), p. 20, Lawrence, Kansas.
- MASSARE, J.A. (1988 a): Swimming capabilities of Mesozoic marine reptiles: implications for methods of predation. – Paleobiology, **14**, 187–205, 7 Abb., Lawrence, Kansas.
- MASSARE, J.A. & CALLAWAY, J.M. (1988 b): Live birth in ichthyosaurs; evidence and implications. – J. Vertebr. Paleont., **8** (3 suppl.), 21A, Lawrence, Kansas.
- MASSARE, J.A. & CALLAWAY, J.M. (1988 c): Taxonomic and ecologic diversity of early ichthyosaurs. – J. Vertebr. Paleont., **8** (3 Suppl.), p.10A, Lawrence, Kansas.
- MASSARE, J.A. & CALLAWAY, J.M. (1990): The affinities and ecology of Triassic Ichthyosaurs. – Geol. Soc. Amer. Bull., **102**, 409–416, 6 Abb., Boulder, Colorado.
- MASSARE, J. A. (1994 b): Swimming capabilities of Mesozoic marine reptiles: a review. – In: MADDOCK, L., BONE, Q. & RAYNER, J. M. V. (Ed.): Mechanics and Physiology of animal swimming, 133–149, 5 Abb., Cambridge University Press, Cambridge.
- MAZIN, J.-M. (1980): Les ichthyopterygia du Trias supérieur de Nouvelle Calédonie. Implications paléobiogéographiques. – Rev. Paléobiol., **4**, 2, 177–182, Genève.
- MAZIN, J.-M. (1981 a): *Svalbardosaurus crassidens* n.g., n.sp., un ichthyopterygien nouveau du Spathien (Trias inférieur) du Spitzberg. – C. R. Séances Acad. Sci. (III), Sciences de la Vie, **293**, II, 203–205, 1 Abb., Paris.
- MAZIN, J.-M. (1981 b): *Grippia longirostris* WIMAN, 1929, un ichthyopterygia primitif du Trias inférieur du Spitzberg. – Bull. Mus. Nat. Hist. Natur. ser. 4, 3, sec. C, No. 4, 317–340, 16 Abb., 1 Taf., Paris.
- MAZIN, J.-M. (1982 a): Affinités et phylogénie des Ichthyopterygia. – Geobios, Mém. spéc., **6**, 85–98, 8 Abb., Lyon.
- MAZIN, J.-M. (1982 b): Répartition stratigraphique et géographique des Mixosauria (Ichthyopterygia). Provincialité marine au Trias moyen. – Actes du Symposium Paléontologique Georges Cuvier, 525–538, 5 Abb., Montbéliard.
- MAZIN, J.-M. (1983 a): *Omphalosurus nisseri* (WIMAN, 1910), un ichthyoptérygien à denture broyeuse du Trias moyen du Spitzberg. – Bull. Mus. Nat. Hist. Natur, **4**, 5, sec. C, no. 2, 243–263, 7 Abb., 5 Taf., Paris.
- MAZIN, J.-M. (1983 b): Répartition stratigraphique et géographique des Mixosauria (Ichthyopterygia). Provincialité marine au Trias moyen. – In: BUFFETAUT, E. MAZIN, J.-M. & SALOMON, E. (eds): Actes du Symposium Paléontologique George Cuvier, 1982, 375–387, Montbéliard.
- MAZIN, J.-M. (1983 c): L'implantation dentaire chez les Ichthyopterygia (Reptilia). – N. Jb. Geol. Paläont, Mh., **1983/7**, 406–418, 5 Abb., Stuttgart.
- MAZIN, J.-M. (1984 a): Les Ichthyopterygia du Trias du Spitzberg: Descriptions complémentaires à partir d'un nouveau matériel. – Bull. Mus. Nat. Hist. Natur., **4**, 6, sec. C, 309–320, 2 Abb., 3 Taf., Paris.
- MAZIN, J.-M. (1984 b): Paleobiology of the Lower Triassic marine reptiles. – Third Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems, Short Papers. Ed. by W.-E. REIF & F. WESTPHAL, 135–140, 2 Abb., Tübingen (Attempo Verlag).
- MAZIN, J.-M. (1986 a): Paleobiogeography of Triassic Ichthyopterygian Reptiles; some working hypotheses. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **173**, 1, 117–129, 2 Abb., Stuttgart.
- MAZIN, J.-M. (1986 b): A new interpretation of the forefin of *Utatusaurus hataii* (Reptilia, Ichthyopterygia). – Paläont. Z., **60** (3/4), 313-318, 3 Abb., Stuttgart.

- MAZIN, J.-M. (1986 c): A new interpretation of the type specimen of *Omphalosaurus nevadanus* MERRIAM 1906. – *Palaeontographica*, A, **195**, 19–27, 5 Abb., Stuttgart.
- MAZIN, J.-M. & BUCHER, H. (1987): *Omphalosaurus nectarrhynchus*, une nouvelle espèce d'Omphalosauridé (Reptilia, Ichthyopterygia) du Spathien de la Humboldt Range (Nevada, U.S.A.). – *C. R. Acad. Sciences (II)*, **305**, 823–828, 3 Abb., Paris.
- MAZIN, J.-M., SUTEETHORN, V., BUFFETAUT, E., JAEGER, J.-J. & HELMCKE-INGAVAT, R. (1991): Preliminary description of *Thaisaurus chonglakmanni* n.g., n.sp., a new ichthyopterygian (Reptilia) from the Early Triassic of Thailand. – *C. R. Acad. Sci. Paris*, **313**, Série II, 1207–1212, 2 Abb., Paris.
- MAZIN, J.-M. (1988): Paléobiogéographie des reptiles marins du Trias. Phylogénie, systématique, écologie et implications paléobiogéographiques. – *Mém. Sci. de la Terre*, 313 S., Academie de Paris, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- MAZIN, J.-M. & SANDER, M.P. (1993): Palaeobiogeography of the Early and Late Triassic Ichthyopterygia. – In: *Evolution, ecology and biogeography of the Triassic reptiles*. – *Paleont. Lombarda Soc. Ital. Sci. Nat. Mus Civ. Storia Naturale, Milano Nuova serie*, **2**, 983–107, 17 Abb., Milano.
- MCGOWAN, Ch. (1992): The ichthyosaurian tail; sharks do not provide an appropriate analogue. – *Paleontology*, **35**, Part 3, 555–570, 11 Abb., London.
- MCGREGOR, (1902): Ancestry of ichthyosauria. – *Science*, Washington, D.C.
- MERRIAM, J.C. (1906): Preliminary note on a new marine reptile from the Middle Triassic of Nevada. – *Univ. California Publ., Bull. Department of Geology*, **5**, 5, 75–79, 1 Abb., Taf. 8–9, Berkeley.
- MERRIAM, J.C. (1910): The skull and dentition of a primitive Ichthyosaurian from the Middle Triassic. – *Bull. Geol. Univ. California*, **5**, 24, 381–390, 3 Abb., Taf. 40, Berkeley.
- MERRIAM, J.C. & BRYANT, H.C. (1911 a): Notes on the dentition of *Omphalosaurus*. – *Bull. Geol. Univ. California*, **6**, 329–332, 2 Abb., Berkeley.
- MERRIAM, J.C. (1911 b): Notes on the relationships of the marine saurian fauna described from the Triassic of Spitsbergen by WIMAN. – *Univ. California Publ., Bull. Department of Geology*, **6**, 813, 317–327, The University Press, Berkeley.
- MERRIAM, J.-C. & BRYANT, H. C. (1911 c): Notes on the dentition of *Omphalosaurus*. – *Bull. Department of Geol., Univ. of California Publ.*, **6**, 14, 329–332, 2 Abb., Berkeley.
- MERRIAM, J.-M. (1902): Primitive Characters of the Triassic Ichthyosaurs. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **14**, 536, Boulder, Colorado.
- MEYER, H. VON (1845): *System der fossilen Saurier*. – *N. Jb. Min. etc.*, Stuttgart.
- MEYER, H. VON (1847–1855): *Zur Fauna der Vorwelt. Die Saurier des Muschelkalkes, mit Rucksicht auf die Saurier aus buntem Sandstein und Keuper*. – Heinrich Keller, Frankfurt am Main.
- MOSTLER, H. (1967): Conodonten und Holothuriensklerite aus den norischen Hallstätter-Kalken von Hernstein (Niederösterreich). – *Verh. Geol. B.-A., Jg. 1967*, 1/2, 177–188, 3 Abb., Wien.
- MOSTLER, H. (1968): Holothurien-Sklerite aus oberanischen Hallstätterkalken (Ostalpen, Bosnien, Türkei). – *Alpenkundliche Studien II, Veröff. Univ. Innsbruck*, **2**, 1–44, 5 Abb., 5 Taf., Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1971): Ophiurenskelettelemente (äußere Skelettanhänge aus der alpinen Trias). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **1**, 9, 1–35, 27 Abb., 5 Taf., Innsbruck.
- NOPCSA, F. (1922): Bemerkungen zur Systematik der Reptilien. – *Paläont. Z.*, **5**, 107–118, Stuttgart.
- NOPCSA, F. (1923): Die Familien der Reptilien. – *Fort-schritte der Geologie und Paläontologie*, H. 2, 1–210, 6 Taf., Berlin (Borntraeger).
- NOPCSA, F. (1924): *Paleontological Notes 1. The Genera of Reptiles*. – *Palaeontologia Hungarica*, **2**, Budapest.
- NOPCSA, F. (1926 a): Heredity and Evolution. – *Proc. Zool. Soc. Part 2*, **1926**, 633–665, London.
- NOPCSA, F. (1926 b): *Osteologia reptilium recentium et fossilium*. – *Fossilium Catalogus, I, Animalia*, **27**, 1–391, W. Junk, 's Gravenhage.
- NOPCSA, F. (1928): *The Genera of Reptiles*. – *Palaeobiologica*, **1**, 163–188, Wien.
- OSBORN, H. F. (1903): *The Reptilian subclasses Diapsida and Synapsida and the early history of the Diapsosauria*. – *Memoires of the American Museum of Natural History*, **1** (8), 449–507, 24 Abb., Taf. 40, New York.
- OSBORN, R. (1904): *Reclassification of the Reptilia*. – *Amer. Naturalist*, **38**, 446, 93–115, 13 Abb., Boston.
- PEYER, B. (1939): Über *Tholodus schmidi* H. v. MEYER. – *Palaeontographica*, **90**, Abt. A, 1–47, 21 Abb., 2 Taf., Stuttgart.

- PEYER, B. (1944): Die Reptilien vom Monte San Giorgio. – Neujahrsblatt, Naturforsch Ges. Zürich, **146**, 1–95, 63 Abb., Zürich.
- REIF, W.-E. (1982): Aquatic locomotion. Introduction: Strategies of aquatic propulsion. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **164**, 151–153, Stuttgart.
- RIESS, J. (1984): Biomechanics of Ichthyosaurs. – In: REIF, W.-E. & WESTPHAL, F. (Eds.): Third Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems. Attempto Verlag, Tübingen.
- RIESS, J. & FREY, E. (1985): Bibliographie über Ichthyosaurier. – Zbl. Geol. Paläont., Teil II, 1/2, 7–20, Stuttgart.
- RIESS, J. (1986): Fortbewegungsweise, Schwimmbiophysik und Phylogenie der Ichthyosaurier. – Palaeontographica A, **192**, 4/6, 93–155, Stuttgart.
- ROBINSON, J. A. (1976): Biomechanik des Schwimmens aquatischer Reptilien. – Zbl. Geol. Paläont., Teil 2, Jg. **1976**, 286–288, 2 Abb., Stuttgart.
- ROMER, A.S. (1945): Vertebrate Paleontology. – 2nd ed., VIII + 687 S., 377 Abb., 4 Tab., Chicago (Univ. Chicago Press), (1. A. 1933).
- ROMER, A.S. (1948): Ichthyosaur ancestor. – Amer. J. Sci., **246**, 109–121, 3 Abb., New Haven.
- ROMER, A. S. (1968): Osteology of Reptiles. – 2. A., 722 S., University of Chicago Press, Chicago.
- SANDER, M.P. & MAZIN, J. M. (1993): The paleobiogeography of Middle Triassic ichthyosaurs: the five major faunas. – In: Evolution, ecology and biogeography of the Triassic reptiles. Paleont. Lombarda Soc. Ital. Sci. Nat. Mus Civ. Storia Naturale, Milano Nuova serie, **2**, 145–151, 3 Abb., 1 Tab. Milano.
- SANDER, M.P., RIEPPEL, O.C. & BUCHER, H. (1994): New marine vertebrate fauna from the Middle Triassic of Nevada. – J. Paleont., **68**, 3, 676–680, 5 Abb., Tulsa.
- SEHRWALD, S. (1913): Waren die Ichthyosaurier Cannibalen. – Umschau, **17**, 541–546, 2 Abb., Frankfurt.
- SHIKAMA, T., KAMEI, T. & MURATA, M. (1978): Early Triassic Ichthyosaurus, *Utatusaurus hataii* gen. et sp. nov., from the Kitakami Massif, Northeast Japan. – Tohoku University, Science Reports., Ser. 2 (Geol.), **48**, 2, 77–97, 12 Abb., 9 Taf., Sendai.
- SIMPSON, G.G. (1960): On the possible Polyphyletic Origin of Reptiles. – Evolution, **14**, 274–276, Lancaster/Pa.
- TARSITANO, S. (1982): A model for the origin of ichthyosaurs. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **164**, 1/2, 143–145, 1 Abb., Stuttgart.
- TARSITANO, S. (1983): A case for the diapsid origin of ichthyosaurs. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1983**, 12, 56–64, 3 Abb., Stuttgart.
- UNGERECHTS, B. (1980): Über die Hydrodynamik schnell schwimmender Wirbeltiere. – 87 S., 42 Abb. im Anhang, – Diss Naturwiss. Fak. Ruhr Universität Bochum, Bochum.
- WILLISTON, S. W. (1917): The Phylogeny and Classification of Reptiles. – J. Geol., **25**, 5, 411–421, 5 Abb., Chicago.
- WILLISTON, S. W. (1925): The osteology of the Reptiles. – xiii + 300 S., 191 Abb. (Harvard Univ. Press). Cambridge Mass.
- WIMAN, C. (1910): Ichthyosaurier aus der Trias Spitzbergens. – Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, **10**, 1909, 124–148, 6 Abb., Taf. 5–10, Upsala.
- WIMAN, C. (1912): Über *Mixosaurus cornalianus* Bass. sp. – Bull. geol. Inst. Upsala, **11**, 230–241, Taf. 11, Upsala.
- WIMAN, C. (1916): Notes on the marine Triassic reptile fauna of Spitzbergen., – Univ. California Publ., Bull. Department of Geology, **10**, 5, 63–73, 5 Abb., Berkeley.
- WIMAN, C. (1919): Ein Archosaurier aus der Trias Spitzbergens. – Bull. Geol. Inst. Upsala, **16**, 1918/1919, 81–85, Upsala.
- WIMAN, C. (1929): Eine neue Reptilien-Ordnung aus der Trias Spitzbergens. – Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, **22**, 1928, 183–196, Upsala.
- WIMAN, C. (1930): Eine neue marine Reptilien-Ordnung aus der Trias Spitzbergens. – Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, **22**, 1928, 183–196, 8 Abb., Upsala.
- WIMAN, C. (1933): Über *Grippia longirostris*. – Nova Acta Regiae Societatis Scientiarum Upsaliensis, ser. **6**, 9, 4, 1–19, 4 Abb., Taf. 1–2, Upsala.
- WIMAN, C. (1946): Über Ichthyosaurier und Wale. – Senckenbergiana, **27**, 1–11, 3 Abb., 2 Tab., Frankfurt a. M.
- WOODWARD, A. S. (1906): On two specimens of Ichthyosaurus showing contained embryos. – Geol. Mag., N. S., **5**, 3, 443–444, Taf. 24, London.
- YAKOVLEV, N.N. (1903 a): Neue Funde von Trias-Sauriern auf Spitzbergen. – Verhandlungen der Russisch-kaiserlichen mineralogischen Gesellschaft zu St. Petersburg, Ser. 2, **40** (1902), 179–202, St. Petersburg.
- YAKOVLEV, N.N. (1903 b): Einige Bemerkungen ueber die triassischen Ichthyosaurier. – Verhandlungen der

- Russisch-kaiserlichen mineralogischen Gesellschaft zu St. Petersburg, Ser. 2, **40**, 1902, 263, St. Petersburg. (Referat: KOKEN, E.: 1903, N. Jb., 2, 440, Stuttgart.)
- YAKOVLEV, N.N. (1904): Nachtrag zu meiner Abhandlung „Neue Funde von Trias-Sauriern auf Spitzbergen“ und Bemerkungen zu der von Prof. Koken verfassten Recension dieser Abhandlung. – Verhandlungen der Russisch-kaiserlichen mineralogischen Gesellschaft zu St. Petersburg, Ser. 2, **41**, 1, 165, St. Petersburg.
- YANG, Z.-J. & DONG, Z.-M. (1972): *Chaohusaurus geishanensis* from Anhui Province. In: YANG, Z.-J. & DONG, Z.-M. (eds): Aquatic reptiles from the Triassic of China. – Academia Sinica, Inst. Vertebrate Palaeont. and Palaeoanthropol., Memoir, **9**, 11–14, 1 Abb., Peking (in Chinesisch).
- YEFIMOV, V. M. (1993): First find of the ichthyosaur *Omphalosaurus* in the Kimmeridgian of the USSR. – Paleont. Zhurn., **25**, 3, 143–147, Moskva.
- YOUNG, C.-C. & DONG, Z.M. (1972): *Chaohusaurus* from the Turtle Mountain, Anhui province. – In: The aquatic reptiles of the Triassic in China. – Memoir of IVPP, **9**, 11–14, 1 Abb., Peking (in Chinesisch).
- YOUNG, C.-C. & DONG Zhi-Ming (1972) (Hrsg.): Aquatic Reptiles from Triassic of China. – Memoir of IVPP, **9**, 1–34, zahlr. Abb., 13 Taf., Peking (in Chinesisch).

Anschrift des Verfassers:

Univ.-Prof. Dr. Gottfried Tichy, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg, Hellbrunner Straße 34, A-5020 Salzburg, Austria.

Manuskript eingegangen: 7. März 1995

Tafel 1

Fig.1: Gesamtansicht von *Omphalosaurus wolffi* nov. sp. 1/10 x, Man beachte die zur Breite relativ hohen Wirbel.
Lercheckkalk, unterstes Ladin. Dürrnberg-Gebiet, ca. 2,75 km SW Hallein. Aufbewahrung: Heimatmuseum
Burg Golling.

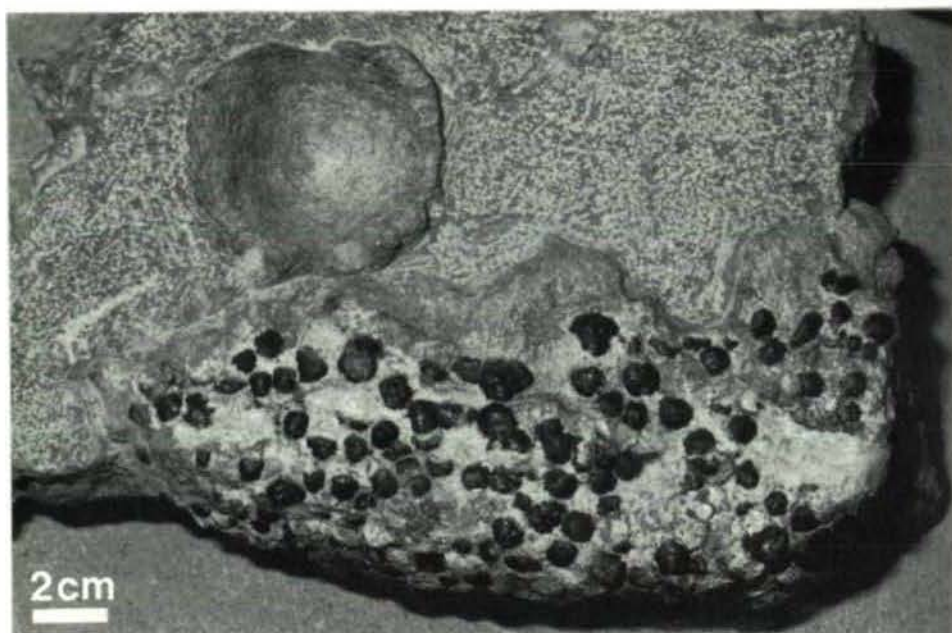


Tafel 2

Fig. 1: Oberkiefer-Fragment mit semisphärischen Knackzähnen, darüber ein tiefamphicoeler Wirbel, 0,5 x.

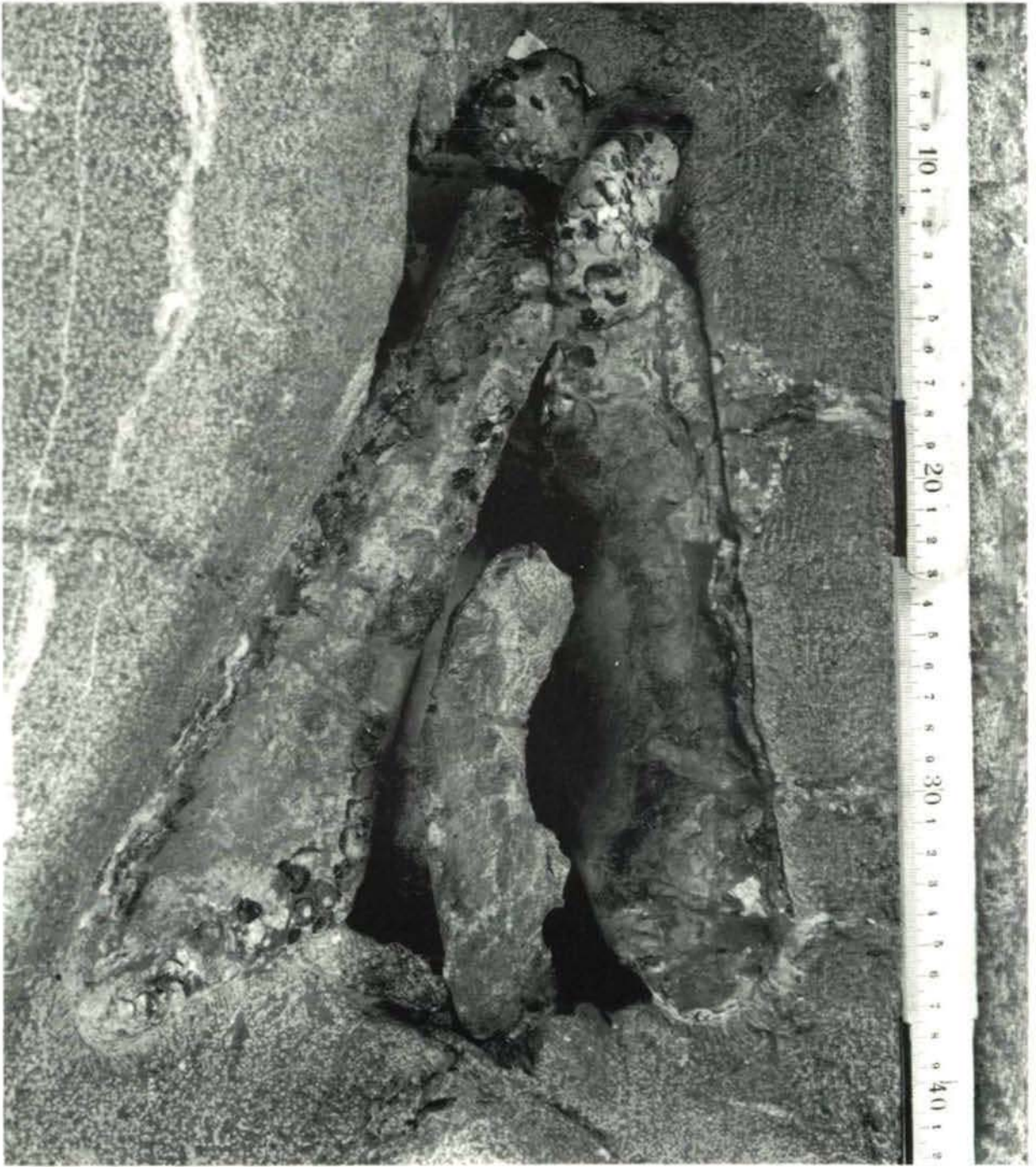
Fig. 2: Oberkiefer-Fragment mit zum Teil stark verbreiterten, abgeflachten Knackzähnen, 0,5 x.

Fig. 3: Thorakalrippen aus dem Abschnitt 4 bis 7 der Abb. 1. Die breiten Rippenköpfe sowie die Schwellungen (Pfeile) der Rippen sind deutlich zu erkennen.



Tafel 3

Fig. 1: Die beiden Unterkieferäste, Ansicht von occlusal, 0,5 x.



NEUE DATEN ZUR GEOLOGIE DES KARAWANKEN-STRASSENTUNNELS

Richard Lein, Jürgen Schlaf, Peter J. Müller, Leopold Krystyn & Dirk Jesinger

Mit 6 Abbildungen und 1 Fototafel

Zusammenfassung:

In der vorliegenden Arbeit wird versucht, die beim Bau des Karawanken-Autobahntunnels gewonnenen geologischen Daten mit den Ergebnissen einer neuen Oberflächenkartierung (SCHLAF, 1994) zu verknüpfen, um so zu einem besseren Verständnis des Aufbaus der Südkarawanken zwischen Mittagkogel und Koschuta zu gelangen. Im Tunnel selbst wird über eine Distanz von mehr als 2 km ein tektonisches Fremdelement (= Hahnkogel-Einheit) aufgeschlossen, welches sich hinsichtlich seiner Schichtfolge von der mit tektonischem Kontakt angrenzenden Koschuta-Einheit deutlich unterscheidet. Für den basalen Abschnitt der im Autobahntunnel angeschnittenen Hahnkogel-Einheit wurde ein karnisches Alter nachgewiesen.

Abstract:

This paper combines geological data collected during tunneling of the Karawanken Road Tunnel with a new geological surface map (SCHLAF, 1994). This synthesis gives additional insights of the geological structure of the Karawanken Mountains between Mittagkogel and Koschuta. Over a distance of more than two kilometers the tunnel runs through a tectonically exotic element, called Hahnkogel Unit, which shows a tectonic contact with the adjoining Koschuta Unit. Additionally, the stratigraphy of these two units differs completely. For the basal part of the Hahnkogel Unit within the tunnel a Carnian age is proven.

1. Vorwort

Eines der tektonisch komplexesten Gebiete der Südkarawanken wird ungefähr in nordsüdlicher Richtung von zwei Verkehrsbauten gequert, dem von 1901-1906 errichteten Eisenbahntunnel und dem 1991 fertiggestellten Straßentunnel der Autobahn (Abb. 1). Die beim Vortrieb für diese Verkehrsbauwerke gewonnenen geologischen Detailergebnisse sind deshalb so bedeutsam, da gerade hier eine tektonisch allseitig umgrenzte Lamelle (Hahnkogel-Einheit) durchörtert wurde, die erst jüngst (KRISTYN et al., 1994) auf Grund ihrer eigenständigen Schichtfolge als tektonisches Fremdelement erkannt worden ist. Die vorliegende Arbeit versucht alle zugänglichen geologischen Daten der Stollenaufnahmen zu diesen beiden Verkehrsbauwerken – auch wenn der Stil ihrer Dokumentierung uneinheitlich ist – mit den Ergebnissen einer neuen Oberflächenkartierung (SCHLAF, 1994) zu einem umfassenden Bild zu

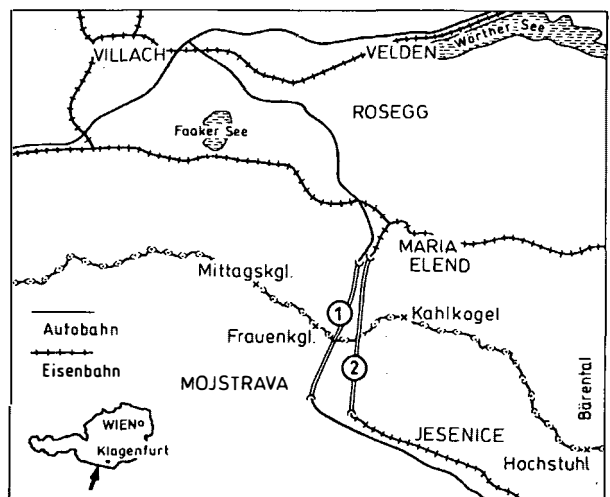


Abb. 1: Lageskizze des Karawanken-Straßentunnels (1) und des Eisenbahntunnels (2).

vereinigen. Die folgenden Ausführungen beschränken sich allerdings bewußt auf jene tektonisch umgrenzte schmale Lamelle der Hahnkogel-Einheit, welche im Nordteil der beiden Tun-

nelröhren über eine Erstreckung von jeweils mehr als 2 km aufgeföhren wurde.

2. Problemstellung

Wichtige Grundlage für die Planung des ersten Karawankentunnels war die 1891 abgeschlossene geologische Kartierung der Karawanken durch TELLER. Dieser wurde auf Grund seiner hervorragenden regionalgeologischen Kenntnisse für die Trassenplanung des Eisenbahntunnels herangezogen. Trotz dieser günstigen Voraussetzungen wich die beim Vortrieb angetroffene geologische Situation von dem von TELLER prognostizierten Aufbau z.T. erheblich ab (KAHLER, 1954: Abb. 2a). Der Tunnel selbst wurde erst mit 13monatiger Verspätung fertiggestellt – ein Umstand, der KAHLER (1954) Jahrzehnte später zu einer retrospektiven Betrachtung unter dem Titel „Mußte der Bau des Karawankentunnels so schwierig sein?“ veranlaßt hat. Hauptursache für die Prognosefehler war für KAHLER (1954: 201) die zu geringe Kenntnis der Oberflächengeologie – ein Manko, das im wesentlichen auch durch spätere Kartierungen (SEELMEIER, 1942; ANDERLE, 1970; KERN, 1982) nicht behoben werden konnte. Neben dem bautechnisch schwierigen Vortrieb im Oberkarbon, der durch eine andere Trassenwahl hätte vermindert oder verhindert werden können, war es vor allem die im nördlichen Streckenteil gequerte Serie mächtiger obertriadischer Beckensedimente – in dieser Ausbildung nur aus der Umgebung des Mittagkogels bekannt –, die sich einer zutreffenden Prognose entzog. Nähere Kenntnisse über Mächtigkeit und Alter dieser Schichtfolge sind im wesentlichen erst im Rahmen einer am Institut für Geologie der Universität Wien durchgeführten Diplomarbeit (SCHLAF, 1994) erarbeitet worden und haben bei der Planung des Straßentunnels noch vollständig gefehlt (vgl. Längsschnitt mit der Prognose von HERZOG, DROBNE & PREMUR, in VILANEK, 1991: Abb. 32). Ein der Forderung KAHLERS entsprechender befriedigender Kenntnisstand der Oberflächengeologie liegt nun leider

erst zu einem Zeitpunkt vor, da der Bau des Straßentunnels bereits abgeschlossen ist. Trotz dieses Umstandes scheint es sinnvoll, auf der Basis der nun vorliegenden Daten, bestehend aus den Stollenaufnahmen, der Auswertung von beim Tunnelvortrieb angefallenen Proben und den Ergebnissen der neuen Oberflächenkartierung (SCHLAF, 1994), die bisherigen geologischen Deutungen der Tunnelprofile (TELLER, 1910; BÄK & BUDKOVIC, in VILANEK, 1991: Abb. 34) einer Überprüfung bzw. einer allfälligen Revision zu unterziehen.

3. Regionalgeologischer Rahmen

Straßen- und Eisenbahntunnel queren die Südkarawanken, welche nach Norden hin durch das Periadriatische Lineament von den faziell andersartigen Nordkarawanken und nach Süden durch die Save-Störung von den tektonisch selbständigen Einheiten der Julischen Alpen (Krn-Decke, Pokljuka-Decke) getrennt sind. Bis vor

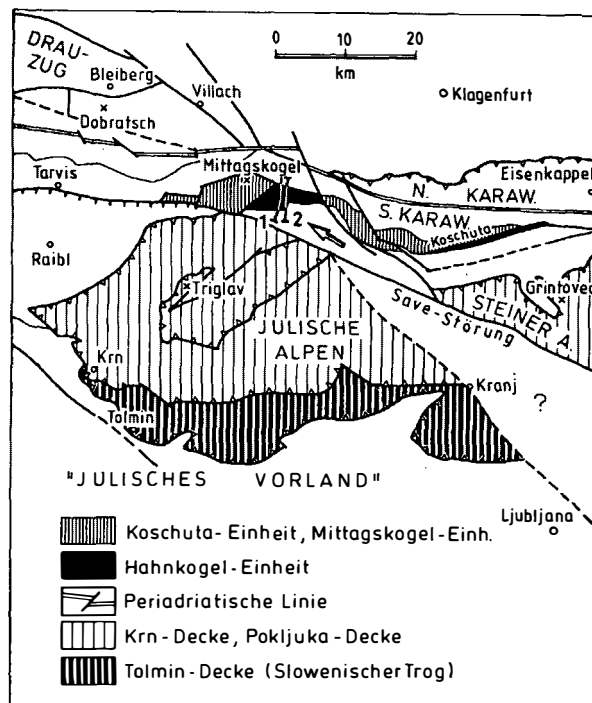


Abb. 2: Tektonische Skizze der Karawanken und ihres südlichen Vorlandes. Beachte Lage des Straßentunnels (1) und des Eisenbahntunnels (2).

kurzem wurden die Triasgesteine der Südkarawanken einer einzigen tektonischen Einheit – der Koschuta-Decke – zugeordnet (WINKLER, 1924; Taf. 4; BUSER & CAJHEN, 1977; JURKOVSEK, 1986), doch erweist sich der Aufbau dieser intern von steilstehenden Störungen mit Lateralversätzen unbekannter Größenordnung durchzogenen Zone schwieriger als bisher angenommen. Zumindest konnte südlich der eigentlichen Koschuta-Decke eine tektonisch abgrenzbare Einheit (Hahnkogel-Einheit; KRYSZYN et al., 1994) mit eigenständiger, sich von der Umgebung klar abhebender Schichtfolge festgestellt werden. Diese Einheit ist vor allem im Gebiet südöstlich des Mittagkogels entwickelt und setzt sich nach Osten, zunächst vom Hochstuhl-Störungssystem versetzt, als schmaler Streifen südlich der Koschuta (vgl. KOLAR-JURKOVSEK, 1994) bis in den Potokgraben fort (Abb. 2).

4. Schichtfolge

Die hier besprochene kurze Charakteristik der verschiedenen lithologischen Abschnitte der Hahnkogel-Einheit wird bei SCHLAF (1994) ausführlicher besprochen, dort finden sich auch genauere Angaben zur Sedimentologie und Mikrofazies. Die Schichtfolge der Hahnkogel-Einheit reicht vom Karn bis in den Lias und ist das Resultat einer norischen, synsedimentären Beckeneintiefung (KRYSZYN et al., 1994; SCHLAF, 1994).

4.1. Raibl-Gruppe

Die Raibl-Gruppe umfaßt von Liegend gegen Hangend folgende lithologische Einheiten: Conzendolomit, terrigene Raibler Schichten, Flachmarine Dolomite.

Der Conzendolomit ist ein weißer, massiger bis m-gebankter Dolomit, der mit tektonischem Kontakt an die terrigenen Raibler Schichten im Hangenden angrenzt und diese basal zuschneidet, sodaß diese terrigenreiche Serie gegen Osten hin zunehmend geringmächtiger wird. Das Auf-

treten von Algenlaminiten im Conzendolomit legt ein flachmarines Environment nahe.

Bei den terrigenen Raibler Schichten handelt es sich um eine ca. 450 Meter mächtige, komplexe Wechselfolge von Kalken, Mergeln, Mergelkalken und Schiefertönen. Darin fallen wenige Millimeter mächtige Lumachellenlagen auf, die hauptsächlich aus Bivalven aufgebaut sind und als distale Tempestite interpretiert werden können (HOLZMANN, 1993). Als Sedimentationsraum dieser terrigenreichen Serie kann man einen flachmarinen Schelfbereich unter der Wellenbasis annehmen, in dem die karbonatische Grundsedimentation durch siliziklastischen Eintrag verdünnt wurde.

Bei der dolomitischen Abfolge, welche die terrigenreiche Serie mit scharfem, aber ungestörtem Kontakt überlagert, handelt es sich um ca. 100 Meter mächtige, helle, cm- bis dm-gebankte Dolomite. Auffallend in dieser Serie sind Algenlaminite mit Quarzknollen und Trockenrissen, Messerstichdolomite und Megalodontenschillbänke. Als Ablagerungsraum dieser Dolomitserie kann man sich einen Supra- bis Intertidalbereich in ariden bis semiariden Klimaten vorstellen.

4.2. Carnitza-Formation

Der Begriff Carnitza-Formation wurde von LIEBERMAN (1978) an der Typlokalität Raibl aufgestellt und in die Literatur eingeführt. Es handelt sich bei der Carnitza-Formation um eine ca. 60 Meter mächtige Abfolge von dunklen, cm- bis dm-gebankten Dolomiten, die intensiv bioturbat sind. Meistens handelt es sich dabei um Spuren vom *Thalassinoides*-Typ.

Die stratigraphische Einstufung der Carnitza-Formation ist nicht exakt möglich, aber aufgrund von lithofaziellen Ähnlichkeiten mit der Carnitza-Formation von Raibl kann man sie als ein Äquivalent derselben ansehen. Die Basis der über der Carnitza-Formation folgenden Baca-Formation ist, fossilbelegt, ins Lac 1 zu stellen, weshalb man für die Carnitza-Formation ein obertuvalisches Alter annehmen kann.

Da innerhalb der Carnitza-Formation Hinweise auf einen flachmarinen Ablagerungsraum fehlen, wird als Sedimentationsraum ein Subtidalbereich unter der Wellenbasis mit leicht offen-marinem Einfluß angenommen.

4.3. Baca-Formation

Es handelt sich um eine ca. 170 Meter mächtige Abfolge von gebankten Dolomiten mit Hornsteinlagen und -knollen. Die Bankmächtigkeiten variieren von wenigen Zentimetern bis zu maximal zehn Metern. Bei diesen dickeren Bänken handelt es sich um karbonatische debris flows, die dünneren Bänke sind entweder strukturlos oder zeigen turbiditische Sedimentstrukturen.

Die Baca-Formation zeigt erstmals pelagischen Einfluß. So treten massenhaft Conodonten auf und die Kieselsäure der Hornsteine kann man von Radiolarien oder Kieselschwämmen ableiten.

Der stratigraphische Umfang der Baca-Formation beträgt Lac und Alaun.

Aufgrund der intensiven karbonatklastischen Sedimentation ist für die Baca-Formation ein tiefermariner karbonatischer Hang anzunehmen.

4.4. Frauenkogel-Formation

Unter diesem Terminus werden ca. 340 Meter mächtige, plattige, cm- bis dm-gebankte, graue Hornsteinkalke mit basalen Einschaltungen von Megaturbiditen und Rutschungsstrukturen zusammengefaßt. Die Frauenkogel-Formation beginnt an der Basis mit ca. 40 Meter mächtigen, plattigen Hornsteinkalken, die sehr oft Rutschungsstrukturen zeigen. Darüber folgen drei Megaturbiditbänke mit Mächtigkeiten zwischen 8 und 25 Metern. Zwischen den Megaturbiditen sind plattige Hornsteinkalke eingeschaltet. Über den Megaturbiditen folgt eine ca. 200 Meter mächtige Abfolge plattiger, grauer, cm- bis dm-gebankter Hornsteinkalke, die sehr oft Feinlamination zeigen. Diese feinen Lagen sind feinkörnige Turbidite, die im wesentlichen von Radiolarien aufgebaut werden.

Stratigraphisch umfaßt die Frauenkogel-Formation Sevat und Rhät.

Der Ablagerungsraum der Frauenkogel-Formation ist als tiefermariner Hang bzw. als tiefermarines Becken zu interpretieren.

4.5. Hahnkogel-Formation

Die Hahnkogel-Formation beginnt an der Basis mit einer 15 Meter mächtigen, dm-gebankten Abfolge von braunen, strukturlosen Mergeln, deren Grenze zur unterlagernden Frauenkogel-Formation scharf ist, ohne daß jedoch Anzeichen submariner Erosion oder eines Sedimentationsstillstandes zu erkennen sind. Über dieser Mergelsequenz folgt eine ca. 200 Meter mächtige Serie von grauen, strukturlosen, cm- bis dm-gebankten mudstones. Sehr selten ist Bioturbation zu erkennen.

Da die Hahnkogel-Formation die sevatisch bis rhätische Frauenkogel-Formation konkordant überlagert, kann für die Hahnkogel-Formation ein liassisches Alter angenommen werden.

Es handelt sich dabei um pelagische Kalke, die in einem Becken unbekannter Ausdehnung und Tiefe abgelagert worden sind.

5. Detailbeschreibung (Hahnkogel-Einheit)

Von besonderer Bedeutung für die Prognose der geologischen Verhältnisse im Straßentunnel war die Frage, ob die untersuchte Region als ein bloß von Störungen (mit allerdings z.T. beträchtlichem Lateralversatz) durchzogener einheitlicher Block anzusehen wäre oder ein von jüngeren Vertikalstörungen kaschierter Deckenbau vorliegt. Laut POLINSKI (1991: 87, 97) sind jedoch die in konträre Richtungen weisenden Einzelbeobachtungen einem einzigen Deformationsereignis zuordenbar. Demnach wären die Karawanken in einem späten Deformationsprozeß (D4 = zeitgleich mit der Karawankennordrand-Überschiebung) von einer engständigen Schar WNW-ESE-streichender dextraler Blattverschie-

bungen zerlegt worden, zwischen denen es gleichzeitig zu NW-vergenter Verschuppung und Überschiebung gekommen wäre. Die NW-gerichtete Aufschiebung des Schlerndolomites auf die Hahnkogelserie im Bereich des Rosenbachsattels und mehr noch die Existenz jener schmalen, aus Hornsteinplattenkalken der Hahnkogelserie bestehenden Schuppe zwischen dem Conzendolomit an der Stirn der Hahnkogel-Einheit und den Dachsteinkalken der Mittagkogel-Einheit im Liegenden (s. Abb. 3) könnte zwanglos in diesem Sinn gedeutet werden. Unterschiedliche Vorstellungen bestehen bezüglich der Frage, inwieweit derartige Störungen den unmittelbaren Bereich beider Tunnelröhren berühren und damit eine direkte Korrelierung der geologischen Verhältnisse zwischen diesen beiden Trassen verhindern. Während BUDKOVIC (1993) zwischen den beiden Tunnelröhren einen beträchtlichen Versatz vermutet, kommen wir in einem ungefähr ähnlich verlaufenden Profilschnitt (Abb. 5a) zum Ergebnis, daß ein solcher durch den an einer Störung lokal hochgeschleppten Span von Conzendolomit nur vorgetäuscht wird, ansonsten aber großräumig weitgehend ungestörte Lagerungsverhältnisse vorherrschen.

5.1. Straßentunnel

Die folgende Detailbeschreibung beschränkt sich bewußt auf den im Straßentunnel ab der Station 2128 (Nord) bis über die Staatsgrenze hinaus angeschnittenen Teil der Hahnkogel-Einheit. Im wesentlichen ist auf diesem Streckenteil die Serie der terrigenen Raibler Schichten aufgeschlossen. Unterlagert werden diese von Conzendolomit, dessen generelles Vorhandensein knapp unterhalb des Trassenniveaus durch gelegentlichen sohlseitigen Wasserzudrang (s. Kap. 6) erhärtet wird. Im Gegensatz zu den Verhältnissen im Bereich der östlichen Fortsetzung der Hahnkogel-Einheit im Potok-Graben (E Koschuta), wo der sedimentäre Kontakt zwischen Conzendolomit und den terrigenen Raibler Schichten gut belegt ist, liegen derart ungestörte Verhältnisse im Gebiet zwischen Bärengraben und Mittagkogel nicht vor.

Dort ist der Kontakt dieser beiden Schichtglieder stets tektonisch überprägt. Der basale Teil der terrigenen Raibler Schichten fehlt meist.

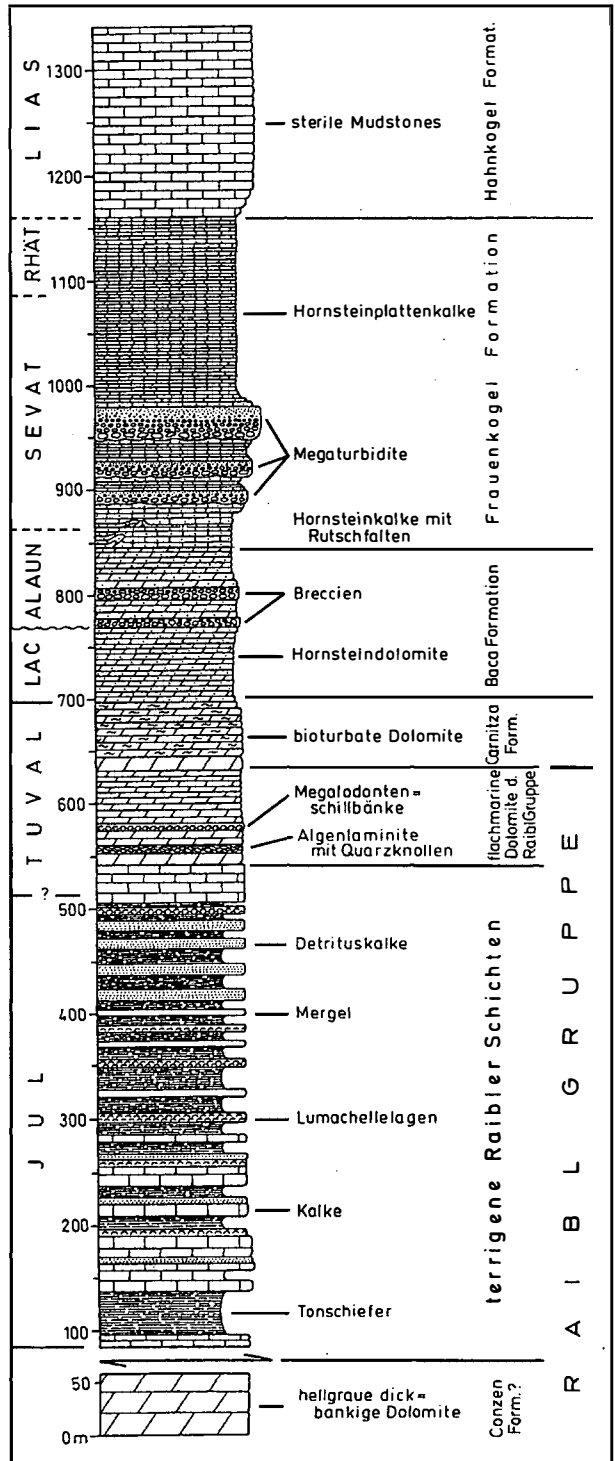


Abb. 3: Schichtfolge der Hahnkogel-Einheit.

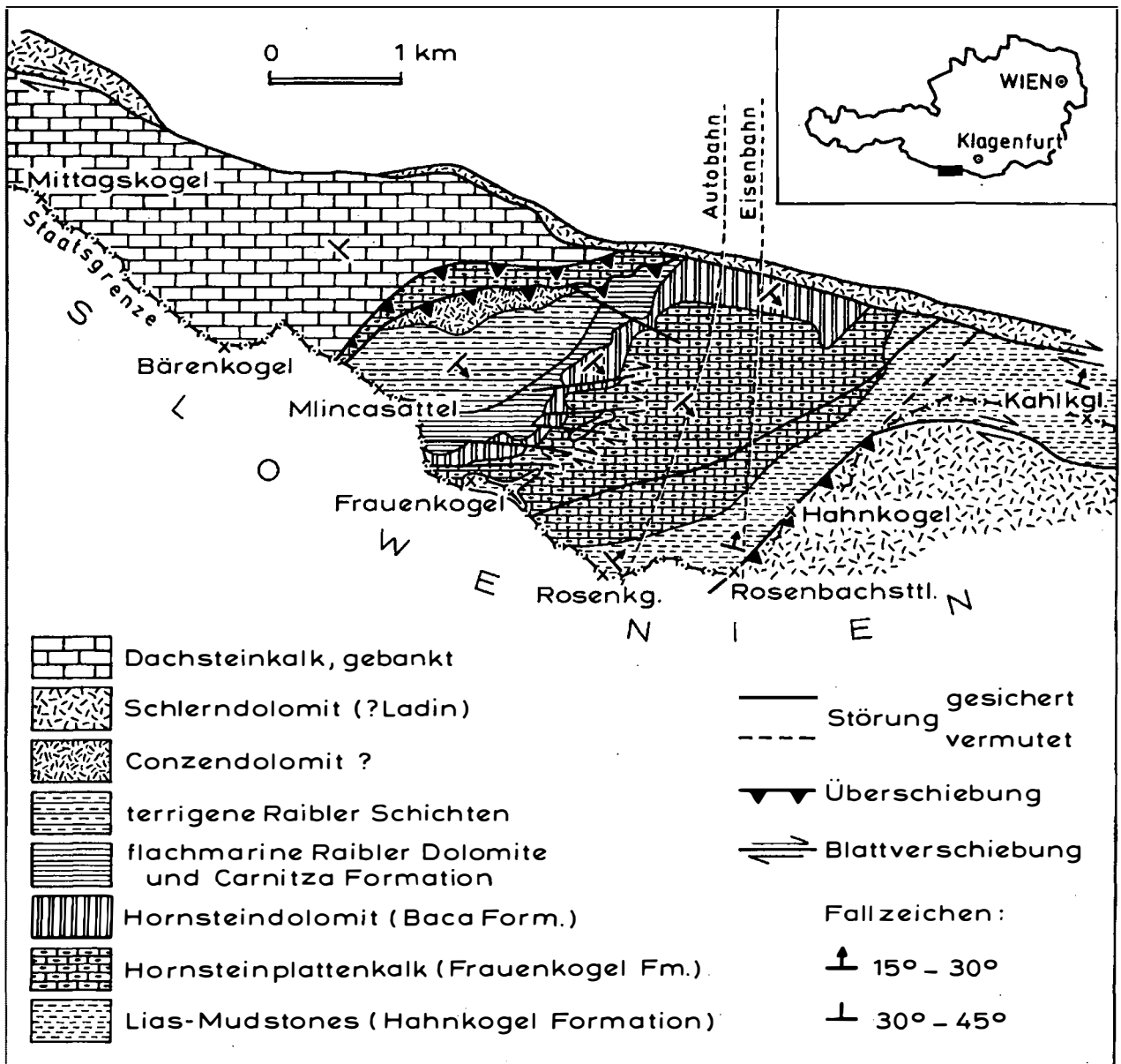


Abb. 4: Geologische Karte der Südkarawanken zwischen Mittagkogel und Kahlkogel (Aufnahme: SCHLAF, 1994).

Conzendolomit

In dem zwischen den Stationen 2680 und 3275 gelegenen Abschnitt wurden mehrfach (Abb. 5b) störungsbegrenzte Pakete von Conzendolomit angefahren. Es darf vermutet werden, daß diese Körper von einem System paralleler, ungefähr E-W-verlaufender Blattverschiebungen hochgeschuppt wurden.

Proben liegen von den Stationen 2688, 2747, 2777, 2905, 3060 und 3230 vor. In den meisten Fällen handelt es sich dabei um völlig rekristallisierte

Seichtwasserkarbonate. Nur bedingt ist erkennbar, daß gut ausgewaschene grain- bis rudstones vorgelegen haben müssen. Vereinzelt auftretende Röhren könnten mit Vorbehalt als Dasycladaceen interpretiert werden.

Terrigene Raibler Schichten

Im Straßentunnel ist vor allem der tiefere bis mittlere Abschnitt dieser Serie aufgeschlossen. Bezüglich ihrer lithologischen Charakteristik wird

auf die Angaben im folgenden Kapitel (6) verwiesen.

In **mikrofazieller** Hinsicht besteht die Abfolge zum überwiegenden Teil aus wacke- bis packstones, die bisweilen noch einen feinrhythmischen Lagenbau aufweisen. Zumeist aber hat intensive Bioturbation das Sediment vollständig homogenisiert oder Lagen mit Flaserschichtung entstehen lassen. Vereinzelt sind mm- bis cm-starke grainstone- bis rudstone-Lagen zwischengeschaltet, welche als distale Tempestite gedeutet werden. Die darin massenhaft auftretenden black pebbles sind Hauptkennzeichen dieser Lagen und bezeugen ein regressives Ablagemilieu.

Stellenweise erhöhte Gehalte von organischem Kohlenstoff können als Ursache der Methanaustritte angesehen werden, die sowohl im Eisenbahn- als auch im Straßentunnel beobachtet wurden (s. Abb. 5b, 5c). Die feinkörnigen wacke- bis packstones sind generell dicht von authigen gesproßten Pyritkristallen durchsetzt.

Eine auffallende Erscheinung in dieser Serie ist die Verfüllung von (teilweise spätdiagenetisch erweiterten) Resthohlräumen durch **Anhydrit**. Die Schwefelisotopenuntersuchung einer daraus stammenden Anhydritprobe (Station 3520; det. E. Pak, Univ. Wien) erbrachte den unerwartet hohen Wert von +26,5, der deutlich von Ergebnissen zeitgleicher karnischer Meerwassersulfate abweicht, die zumeist zwischen +13 und +17 liegen (LETOLLE & ODIN, 1984). Unter Umständen erweist sich der den Restporenraum verfüllende Anhydrit als ein Remobilisat älterer (? permischer) Herkunft, wie das HOLSER (1992: 163) in anderen ähnlich gelagerten Fällen vermutet.

Fauna: In den mud- bis wackestones finden sich vereinzelt nicht näher bestimmbare dünn-schalige Bivalven, die von TELLER (1910: Taf. 2) ohne näheren diagnostischen Befund als „*Posidonomya wengensis*“ bezeichnet wurden. In den dazwischengeschalteten Schillbänken dominieren dagegen dickschalige Lamellibranchiaten; vereinzelt treten auch pachydonte Bivalven auf (Station 3520; Taf. 1/Fig. 2).

Conodonten:

In den Stationen 2270, 3339 und 3520 treten Conodontenassoziationen auf, die in dieser Form bislang nur aus karnischen Abfolgen des ungarischen Mittelgebirges bekanntgeworden sind (vgl. KOZUR & MOCK, 1991; KRISTAN-TOLLMANN et al., 1991). Es handelt sich dabei um eine *Misikella* sp., die ident ist mit der von CARTER et al. (1989: Taf. 1/Fig. 2) beschriebenen *Cornudina* sp., sowie um eine Form, die dem von KOVACS (in KRISTAN-TOLLMANN et al., 1991: Abb. 4) abgebildeten *Neospathodus* nov. spec. gleicht. Weiters treten neben „*Neohindeodella*“ sp. chirodeloide Astelemente auf.

Ostracoden:

Station 3520, det. Dr. E. Kristan-Tollmann:

Kerocythere (Kerocythere) raibliana raibliana (GÜMBEL)

Leviella rudis KRISTAN-TOLLMANN

Diese beiden Arten sind charakteristische Faunenelemente der Raibler Schichten.

Weitere Proben mit nicht näher bestimmbar Ostracoden stammen von den Stationen 2310 und 3339.

Foraminiferen:

Station 2996:

Aulotortus sinuosus WEYNSCHENK

Triadodiscus sp.

Station 3520:

?*Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK

Endothyra sp.

Endothyranella sp.

Triadodiscus eomesozoicus (OBERHAUSER)

Weitere nicht näher bestimmbare Foraminiferen in Steinkernerhaltung (pyritisiert) fanden sich auf Station 2374.

Insgesamt wird durch die oben angeführten Faunenelemente ein karnisches Alter dieses Schichtgliedes hinlänglich belegt.

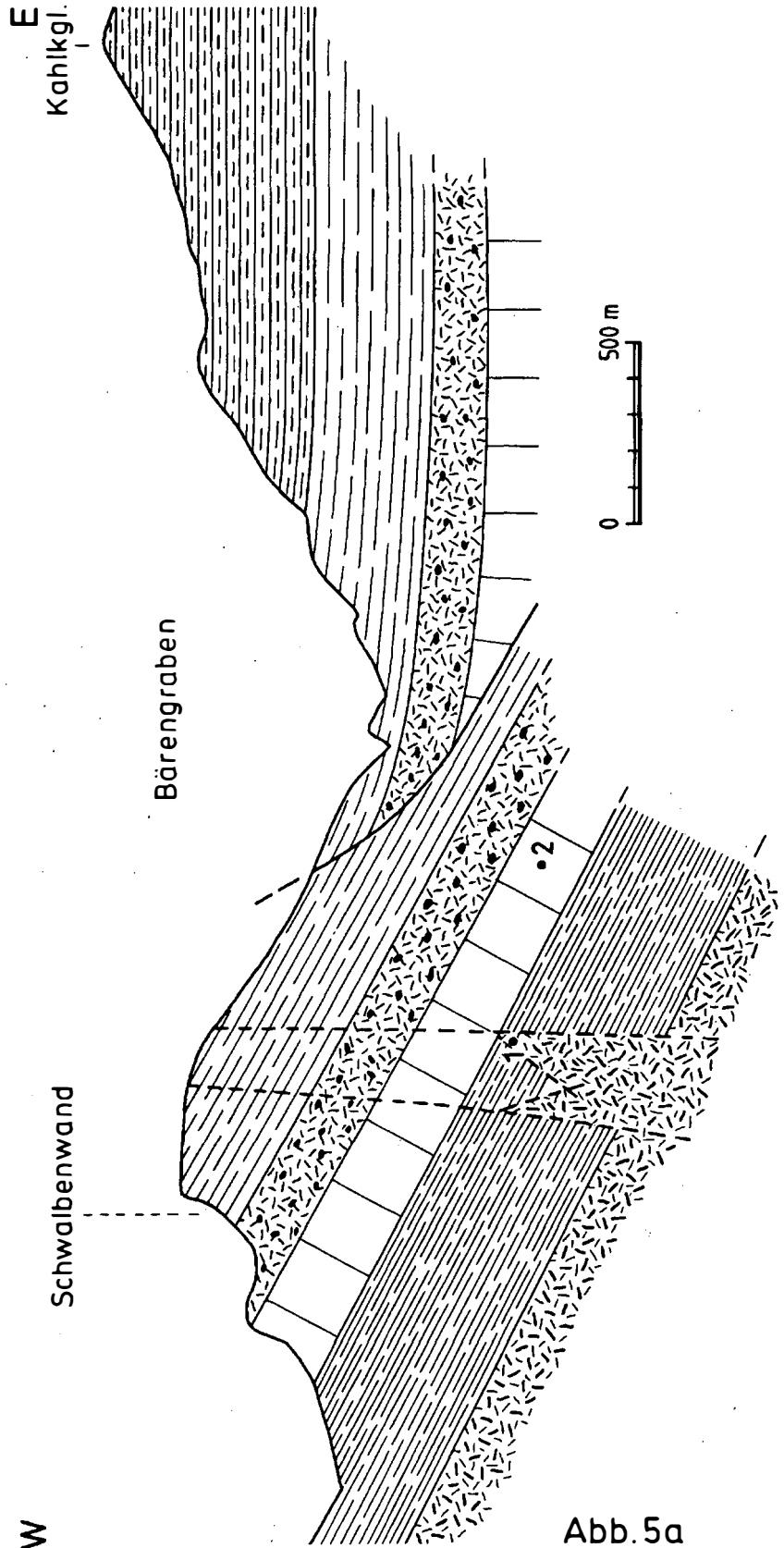
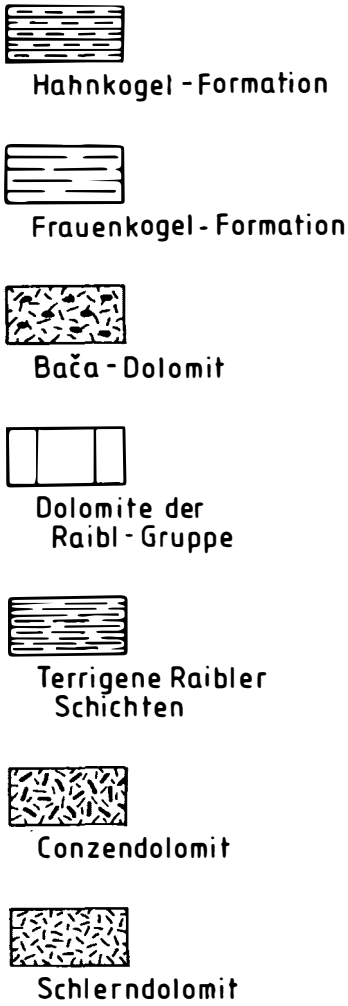


Abb. 5: Geologische Schnitte durch die Südkrawanken zwischen Mittagskogel und Kahlkogel. Beachte Lage des Straßentunnels (1) und des Eisenbahntunnels (2).

5a: W-E-Schnitt

5b: Ausschnitt aus dem Nordteil des Eisenbahntunnels (unter Benutzung der Angaben von TELLER, 1910).

5c: Ausschnitt aus dem Nordteil des Straßentunnels. Beachte Lage der Probenpunkte sowie Lokationen der Methanaustritte im Niveau der terrigenen Raibler Schichten.

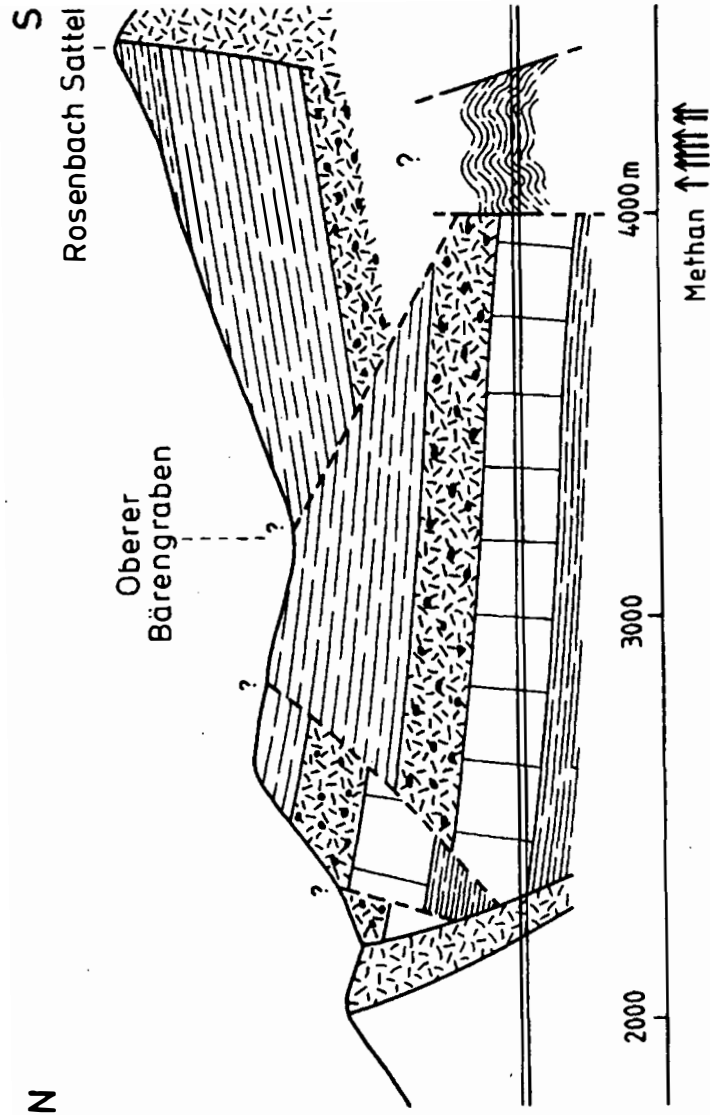


Abb. 5 b

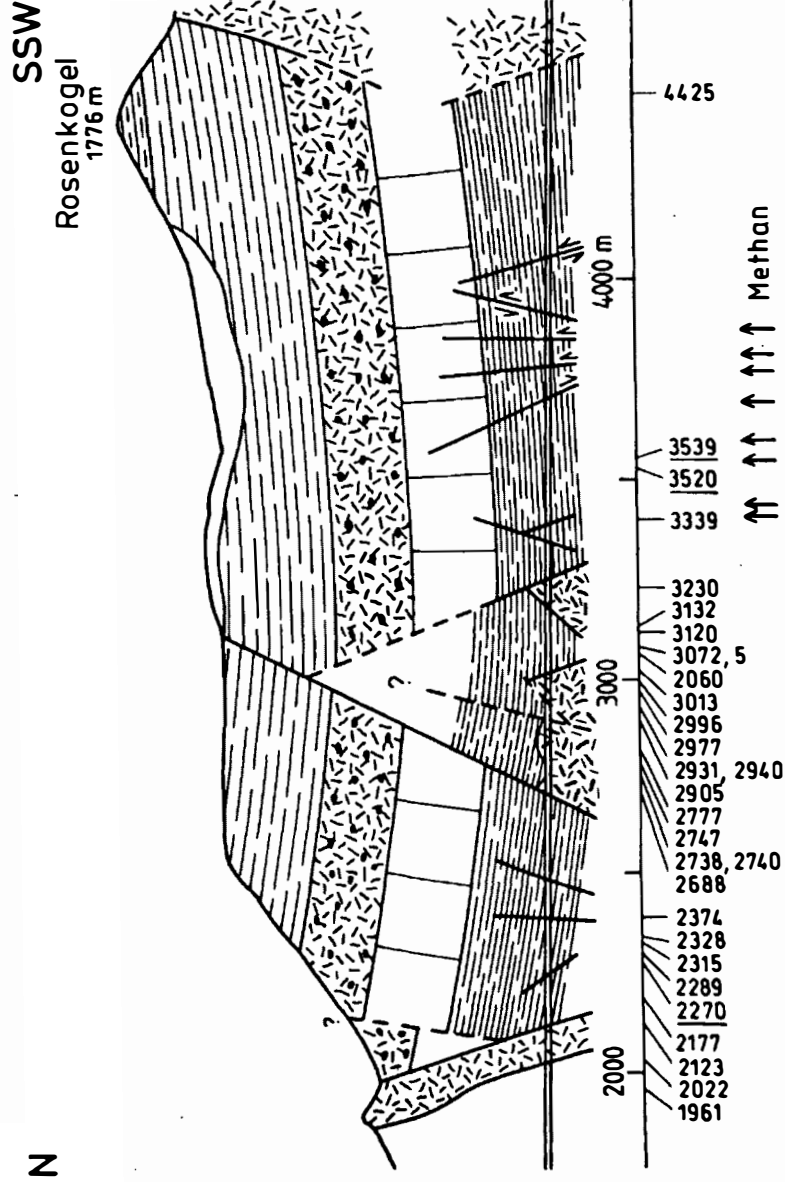


Abb. 5 c

5.2. Eisenbahntunnel

Bezüglich der näheren geologischen Situation im Eisenbahntunnel können trotz der sehr genauen Dokumentation TELLERS (1910) nur Vermutungen angestellt werden. Schon KAHLER (1954: 203) hat zu Recht darauf hingewiesen, daß manche der Deutungen des Gebirgsbaues, welche TELLER nach Fertigstellung des Tunnels gegeben hat, nicht richtig sein können. Auch lassen sich seine scheinbar detaillierten Angaben zur Lithologie des Tunnelprofils nur schwer in die von uns vorgeschlagene Seriengliederung umsetzen.

Hauptschwierigkeit bereitet vor allem jene mächtige Serie obertriassischer bis tiefjurassischer Plattenkalke und -dolomite, die von TELLER zusammengefaßt bzw. in nur zwei Serien aufgegliedert wurde, wodurch die wichtige Möglichkeit, interne Verstellungen innerhalb dieses Schichtpaketes erfassen zu können, verwirkt wurde. Für den von uns näher behandelten, im wesentlichen auf die Hahnkogel-Einheit beschränkten Abschnitt des Tunnelprofils können daher von TELLER nur die Raumdaten (Fallwerte) und die Hauptstörungen als **gesicherte** Fixpunkte übernommen werden.

Dagegen ist aus der Oberflächenkartierung die Lage der Hangend- und Liegendgrenze der Hornsteinplattenkalke (Frauenkogel-Formation), sowie deren nordöstliches, ungefähr hangparalleles Einfallen bekannt.

Wenn wir die Angaben TELLERS (1910: Taf. 2) richtig interpretieren, dann sollte der Tunnel (Nordseite) von Meter 2320 bis 4022 in Seichtwasser-Dolomiten des Hangendabschnittes der Raibl-Gruppe verlaufen. Die nach einer markanten Störung von Meter 4022 bis 4260 (Nordseite) anschließende Serie, von TELLER als „schwarze Plattenkalke und Kalkschiefer mit „*Posidonomya wengensis*“ bezeichnet, wäre der Abfolge der terrigenen Raibler Schichten gleichzusetzen.

Aus diesen beschriebenen Fixpunkten und der Kenntnis der Mächtigkeiten der beteiligten Serien folgt zwingend, daß der Profilschnitt der Tunneltrasse mehrere z.T. einen beträchtlicher Versatz (Aufschiebungen) bewirkende Störungen queren muß, deren genaue Lage aber unbekannt ist.

6. Baugeologische Verhältnisse im Karawantunnel-Nord

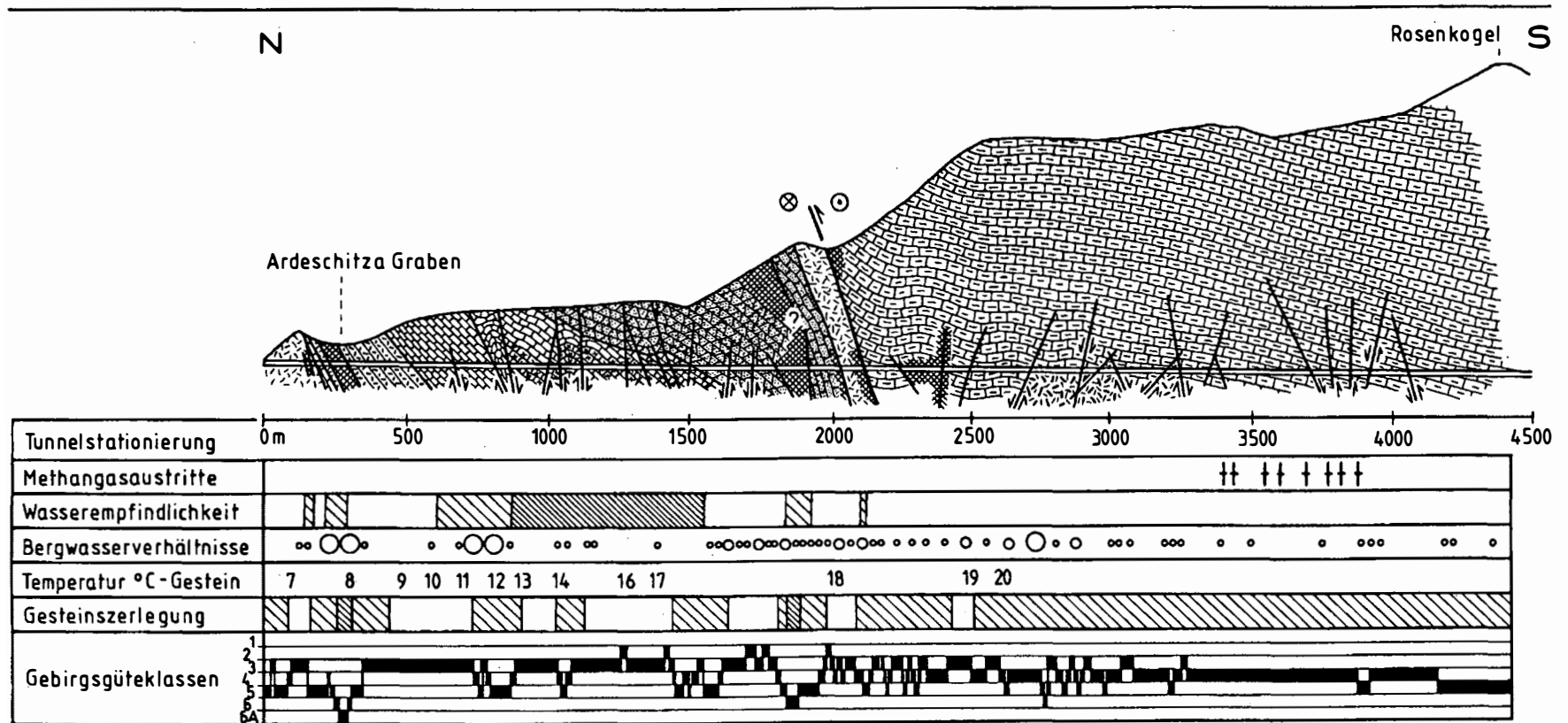
Über Beauftragung durch die Tauernautobahn AG wurde für den Autobahntunnel eine baugeologisch-geotechnische Dokumentation im Zuge der Vortriebsarten vom Büro Intergeo durchgeführt. Im Zuge dieser Arbeiten wurden die folgenden, von den Autoren JESINGER und MÜLLER in gebotener Kürze dargestellten Beobachtungen gemacht.







Ab dem W-Portal (Stat. 0–195) wurde massig ausgebildeter, tektonisch beanspruchter Schlerndolomit aufgefahren. Ab Stat. 150 zeigte das Gebirge erhöhten Beanspruchungsgrad und kündigte bereits das Herannahen der Hauptstörungszone, welche zwischen Stat. 195 und 300 aufgefahren wurde, an. Es handelte sich um eine Schuppenzone von Werfener Schichten, Grödner Schichten, Schlerndolomit und Zellendolomit. Ab Stat. 250 trat starkes Bergwasser im Vortrieb auf und behinderte die Vortriebsarten derart, daß Sondermaßnahmen zum Einsatz kommen mußten. Aufgrund der Bergwassersättigung des total grusig zerrütteten Gebirges kam es zu Suffusionsvorgängen und in weiterer Folge zu rolligem Gebirgsverhalten. Es gelangte ein Firststollen (Stat. 264–295,5) zur Ausführung, mit vorausseilenden Injektions- und Entwässerungsmaßnahmen, nachdem mehrere Wassereintritte (bis zu 1501 l/sec) im Verein mit Materialeintritten (max. 200 Kubikmeter) stattgefunden haben.



Mittels Färbeversuchen konnte direkter Wasserzufluß aus dem darüberliegenden Ardeschitzgraben ausgeschlossen werden. In einzelnen Myloniten konnte die Präsenz von quellfähigen Tonmineralen nachgewiesen werden.







In weiterer Folge wurden bis Stat. 730 Karbonate der Bellerophon-Schichten und Werfener Schichten ausgebrochen. Das Gebirge zeigte aufgrund steilen S-Fallens, guter Bankigkeit und guter Verspannung des Gebirgsverbandes durchwegs günstiges Ausbruchverhalten. Lokal traten

Abb. 6: Geologischer Längsschnitt durch den Nordteil des Straßentunnels mit baugeologisch-geotechnischer Dokumentation.



-  Fleckenkalke (= Hahnkogel-Fm., Lias), Hornsteinplattenkalk (= Frauenkogel-Fm., O. Nor), Hornsteindolomit (= Bača-Form., U.-M. Nor), Raibler Schichten (Karn)
-  Conzendolomit (Karn)
-  Schlerndolomit (Ladin)
-  Graue Bankkalke (M.-O. Anis)
-  Graue Bankdolomite (U.-M. Anis)
-  Mylonit

-  Werfener Schichten (Skyth), Ton- u. Siltsteine + Gips- u. Anhydritlagen
-  Bellerophon-Dolomit (O. Perm)

- Wasserempfindlichkeit:
-  unverändert
 -  leicht löslich
 -  quellend
- Gesteinszerlegung:
-  schwach
 -  stark
 -  völlig

immer wieder Verfaltungen im Meterbereich um E–W-streichende Faltenachsen auf.

Bis Stat. 1545 wurden Werfener Schichten, in Form von Kalken, Mergeln, Silt- und Tonsteinen, durchörtert. Generell wurden Gips- und Anhydritgehalte festgestellt, was aus mineralogischen Gründen (mögliches Schwelldruckverhalten) auch in günstigeren Gebirgsgüteklassen lokal zum Einbau eines Sohlgewölbes führte.

Das Gebirge wies gegen Süden versteilende Lagerungsverhältnisse auf und zeigte lokal durch bruchhaft verformende Querverwerfer mit Versatzhöhen bis 10 m intensiv zerrüttete Breccienbereiche, welche das Gebirgsverhalten nachhaltig negativ beeinflussten.

Um Stat. 755 austretendes Bergwasser (ca. 501 l/sec) bedingte im Verein mit Gipsvorkommen die Anwendung sulfatbeständigen Zementes; dies wurde auf den gesamten Abschnitt der Werfener Schichten ausgedehnt.

Die abschnittsweise relativ flache, gegen Süden einfallende Lagerung trug, bedingt durch die ansteigende Überlagerung die Möglichkeit in sich, daß es im Zuge des Ausbruches durch Spontanentspannung zur „Sargdeckelbildung“ kommen könnte. Dem wurde durch den raschen Einbau einer sofort wirksam werdenden Swellexankerung vorgebeugt.

Das Gebirgsverhalten in diesem geologisch-lithologischen Homogenbereich war großteils gebräch bis lokal leicht drückend.

Im folgenden Vortriebsabschnitt (Stat. 1545–1957) wurden graue, dickbankige, massige Dolomite („Anisdolomit“) mit flachem Einfallen gegen Süden aufgeföhren. Das Trennflächengefüge und die „rauhwackenähnliche“ Umsetzung verursachten teilweise kräftige Gebirgszerlegung. Ab Stat. 1630 wies der Dolomit massigen Charakter auf; dieser Homogenbereich setzte sich bis Stat. 1725 fort.

Ab Tunnelstation 1790 traten infolge verstärkter chemischer Umsetzung Zellendolomite und rauhwackoide Gesteinsbereiche in Erscheinung. Dies führte ebenfalls zu erhöhtem Bergwasserandrang und zu Stabilitätsproblemen der Ortsbrust (Stat. 1830–1880). Es mußte ein Brustkeil belassen werden und das umgebende Gebirge

wurde mittels Injektionsrohrankern konsistent. Der Übergang zur nächsten geologischen Einheit bis Stat. 1957 war tektonisch überprägt.

Zwischen Stat. 1957 und 2043 waren anisische Plattenkalke zu durchörteren. Dieser beidseitig tektonisch begrenzte Komplex wies insgesamt plattigen Gebirgscharakter auf und war kräftig verfaltet. Bei guter Gesteinsqualität führte die Verfaltung zu guter Verzahnung und Verspannung des Gebirgsverbandes und damit zu erhöhter Standfestigkeit. Gestörte Gebirgsbereiche wiesen wiederum verstärkten Bergwasserandrang, graphitische Tonzwischenlagen und damit verminderte Gebirgsstabilität auf. Von Stat. 2040 bis Stat. 2128 folgte, beiderseits von steilstehenden Störungen begrenzt, ein Span von Schlerndolomit. Der meist hellgraue Dolomit wies, trotz erheblicher tektonischer Beanspruchung, ausreichende Verbandsfestigkeit durch intensive Verzahnung der einzelnen Kluftkörper auf, sodaß vorwiegend gebräches Gebirgsverhalten charakteristisch war. Durchwegs leicht rinnende Bergwasserzutritte führten lokal zu Materialnachfall. Gegen Süden fortschreitend machte sich im Zuge der Vortriebsarbeiten zunehmende tektonische Beanspruchung bemerkbar. Von einigen Unterbrechungen abgesehen verläuft der Tunnel von Stat. 2128 bis Stat. 4414 in Gesteinen der Raibler Schichtengruppe, bestehend aus dunkelgrauen Dolomiten mit wechselnden Bankmächtigkeiten und geringmächtigen Tonschieferzwischenlagen, sowie aus dunkelgrauen, dickbankigen bis plattig-schiefrigen Mergeln. Am Übergang Schlerndolomit/Karn war erhöhter Bergwasserzutritt zu verzeichnen. Mit zunehmender Entfernung vom Schlerndolomitkomplex ging auch abnehmender Bergwasserandrang einher.

Geringmächtige Tonschieferlagen begünstigten immer wieder Ablösungen an den Schichtflächen, brustparallele Mylonitbahnen wiesen auf intensive tektonische Blockbewegungen hin. Diese Zonen waren durch geringe freie Standweite charakterisiert. Im Bereich um Stat. 2250 erzwang eine Vielzahl von Harnischflächen und kataklastischen Breccien erhöhten Ausbauwiderstand. Eine mineralogische Besonderheit war das

Auftreten von Asbest („Bergfeder“) in Form von filzigen Klufbelägen; dies wurde auch bereits beim Vortrieb des Eisenbahntunnels beobachtet. In weiterer Folge wechseln Zonen geringerer und stärkerer tektonischer Beanspruchung ab, was sich auch direkt im Wechsel der Gebirgsgüteklassen widerspiegelt.

Ab Stat. 2400 folgte eine vorwiegend dolomitische Abfolge mit flacher bis söhlicher Lagerung. Bitumenführung und lokale Methangasemanationen geringer Konzentration waren die Besonderheiten.

Ab Stat. 2500 stellte sich achsparalleles Streichen mit flachem bis mittelsteilem Ostfallen ein. Auf Zerrüttungsstreifen stellten sich immer wieder stärkere Bergwasserzutritte ein. Ab Stat. 2680 wurde eine Wechselfolge von dunkelgrauen Mergeln, Tonmergeln mit hellem Dolomit durchörtert, wobei der Dolomit (= Conzendolomit) das Liegende der terrigenen Raibler Schichten darstellt. Um Stat. 2735 stand der Vortrieb vollends in der karnischen Mergelfolge mit Tonmergelzwischenlagen. Um Stat. 2745 wurde neuerlich in der Ausbruchsohle Conzendolomit angefahren. Unter Druck hochwallende Bergwässer indizierten gespannten Bergwasserzustand am Kontakt Conzendolomit/terrigenen Raibler Schichten. Generell waren diese Kontakte durch Scherbewegungen stark beansprucht, steile Auffaltungen, Einschuppungen und Schleppungen von Gesteinspaketen waren die Regel.

Heftiger Bergwasserandrang im Bereich der Kontaktzonen führte zu laufenden Stabilitätsproblemen. Aus hydrogeologischer Sicht auffallend waren die erhöhten Wassertemperaturen bis 19°C und starke H₂S-Geruchsentwicklung.

Zwischen Stat. 2761 und 2800 stand das gesamte Ausbruchsprofil vollends im massigen Conzendolomit, und zwischen Stat. 2800 und 2850 wurden wiederum SE-einfallende Tonmergel im Kontakt mit Conzendolomit angetroffen. In diesem Bereich war aufgrund von Festigkeits- und Spannungsanisotropien die Erhöhung des Ausbauwiderstandes erforderlich. Es trat gespanntes Bergwasser in den Hohlraum, wobei ein Gesamtzufluß von 210 und 240 l/sec zwischen Stat. 2600 und 2930 gemessen wurde.

Von Stat. 2845 bis 2870 trat wieder kurzfristig Conzendolomit in das Gesamtprofil, abermals gefolgt von einem tektonischen Kontaktbereich zwischen Tonmergeln im Hangenden und Conzendolomit im Liegenden. Am Kontakt trat wieder erhöhter Bergwasserandrang in Erscheinung, mit starkem Schwefelwasserstoffgeruch (Sulfatgehalt 69 mg/l) und geringen Methangasexhalationen.

Bei einer Auffahrlänge von 2845 lfm. wurde am Tunnelportal ein Gesamtwasserabfluß von rund 400 l/sec gemessen.

Derartige Conzendolomithorste, an Bruchzonen in die Tonschieferabfolge eingeschoben, waren noch zwischen Stat. 3005 und 3070 und zwischen Stat. 3270 und 3275 zu durchörtern. Das Antreffen dieser Dolomitizonen führte durchwegs zu günstigerem bautechnischen Gebirgsverhalten und dementsprechend zu geringerem Stützmittelaufwand.

Zwischen diesen Dolomitkörpern waren immer wieder Abfolgen von dunkelgrauen Mergeln, Ton- und Dolomitmergeln vortriebstechnisch zu bewältigen, geprägt von dünnbankiger bis bankiger Gebirgsfazies, Faltungen der relativ inkompetenten Schichtglieder im Meterbereich und flachem Einfallen gegen Osten. Das aus der Sohle hochdringende Bergwasser deutete auf die unmittelbare Nähe des Conzendolomites im Liegenden hin.

Bei Tunnelstation 3275 wurde eine nahezu brustparallele Störung mit einer tektonischen Reibungsbreccie und einem etwa 1 m mächtigen Tonmylonit aufgefahren. Ab diesem Zeitpunkt befand sich der Vortrieb bis zur Stat. 4414 (Staatsgrenze) permanent in der Serie der terrigenen Raibler Schichten, bestehend aus bankigen bis dünnplattigen, dunkelgrauen Kalken, Dolomiten und Tonmergeln. Zunächst geprägt von flachem Einfallen gegen Süden, dreht das Einfallen der Pakete nach einem bei Stat. 3320 spitzwinkelig zur Tunnelachse streichenden Störungstreifen auf mehr oder weniger flach gegen ENE.

An lokal auftretenden E-W-streichenden Großklüften waren geringe vertikale Versatzsprünge erkennbar. Auf Zonen starker tektoni-

scher Zerrüttung, welche gute Wegsamkeit boten, waren Methangasemanationen feststellbar, mit Konzentrationen bis zu 5% CH₄, meßbar in den Bohrlöchern, bei Durchmischung mit Luft vor Ort wurde jedoch die Grenze von 1% CH₄ nie erreicht.

In der lithologisch relativ monotonen Mergelfolge traten lokal stärkere Zerrüttungszonen auf, welche häufig von Faltungsstrukturen (Schleppfaltung, Isoklinalfaltung etc.) begleitet waren. Ungünstige Verschnitte mit Tonmergellagen in der Firste führten infolge geringer Festigkeit und Spannungsanisotropien zu unsymmetrischen, geologisch bedingten Überprofilen (insbesondere zwischen Stat. 3730 und 3760).

Die Faltenstrukturen weisen auf E-W-gerichtete Einengung hin.

Gebirgsbereiche mit stärkerer Tonmineralbeileiligung waren im Zusammenhang mit Tropfwasser durch erhöhte Teilbeweglichkeit des Verbandes charakterisiert.

Gegen Stat. 1000 verstärkte sich die tektonische Beanspruchung, und die Anordnung der Faltungsachsen wies auf Nord-Süd-Einengungstektonik hin. Ab Stat. 4100 waren die Lagerungsverhältnisse des Gebirges völlig tektonisch überprägt, was bei der beachtlichen Überlagerung von etwa 920 m zur Entwicklung druckhaften Gebirgsverhaltens führte. Zwischen Stat. 4230 und 4290 mußte neuerlich eine mächtige Zerrüttungszone aufgefahren werden, an deren Ende das generelle Einfallen des Gebirges von flach gegen Osten auf steil gegen NNE bis 30° NNE drehte.

Auf Zerrüttungszonen, welche während des Auffahrens durchwegs gutmütiges gebirgsmechanisches Verhalten aufwiesen, zeigten sich im Langzeitverhalten im Zuge des Spannungsumlagerungsprozesses Abplatzungen im Spritzbeton. Scherstauchung der Stahlbögen und teilweises Reißen der Ankerstangen kündigten das Aufkommen stärkerer Verformungen mit konstanter Geschwindigkeit (bis max. 25 mm/Tag) an. Dieser Erscheinung wurde mit verstärkter Ankerung mittels 6-m-SN-Ankern erfolgreich begegnet. Diese Vorgangsweise bedingte ein rasches Abklingen der Verformung. Diesbezüg-

lich besonders aktive Zonen wurden zwischen den Stationen 2450 und 4350 wiederholt aufgefahren.

Dabei wurden einerseits tektonische Zerrüttung, erhöhte Teilbeweglichkeit des Gebirgsverbandes durch Tonanteile, Kontaktzonen zwischen Gebirgsbereichen kompetenter und inkompetenter Eigenschaften, mächtigere Überlagerungsverhältnisse (bis 950 m), und nicht zuletzt gerichtete tektonische Restspannungen bzw. auch rezente tektonische Spannungen für diese Erscheinungen verantwortlich gemacht.

Das Hauptmaß der Verformung entwickelte sich etwa im Abstand des 1- bis 1,5-fachen Tunneldurchmessers hinter der Ortsbrust, wobei, bedingt durch gerichtete Spannungen, vor allem die östliche Ulme in Mitleidenschaft gezogen wurde.

Anzumerken ist noch die Verbruchssituation um Stat. 2749 am Kontakt Mergel-Dolomit. Bedingt durch das Zusammenwirken von tektonischer Zerrüttung und Bergwasserandrang kam es zu einem domartigen Nachbruch in der Größenordnung von 120 m³. Diese Situation bedingte aufwendige Sanierungsmaßnahmen.

Besonders erwähnenswert erscheint, daß zur Einschränkung des laut Stützungsmaßnahmeplanes vorgesehenen Einbaues eines Sohlgewölbes in der GGKI IV-VI unter Berücksichtigung aller baugeologisch-geotechnischer und mineralogischer Parameter und nach Durchführung von zusätzlichen Kernbohrungen bei Stat. 910, 1067, 1135, 1250, 1355, 1425, 2620 2660 unter Einbeziehung mineralogischer Untersuchungen mit dreiachsigen Schwellldruckuntersuchungen sowie „in situ“ dreiachsialen Quelldruckmessungen unter Bewässerung (Abb. Action de Type e g.) folgende Festlegungen getroffen wurden: In Bereichen, in welchen die Gefahr des Aufkommens von Quelldruckerscheinung aus geologisch-mineralogischen Gründen (d.h. Präsenz von Anhydrit oder quellfähigen Tonmineralphasen) besteht, wird unabhängig von der festgelegten Gebirgsgüteklasse ein Sohlgewölbe eingebaut. Das heißt, es kam lokal auch in Abschnitten mit Gebirgsgüteklasse II und III ein Sohlgewölbe aus Sicherheitsgründen zur Ausführung.

Dank

Die Probenaufbereitung und Separierung von Foraminiferen aus den Rückständen der Lösproben wurde mit Mitteln der Hochschuljubiläumsstiftung der Stadt Wien unterstützt. Weiters danken wir Frau Doz. Dr. E. KRISTAN-TOLLMANN und Herrn Doz. Dr. W. PILLER für die Bestimmung der Ostracoden- und Foraminiferenfaunen.

Literatur

- ANDERLE, N. (1977): Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50000, Blatt 201–210 Villach-Assling. – Geol. B.-A., Wien.
- BAUER, F. K., BUDKOVIC, T., FERJANCIC, I. & POLTNIK, W. (1993): Geologische Karte der Westkarawanken zwischen Wurzenpass und Kahlkogel, 1:25000. – Klagenfurt-Ljubljana.
- BUDKOVIC, T. (1991): Geologische Struktur im Tunnelbereich. – Cestni inženiring p. o. (eds.): Geologie und Geotechnik-Karawankentunnel, 21–29, Ljubljana.
- BUDKOVIC, T. (1993): Geologische Profile zur Geologischen Karte der Westlichen Karawanken zwischen Wurzenpass und Kahlkogel, 1:25000. – Klagenfurt-Ljubljana.
- BUSER, S. & CAJHEN, J. (1977): Osovna Geoloska Karta SFRRJ, 1:10000, Blatt Celovec (Klagenfurt). – Beograd.
- HOLSER, W. T. (1992): Stable isotope geochemistry of sulfate and chloride rocks. – Lecture notes in Earth Sci., **43**, 153–176, 6 Abb., Berlin etc. (Springer).
- HOLZMANN, M. (1993): Paläoökologie und Stratigraphie der Tor Formation (Raibl Gruppe; Karn; Trias). – Unveröff. Dipl. Arb., Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 149 S., 71 Abb., 6 Tab., 10 Beil., Wien.
- JURKOVSEK, B. (1986): Osovna Geoloska Karta SFRRJ, 1:10000, Blatt Beljak in Ponteba. – Beograd.
- KAHLER, F. (1954): Mußte der Bau des Karawankentunnels so schwierig sein? – Geol. Bauwesen, **20/4**, 198–211, 6 Abb., Wien.
- KERN, A. (1980): Bericht zur Kartierung des Mittagkogel-Gebietes. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **26**, 1–8, 1 Beil., Wien.
- KOLAR-JURKOVSEK, T. (1994): Microfauna from the Upper Triassic of Karavanke Mts (Slovenia). – Mem. de Géol. (Lausanne), **22**, 53–62, 2 Abb., 1 Taf., Lausanne.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1991): New Middle Carnian and Rhaetian Conodonts from Hungary and the Alps. Stratigraphic Importance and Tectonic Implications from the Buda Mountains and Adjacent Areas. – Jb. Geol. B.-A., **134/2**, 271–297, 1 Abb., 7 Taf., Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., HAAS, J. & KOVACS, S. (1991): Karnische Ostracoden und Conodonten der Bohrung Zsambek-14 im Transdanubischen Mittelgebirge (Ungarn). – Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Tl. 1, 193–219, 4 Abb., 5 Taf., Wien.
- KRYSZYN, L., LEIN, R., SCHLAF, J. & BAUER, F. (1994): Über ein neues obertriadisch-jurassisches Intraplattformbecken in den Südkarawanken. – Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Tl. 2, 409–416, 4 Abb., Wien.
- LIEBERMAN, H. M. (1978): Carnitza Formation – ein neuer Begriff für oberkarnische Beckenkalke der südlichen Kalkalpen bei Raibl (Cave del Predil, Italien). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**, 35–60, 7 Abb., Taf. 16–20, Wien.
- POLINSKI, R. (1991): Ein Modell der Tektonik der Karawanken, Süd-Kärnten, Österreich. – Diss.; Fak. Bio-Geowiss. Univ. Karlsruhe, 143 S., 1 Kt., div. Abb., Karlsruhe.
- SCHLAF, J. (1994): Fazies und Stratigraphie in den Südkarawanken zwischen Mittagkogel und Kahlkogel. – Unveröff. Diplomarb., Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 120 S., 85 Abb., 6 Beil., Wien.
- SEELMEIER, H. (1942): Der geologische Bau zwischen dem Gr. Mittagkogel und dem Gr. Suchagraben in den Karawanken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **33** (1940), 1–10, 3 Abb., 1 Kt., Wien.
- TELLER, F. (1896): Erläuterungen zur Geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen). – Geol. R.-A., 262 S., Wien.

TELLER, F. (1910): Geologie des Karawankentunnels. – Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **82**, 145–250, 29 Abb., 3 Taf., Wien.

VILANEK, J. (ed.) (1991): Der Karawanken-Strassentunnel und die Rampenstrecken. – 252 S., 207 Abb., Salzburg-Ljubljana.

WINKLER, A. (1924): Ueber den Bau der östlichen Südalpen. – Mitt. Ges. Geol. Wien, **16** (1923), 1–272, 27 Abb., 4 Taf., Wien.

Anschriften der Verfasser:

Doz. Dr. Richard Lein, Mag. Jürgen Schlaf, Institut für Geologie, Althanstr. 14, A-1090 Wien, Austria; Dr. Peter J. Müller, INTERGEO, Jakob-Haringer-Str. 8, A-5020 Salzburg, Austria; Prof. Dr. Leopold Krystyn, Institut für Paläontologie, Althanstr. 14, A-1090 Wien, Austria; Dr. Dirk Jesinger, INTERGEO, Jakob-Haringer-Str. 8, A-5020 Salzburg, Austria.

Manuskript eingegangen: 31. März 1995

Tafel 1

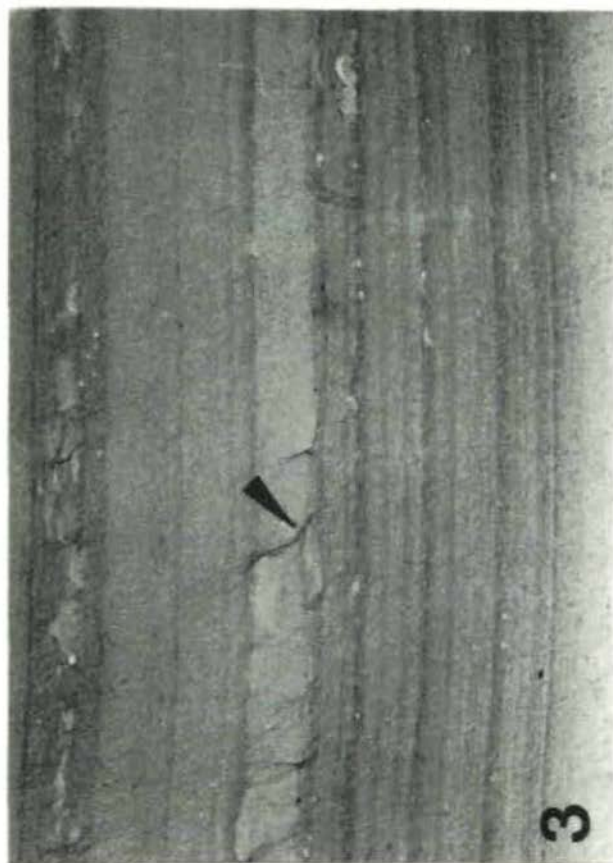
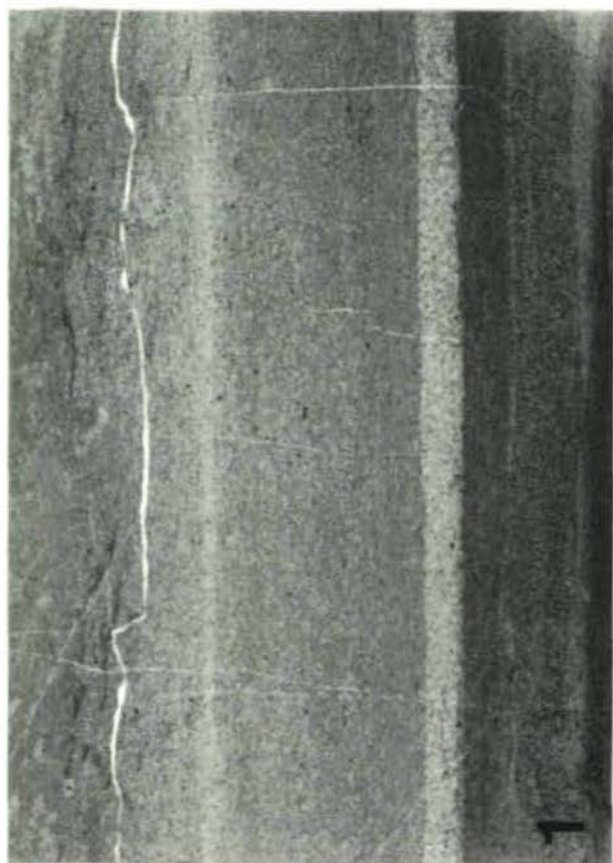
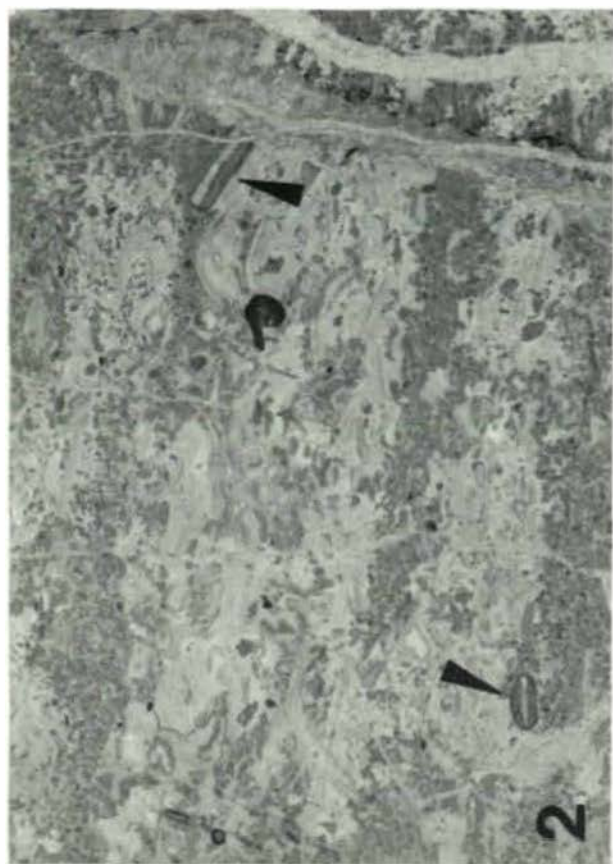
Terrigene Raibler Schichten aus dem Karawanken-Straßentunnel; Vergrößerung 3,3-fach.

Fig. 1: Station 2328; wacke- bis packstones (stark Pyrit-durchstäubt) mit zwischengeschalteten hellen Biogenschutt-lagen.

Fig. 2: Station 2996; bioklastischer grainstone mit onkolithisch umkrusteten Lamellibranchiaten (Pfeil). In den hellen Bildteilen Anhydritsprossung.

Fig. 3: Station 3160; bioklastischer packstone. Pfeil: Grabbau, mit dünnen Ostracodenschalen verfüllt.

Fig. 4: Station 3520,2; grainstone, reich an black pebbles. Megalodontenquerschnitt mit Anhydritfüllung.



ROLE OF HIGH-ANGLE FAULTS DURING HETEROAXIAL CONTRACTION, INNTAL THRUST SHEET, NORTHERN CALCAREOUS ALPS, WESTERN AUSTRIA

Gerhard Eisbacher & Rainer Brandner

With 7 figures

Abstract:

During Late Cretaceous/two-stage contraction of sedimentary strata within the Austroalpine accretionary wedge initial fold-thrust detachment and subsequent heteroaxial shortening were controlled by low-strength stratigraphic heterogeneities and by the propagation of transverse high-angle faults. For the Inntal thrust sheet of the Northern Calcareous Alps (NCA) about 20 km of NW-directed thrust movement was accompanied by internal shortening and by distributed dextral displacement along NW-striking transfer faults by about 15 to 20 km. Thrust sheet segmentation along high-angle transfer faults led to significant relief between stratal panels of variable vergence and accounts for local deposition in and patchy preservation of Upper Cretaceous syndeformational clastic basins. One of the authors (R.B.) interprets orogen-parallel striking normal faults with Upper Cretaceous scarp breccias as an indication of today's NW-SE extension of the early alpine nappe edifice.

Superimposed NNE-SSW-oriented heteroaxial contraction in latest Cretaceous-Paleogene time by about 10 km reactivated initial transfer faults as high-angle reverse faults, with a new set of NE-striking high-angle sinistral faults propagating from the footwall into the frontal Inntal hangingwall. This increased the plunge of pre-existing folds and produced a new set of plunging folds within fault-bounded panels. High-angle faults thus accommodated polyphase shortening of the NCA-wedge and superimposed basins that formed along transverse zones with major structural relief.

Zusammenfassung:

Während der oberkretazischen, zweiphasigen Einengung des sedimentären Schichtenstapels innerhalb des ostalpinen Akkretionskeiles werden die initialen Abscherhorizonte der Faltenüberschiebungen und die nachfolgenden heteroaxialen Krustenverkürzungen durch stratigraphisch vorgegebene Horizonte geringerer Scherfestigkeit und durch propagierende steilstehende Querstörungen kontrolliert. Die NW-gerichtete Überschiebung der Inntaldecke im Ausmaß von mindestens 20 km wurde sowohl von interner Verkürzung als auch von etwa 15-20 km weiten dextralen Seitenverschiebungen entlang NW-streichenden Transferstörungen begleitet. Die Segmentierung des Deckenkörpers durch die steilstehenden Transferstörungen führte zu einem signifikanten Relief der mit variabler Vergenz gelagerten Schichtstapel, das die synorogene klastische Sedimentation innerhalb der oberkretazischen Gosaubecken nach sich zog. Einer der Autoren (R.B.) sieht zudem in orogenparallel verlaufenden Abschiebungsstrukturen, die von Scarp-Breccien begleitet werden, einen Hinweis auf eine distensive Gosaubeckenbildung.

Die ursprünglichen Transferstörungen werden in der obersten Kreide und im Paläogen durch eine NNE-SSW-orientierte Krustenverkürzung von ca. 10 km als steile Aufschiebungen reaktiviert. Ein neues Set von sinistralen, NE-streichenden Blattverschiebungen setzt sich von der Liegendscholle in den frontalen Bereich der Inntal-Hangendscholle fort. Das Abtauchen der präexistierenden Faltenstrukturen wird dadurch verstärkt, und es entstehen neue Sets von Falten mit abtauchenden Faltenachsen innerhalb der mit Störungen begrenzten Schichtstapel.

Steilstehende Querstörungen spielten daher sowohl bei der polyphasen Krustenverkürzung der Nördlichen Kalkalpen, als auch bei den Krustendehnungen eine wesentliche Rolle.

Introduction

Fold-thrust belts and accretionary wedges are thought to grow by forward and downward propagation of deformation, which, within more or less constant fields of regional contraction, results in wedge-shaped cross sections (ORIEL & ARMSTRONG, 1965; BALLY et al., 1966; PRICE, 1981; BOYER & ELLIOTT, 1982; DAHLEN et al., 1984). Geometric details of individual structures within fold-thrust wedges are controlled mainly by variations in stratal competence, thickness, facies, and basement configuration prior to the onset of contraction (LAUBSCHER, 1965, 1981; DAHLSTROM, 1969, 1970; THOMAS, 1990; GHISETTI & VEZZANI, 1988; HARRISON & BALLY, 1988; MCCLAY et al., 1989; CASTELLARIN & PICOTTI, 1990; DARDEAU & GRACIANSKY, 1990; HUMAYON et al., 1991; SCHÖNBORN, 1992). Recently, the interaction of major high-angle faults with growing fold-thrust structures in arcuate thrust belts or accretionary wedges has been recognized as significant by BENVENUTO & PRICE (1979), SCHMIDT et al. (1988), NAMSON & DAVIS (1988), MCDUGALL & KHAN (1990), PEI-ZHEN et al. (1990), and BITTERLI (1990) among others. In such settings the propagating networks of high-angle faults that truncate or interfere with fold-thrust structures range in scale from local extension fractures and tear faults to major strike-slip or convergent transfer faults that relay contraction from one segment of a fold-thrust belt to another.

In western Austria the accretionary wedge of the Northern Calcareous Alps (NCA) displays a bewildering pattern of high- and low-angle faults which developed during latest Mesozoic-Paleogene detachment, stacking and final motion of the Austroalpine crustal thrust plates towards the southern continental margin of Europe (TOLLMANN, 1976). Accessibility and outcrop permit a reasonable appraisal of the significance of high-angle structures during the protracted but poly-phase-heteroaxial deformation of sedimentary strata at relatively shallow crustal levels. To document and understand some of the baffling structural relationships we have selected the highest NCA-structure, the Inntal thrust sheet, exposed north of the Inn valley, Tirol (fig. 1).

Tectonic setting and mechanical stratigraphy of the Northern Calcareous Alps (NCA)

The arcuate Austroalpine accretionary wedge (fig. 1) originated during W- to NNW-directed detachment of both pre-Mesozoic crystalline basement and Mesozoic platformal and basinal strata, 3 to 4 km thick, along the northwestern sector of the convergent Adriatic plate margin (DIETRICH, 1976; FRANK, 1987; LAUBSCHER, 1988). Syndeformational Upper Cretaceous clastics deposited on deformed carbonate strata within the NCA are generally referred to as Gosau Group (FAUPL et al., 1987; LEISS, 1988). They correlate roughly with turbiditic successions of adjacent slope and deep sea environments (GAUPP, 1982; GAUPP & BATTEN, 1983; WEIDICH, 1984; WINKLER, 1988; BERNOULLI & WINKLER, 1990). In Paleogene time the Austroalpine thrust sheets with a basal carpet of ophiolitic melange and slivers of basement were emplaced over distal European crust, parts of which developed into the Penninic and Helvetic basement-cover nappes below the relatively stiff Austroalpine lid (FRISCH, 1979; WAIBEL & FRISCH, 1989; LAUBSCHER, 1988; STAMPFLI & MARTHALER, 1990). Subsequent crustal stacking below this lid induced major Neogene uplift in eastern Switzerland (HURFORD et al., 1989; PFIFFNER et al., 1990), and caused eastward tilting and erosional retreat of the westernmost Austroalpine thrust complexes including the sedimentary NCA. Along their western up-plunge termination the NCA are about 50 km wide and consist of the sedimentary Allgäu, Lechtal, and Inntal sheets which are exposed in E-plunging synclinal semi-klippen and anticlinal semi-windows (AMPFERER, 1932; TOLLMANN, 1976). To the east the NCA sole thrust dips below sea level and has been intersected at a depth of about 6 km in the petroleum exploration well Vorderriss I (fig. 1b, BACHMANN & MÜLLER, 1981). Overall shortening within the western NCA wedge is roughly 60% (EISBACHER et al., 1990). Coal rank and illite crystallinity studies within the NCA suggest that the three main thrusts are warm-over-cold discontinuities and that there is a general north-to-south increase of paleotemperatures (KRUMM, 1984; KRUMM et al., 1988; PETSCHICK, 1989). In-

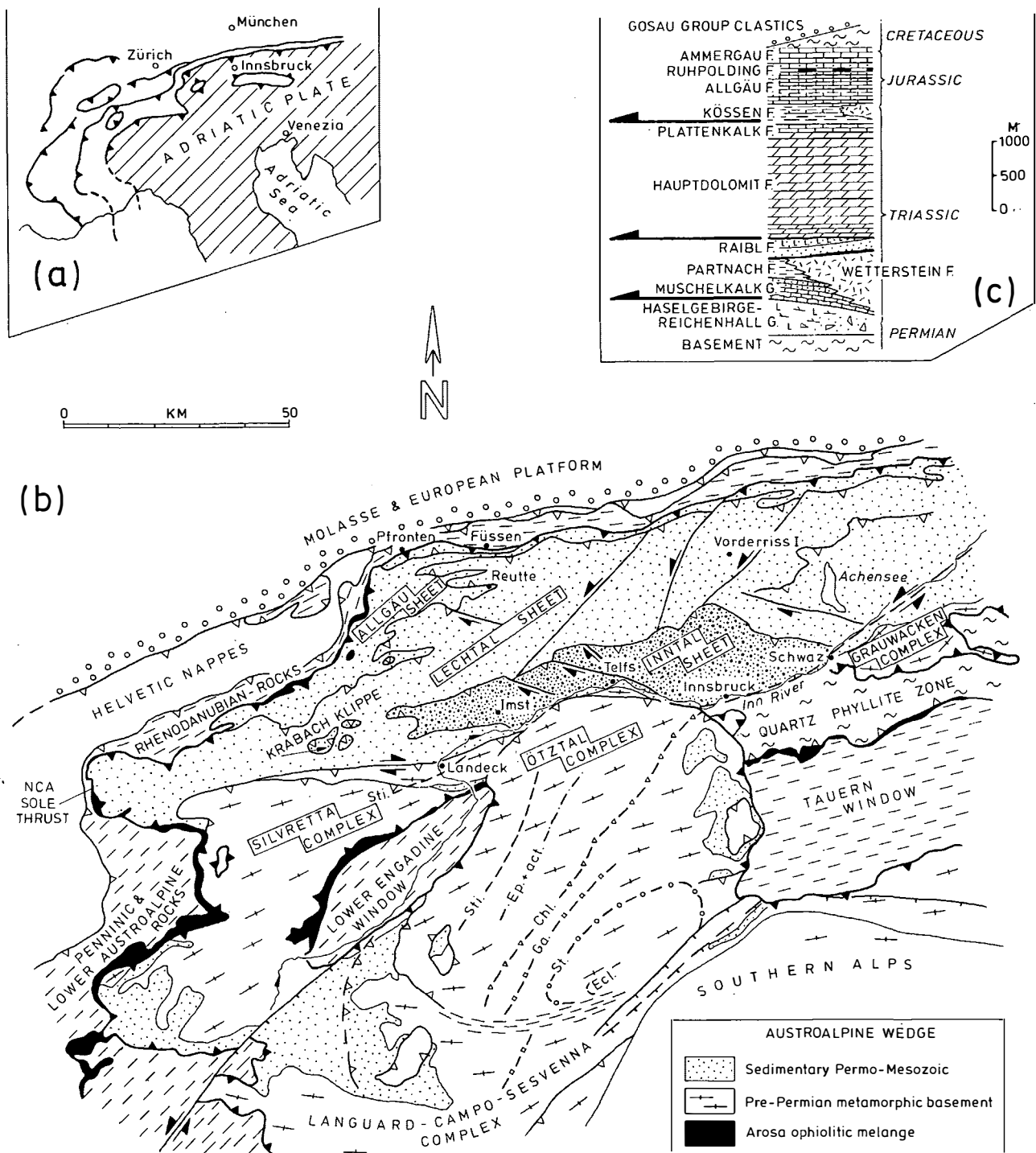


Fig. 1:

- (a) Tectonic framework of the northwestern Adriatic plate margin as exposed within the Alps.
- (b) Present outcrop pattern of the allochthonous Austroalpine cover and basement units of the frontal Adriatic plate which is soled by ophiolitic melange. The transported Late Cretaceous metamorphic isograds for stilpnomelane, epidote, chlorite, garnet, staurolite and the occurrence of eclogite within the Ötztal sheet are after FRANK et al. (1987). The main thrust sheets of the Northern Calcareous Alps (NCA) are outlined roughly as is their relationship to the trailing basement units.
- (c) Sedimentary formations and principal detachment horizons within the NCA wedge.

crease of Late Cretaceous regional metamorphism continues southeasterly into basement-cover complexes located south of the NCA (PURTSCHELLER & RAMMLMAIR, 1982; HOINKES et al., 1982).

The structural relationships between the sedimentary NCA and the basement-cover complexes exposed on the south side of the Inn River valley (fig. 1 b) are still poorly understood. Field evidence so far suggests that the large and internally complex Lechtal sheet of the NCA is in primary but sheared contact with frontal slivers of the Silvretta complex in the west and with phyllitic rocks of the Paleozoic Grauwacken complex in the east (FRANK, 1987; LAUBSCHER, 1989; EISBACHER et al., 1990; ROCKENSCHAUB, 1990). The Allgäu sheet therefore is considered to be a lower Lechtal imbricate, while the Inntal sheet is probably a trailing upper imbricate of the Lechtal sheet (Fig. 1 b). Because the Ötztal complex lies structurally on top of the southeastern Silvretta complex (THÖNI, 1981; SCHMID & HAAS, 1989) we presume that movement of the Ötztal basement was kinematically related to motion of and deformation within the Inntal sheet. Alternatively, a correlation of the Ötztal complex and the Lechtal sheet would be possible too. The sedimentary contact of the Inntal sheet with the Grauwackenzone, a variscan deformed, low-grade metamorphic basement complex, along the lower Inn valley area supports this interpretation by one of the authors (R.B.). The increasing grade of metamorphism in the Ötztal cover-basement complex implies that a thick thrust mass must have existed on top of the Ötztal complex towards the southeast. The Quartz Phyllite zone along the Inn valley (Fig. 1 b) is a sub-Grauwacken low-grade metamorphic sliver of unknown provenance, but possibly was originally situated in front of the NCA platform (TOLLMANN, 1976).

Within the NCA the development of flexural-slip folds, blind or emergent thrusts, folded sole thrusts, and high-angle transfer structures was controlled by the behaviour of two mechanically dominant carbonate units of Triassic age: the Muschelkalk-Wetterstein interval and the Hauptdolomit Formation (Fig. 1 c). Basal detachment of the NCA occurred along the 100 to 300 m thick

Permo-Triassic shale-evaporite units of the Haselgebirge-Reichenhall interval which commonly is pervasively brecciated along major thrust ramps. The Muschelkalk-Wetterstein interval above the basal detachment consists of massive to thick-bedded reef or platform carbonates about 500 to 2000 m thick which interfinger locally with thinly bedded nodular Muschelkalk limestone and regionally with calcareous mudrock of the much thinner Partnach Formation. The overlying incompetent Raibl Formation therefore varies from about 100 m above massive Wetterstein Formation to 750 m above the Partnach Formation. It consists of clastic and/or carbonate cycles including an upper evaporitic interval which constitutes the detachment horizon for the overlying Hauptdolomit Formation. The Hauptdolomit Formation is a competent but well bedded dolostone unit, about 1500 m thick, which, towards the top, changes into calcareous Plattenkalk facies, bituminous Seefeld facies or calcareous mudrock of the Kössen Formation. All these serve as upper detachments for the thin-bedded Jurassic-Cretaceous succession above. For the sake of convenience the uppermost Triassic Kössen shale-limestone couplet has been grouped with the Jurassic-Cretaceous succession in the sketch maps. Jurassic-Cretaceous strata are as thin as 100 m in platformal settings and as thick as 1000 m in basinal settings. A thin radiolarian chert unit, the Rühpolding Formation, serves as convenient structural marker. Within the NCA, cleavage developed only in anchimetamorphic argillaceous units of the southernmost outcrop belt.

Geometry of the Inntal sheet

The ENE-trending frontal thrust trace of the lobate Inntal sheet can be mapped for about 100 km along strike (fig. 1). To the east it is deflected sharply to the southeast and disappears in the Inn valley, while to the west erosion has created a large E-plunging semi-window near the Inn valley defining the main body of the sheet. The sheet is about 20 km wide in the east and 10 km wide in the west and towards the area beyond it is repre-

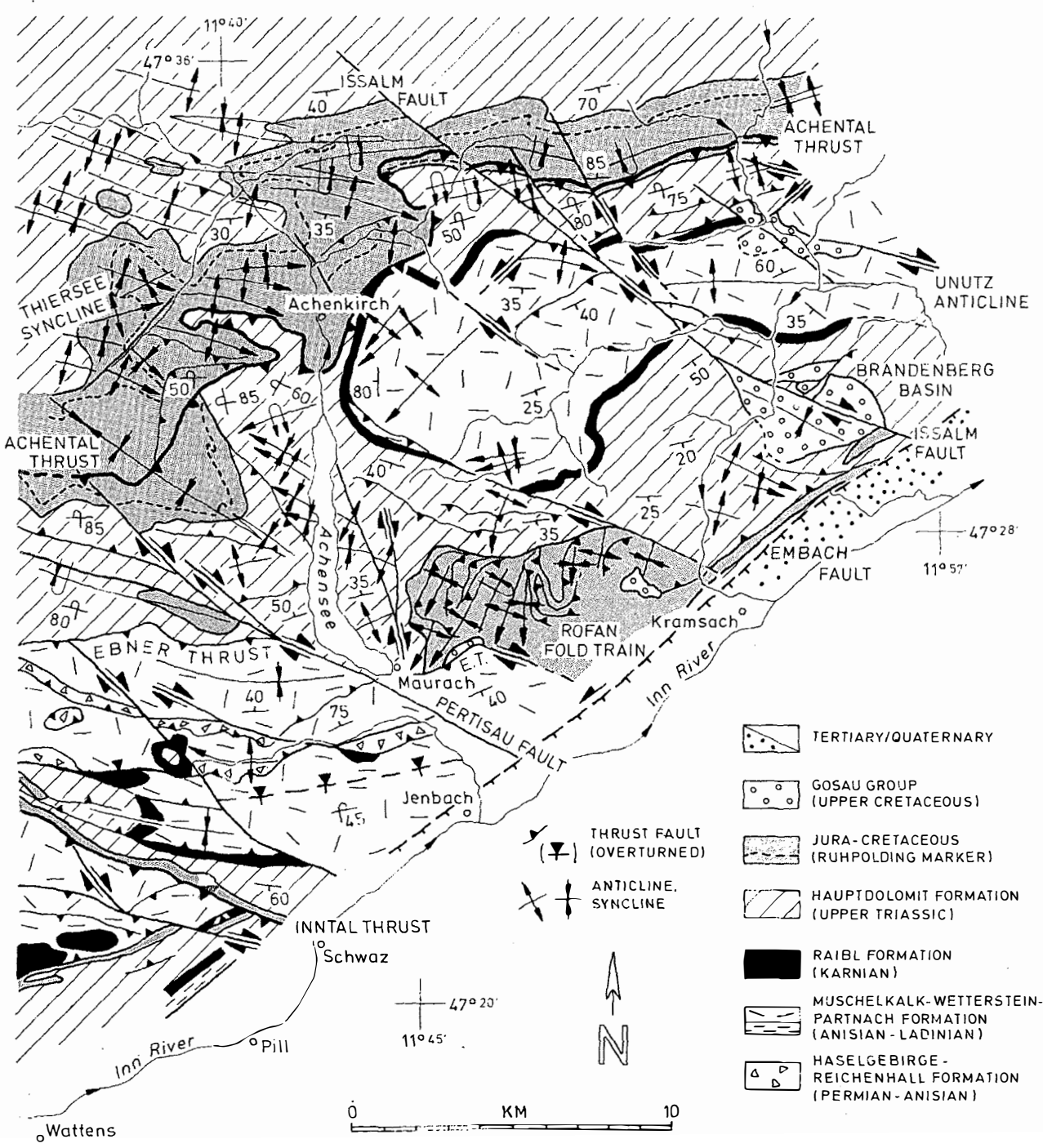
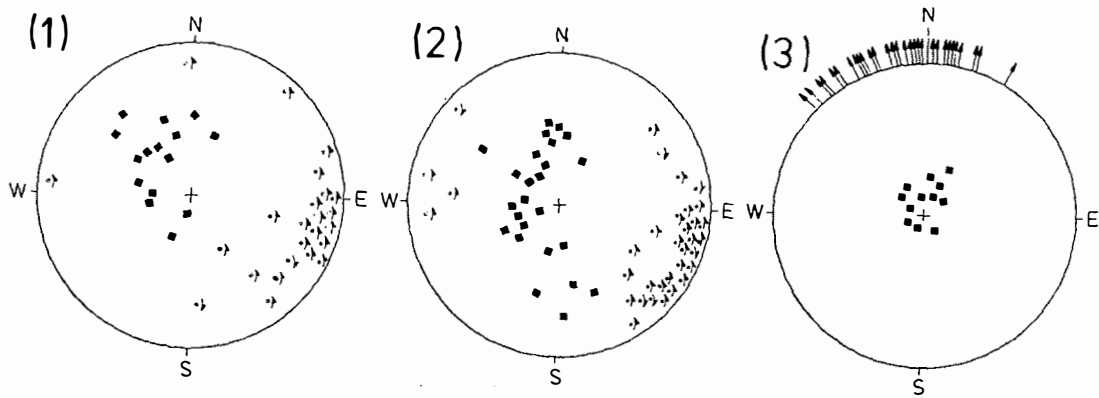
sented by several erosional klippen (e.g. Krabach klippe in Fig. 1). Within the broadly synclinal Inntal sheet a westward decrease in the proportion of Muschelkalk-Wetterstein carbonates and a westward rise in the position of the sole thrust from within the basal Haselgebirge-Reichenhall interval to the Raibl and upper Hauptdolomit levels is expressed in a change of wavelengths of subsidiary fold-thrust structures from about 5 km in the east to around 3 km in the west. High-angle transfer faults within the Inntal sheet are also spaced progressively closer towards the west. Near the Inn valley proximity of pre-Mesozoic basement and pronounced facies changes coincide with backthrusts within both the Inntal and Lechtal sheets (see below). The Ötztal, Silvretta, and Grauwacken basement complexes thus represent northward tapering backstops for both Inntal and Lechtal sheets (EISBACHER et al., 1990). Since the Inntal sheet appears to have been detached along the trailing portion of the Lechtal sheet, progressive detachment, high-angle faulting, internal deformation, and heteroaxial overprinting are discussed by proceeding from the Achensee area on the east to the westernmost exposures of the sheet.

Achensee area

The Achensee area encompasses the trailing edge of the Lechtal sheet east of the Inntal thrust trace (fig. 1). The area is dominated by the NW-verging composite Unutz anticline – Achenal thrust structure that is segmented by NW-striking high-angle transfer faults, the most prominent of which are the Issalm, Kramsach and Pertisau faults (fig. 2). The Unutz-Achenal-structure represents an arrested stage of fold-thrust detachment along the trailing portion of the Lechtal sheet, a situation quite similar to that which probably preceded detachment of the Inntal sheet to the west. The SW-plunging Unutz anticline is cored by competent Wetterstein and Hauptdolomit carbonates with overlying Jurassic-Cretaceous strata changing from relatively thin platform slope facies in the Rofan fold train of the hangingwall to considerably thicker basinal facies in the adjacent

Thiersee syncline (NAGEL, 1975; CHANNELL et al., 1992). The Achenal thrust structure probably nucleated along a roughly NE-striking synsedimentary normal fault zone of Jurassic age (CHANNELL et al., 1990) and propagated from below the overturned forelimb of the Unutz hangingwall anticline into tightly folded Jurassic-Cretaceous strata of the Thiersee syncline. There the m- to 100 m-scale folds developed by stratal detachment above the Hauptdolomit Formation. The Achenal thrust, exposed east of Achenkirch, is associated with semipenetrative shear veins in Lower Cretaceous argillaceous footwall. Calcite fibre lineations indicate a mean N- to NNW-directed motion perpendicular to the general ENE-striking thrust trace (fig. 2, diagram 3). The thrust disappears and/or at least loses displacement both to the east and west within a strike distance of about 15 km. A strike projection of steeply dipping to overturned Jurassic-Cretaceous strata (e.g. Ruppolding chert marker) into the area beneath the central thrust segment indicates minimum forward thrust displacement of about 7 km. This motion was accompanied by propagation of and dextral displacement along NW-striking high-angle transfer faults. Some rotation around local vertical axis is also suggested by paleomagnetic data from Lower Jurassic redbeds (CHANNELL et al., 1990). To the west the Unutz – Achenal structure is truncated by the dextral Pertisau transfer fault which also offsets the Ebner backlimb thrust by about 6 km. Along the transfer faults displacement is accommodated between the Unutz – Achenal structure on the east and the Inntal thrust on the west. The northwesterly strike of the easternmost segment of the Inntal thrust trace suggests that it also originated as a dextral transfer fault.

Throughout the Achensee area there are numerous superimposed folds with axial surfaces oriented at relatively high angles to the trend of the Unutz – Achenal structure (fig. 2). They are particularly prominent in the upright limb of the Thiersee syncline. Their geometry also determined the lobate erosional geometry of the Achenal thrust trace. Superimposed contraction appears to have been substantial in Achenal hangingwall strata as well and is indicated by strongly



NW-plunging folds in Hauptdolomit Formation along the Achensee shore (fig. 2). Pre-existing NW-striking high-angle transfer faults were locally reactivated as reverse structures. In suitably oriented stratal panels bordered by faults the heteroaxial contraction thus produced folds whose plunges were clearly determined by pre-existing stratal dip (fig. 2, diagrams 1 and 2).

Timing of initial detachment and heteroaxial superposition of fold-thrust structures in the Achensee area are constrained by remnants of syntectonic clastics. Thus, the youngest deformed strata in the Thiersee syncline are Albian calcareous mudrocks which locally are interbedded with conglomeratic channel deposits composed of limestone clasts derived from a nearby Lower Cretaceous shallow water platform (WEIDICH, 1984). Therefore, closure of the syncline and emergence above sea level of anticlinal structures probably commenced by late Albian time. Upper Cretaceous (Coniacian-Santonian) nonmarine-marine Gosau Group strata of the Brandenburg Basin rest unconformably on Triassic strata down to the level of the Wetterstein Formation and straddle the high-angle Issalm transfer fault. Detailed biostratigraphic work of HERM et al. (1979) shows that the trace of the Issalm fault separates a shallow-water carbonate-clastic facies domain of Coniacian age on the northeast from a turbiditic deeper water clastic facies of Coniacian-Santonian age on the southwest. Depositional relief of about 500 m, inferred from the paleoecology of the two domains (HERM, 1992), is still reflected by the structural relief of the basal unconformity. Post-Gosau deformation of the Brandenburg strata produced a NW-trending anticline-syncline pair (fig. 2). Similar trending folds were observed in other remnants of the Gosau Group a few kilometres to the north. We therefore propose that the

early NW-SE-oriented contraction and associated propagation of NW-striking dextral transfer faults from the trailing edge of the Lechtal sheet commenced in mid-Cretaceous time at about 100 Ma. Pronounced subsidence along high-angle transfer faults occurred during the Late Cretaceous, between 90 and 80 Ma. A superimposed NE-SW-oriented contraction probably caused stratal shortening and uplift of the deposits after 80 Ma. Finally, the NE-striking Embach fault along the Inn River valley truncated all structures of the NCA and borders a lower Oligocene clastic basin (STINGL, 1990). The superimposed contraction therefore is crudely constrained between about 80 and 30 Ma. The approximate timing of the two deformation events and the role of high-angle transfer faults within the trailing Lechtal sheet is relevant with respect to the timing of initial detachment, emplacement, and deformation of the Inntal sheet to the west.

Inntal sheet

a) Eastern Inntal sheet

In the easternmost Inntal sheet open W- to SW-plunging folds are truncated by NW-striking high-angle faults and by the NW-striking lateral border of the Inntal thrust sheet (fig. 3). The main ENE-striking frontal thrust is overlain by multiple NW-directed imbricates of competent Muschelkalk-Wetterstein strata. Internally, the geometry of the sheet is governed by the major Mieming anticline-Autal syncline pair which is also offset by several WNW- to NW-trending dextral transfer faults and by the Seefeld axial depression (fig. 3). Most of the dextral high-angle transfer faults do not extend

Fig. 2: Geologic sketch map for the trailing Lechtal sheet in the Achensee area, east of the Inntal thrust trace (see fig. 1). Note the major NE- to ENE-trending Unutz-Achental-Thiersee structures and related NW-striking highangle transfer faults, one of which controlled the location of the syndeformational Upper Cretaceous Brandenburg basin. Superimposed WNW-trending folds whose plunge and geometry determined the eventual erosional outcrop pattern are also prevalent on the mesoscopic scale as shown by stereonet diagrams for dominant stratal dips (squares) and asymmetric folds (vergence by circle around the fold axis dot) in the areas west (a) and east (b) of Achenkirch. Diagram (c) illustrates stratal dips (squares) and trend of shear vein lineations (arrows) in argillaceous footwall rocks below the Achental thrust east of Achenkirch.

into the Lechtal sheet beyond the Inntal thrust front. The trailing edge of the sheet is characterized by the major S-directed Halltal backthrust and related imbricates which, in the past, have been interpreted as parts of the footwall below a 'freely floating' Inntal sheet (TOLLMANN, 1976). However, the Halltal backthrust clearly cuts up-section from west to east and progressively deeper footwall imbricates contain a higher proportion of basal Partnach mudrock facies in place of Wetterstein platform carbonates (fig. 3). Also, a southward rising basement surface below the basal evaporitic Haselgebirge-Reichenhall detachment, indicated by refraction seismic interfaces with velocities of up to 6 km s⁻¹ near the Inn valley (ANGENHEISTER et al., 1972), suggests a basement controlled backthrust zone within the southernmost Inntal sheet. Partnach mudrock facies also dominates imbricated panels of Triassic strata above the Grauwacken zone basement exposed south of the Inn River.

Because the eastern end of the Inntal thrust strikes into the Inn valley a potential footwall cutoff structure for the Inntal front is difficult to define. However, the complex structure in steeply N-dipping to overturned Wetterstein strata in the Lechtal sheet east of Schwaz indicate that detachment of Wetterstein-Muschelkalk strata probably occurred along trend to the west, somewhere in the vicinity of the present Inn valley. This would imply a NNW- to NW-directed thrust motion of at least 20 km. In the footwall east of the main Inntal thrust trace massive Wetterstein facies also changes northerly into Partnach mudrock (DONOFRIO et al., 1980) and we therefore infer that most of the Triassic footwall below the Inntal sheet consists of Wetterstein-Hauptdolomit carbonate facies. During progressive contraction the Eng- and Zugspitze backthrust zones in the footwall carried the Wetterstein-Partnach facies transition southward over Jura-Cretaceous strata which constitute the immediate footwall of the Inntal thrust sheet (sections AB and CD in fig. 3).

Post-thrust emplacement deformation of the Inntal sheet probably continued within a changed field of contraction and resulted in the presently exposed hangingwall-footwall pattern. Towards the east

NNE-directed motion of the Inntal sheet by at least about 4 to 8 km is suggested by Muschelkalk-Wetterstein klippen and by the north-northeasterly overturned footwall panel including the earlier formed Eng backthrusts. Along the original thrust front near Mittenwald the NE-striking sinistral Isar transfer fault of the footwall accommodated the advancing Inntal thrust, the Jura-Cretaceous footwall outcrop was closed and backthrusts were tilted into a vertical orientation. West of the Isar fault zone, the Zugspitze backthrust, continued to move in a south-southwesterly direction and backtilted the frontal Inntal thrust. Thus, NNE-directed motion of the Inntal sheet in the east, sinistral displacement transfer in the centre, and south-southeasterly motion of the Zugspitze backthrust in the west all accommodated NNE-SSW-oriented contraction amounting to about 5 to 10 km. This pattern of contraction was superimposed onto NW-directed structures which had developed in the Inntal sheet during earlier thrust motion. Superimposed deformation also accentuated the Seefeld axial depression and accounts for the bulbous plunging geometry of the Mieming anticline.

b) Western Inntal sheet

Towards its western up-plunge termination both hangingwall folds and related branch thrusts in the Inntal sheet are cut and offset by NW-striking high-angle transfer faults (fig. 4). Dextral offsets on individual high-angle faults are generally small, tend to decrease from southeast to northwest, and most of them do not seem to extend beyond the frontal Inntal thrust. Between the major Telfs transfer zone and the syntectonic Muttekopf Gosau basin distributed dextral separation of the Tarrenz synclinal axial surface and the SSE-dipping Raibl Formation is in the order of 10 to 20 km. Towards the trailing edge of the Inntal sheet high-angle transfer faults separate stratal panels with variable structural vergence (fig. 5). Near the locality of Imst, shortening is accommodated within the strongly NW-vergent Tarrenz syncline, by the SSE-vergent Tschirgant backfold-thrust structure (NIEDERBACHER, 1982), and by

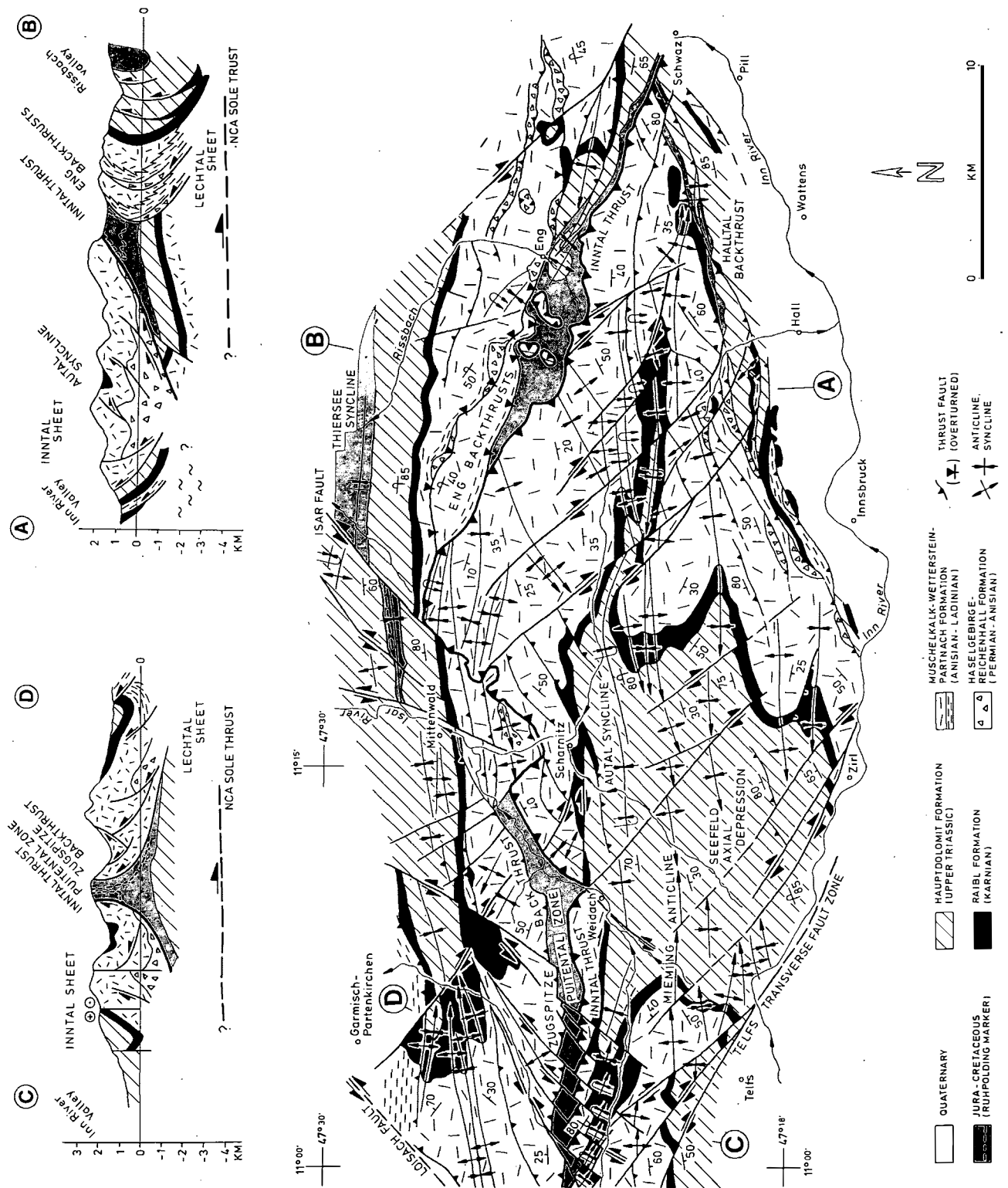


Fig. 3: Geologic sketch map of the eastern Inntal sheet. Note the ENE-trending fold thrust structures within the Inntal sheet which are truncated by the NW-striking eastern segment of the Inntal sole thrust and by other high-angle dextral transfer faults. Superimposed heteroaxial contraction with SSW-directed motion of the Zugspitze backthrust and NNW-directed motion with overturning of the Eng footwall backthrusts is illustrated by the two cross sections. These motions were accommodated by sinistral displacement transfer amounting to about 5 to 10 km and including the SW-propagated Isar fault and others which cut the earlier NW-striking faults.

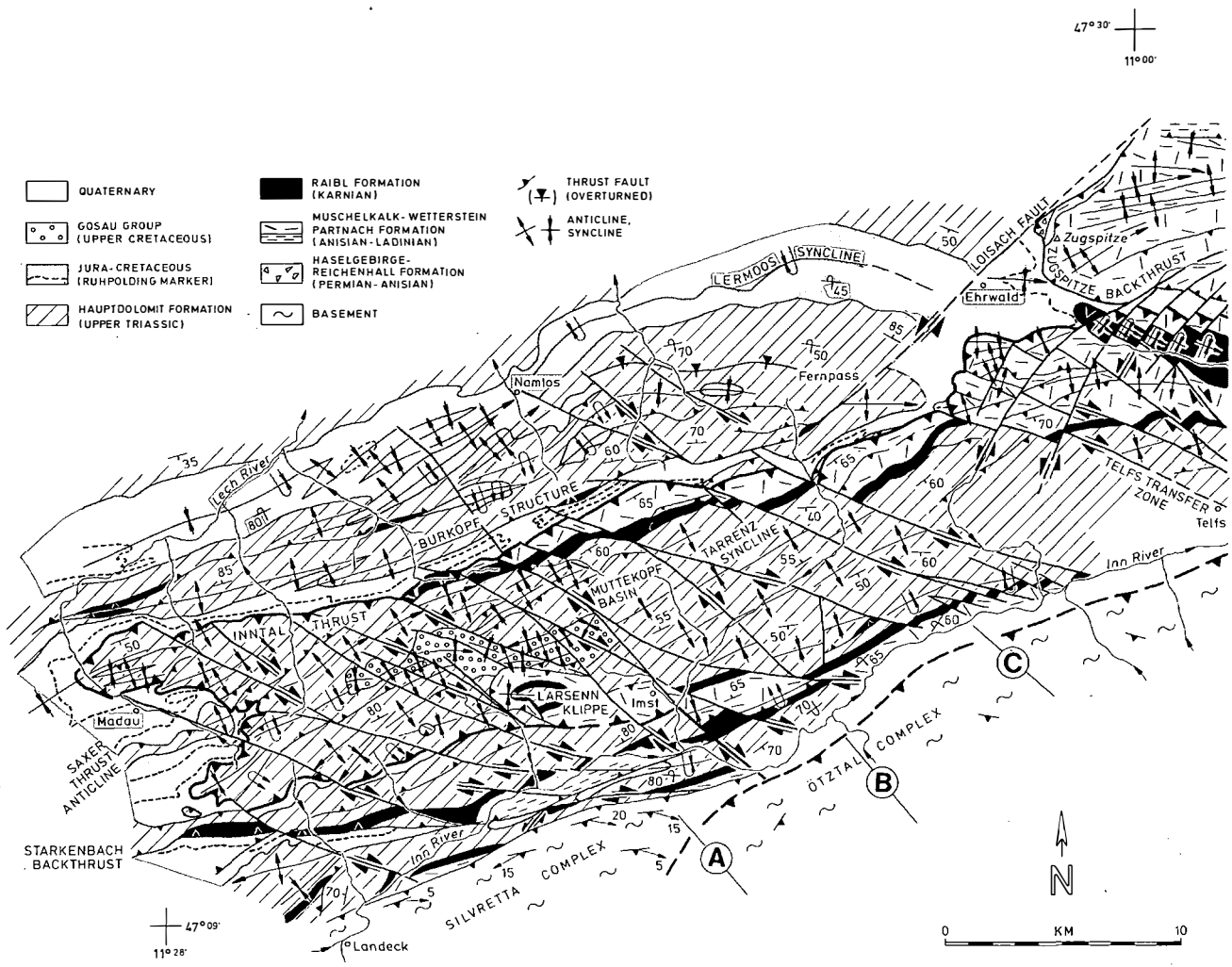


Fig. 4: Geologic sketch map of the western Inntal sheet. Note that ENE-trending folds and the frontal thrust are displaced by numerous NW-striking transfer faults which appear to have propagated in a northwesterly direction. A diving footwall fold is outlined by the Ruhpolding chert marker east of Madau. Erosional remnants of the Upper Cretaceous clastic Muttekopf basin are located along a major dextral transfer fault and in front of the Larsenn klippe, whose emplacement could have occurred as part of the forward motion of the Ötztal sheet and thus may have enhanced local tectonic subsidence. Erosion along the Starkenbach footwall backthrust has exposed a potential footwall cutoff for Hauptdolomit Formation in the frontal Inntal sheet and the Silvretta basement units which are characterized by retrograde semi-penetrative stretching lineations (shown as arrows) and indicate dextral shear.

emplacement of the Larsenn klippe. Loading by the Larsenn thrust may have aided local subsidence of the Muttekopf basin along a major high-angle transfer fault (fig. 4). To the west transfer faults are seen to cut footwall strata below the Inntal sheet. They also merge with W-trending semi-penetrative dextral shear zones within the steeply dipping transition zone between the Lechtal sheet and Silvretta basement rocks. The prevailing NNW- to NW-vergence of subsidiary folds both in hangingwall Hauptdolomit strata and in the im-

mediate Jurassic-Cretaceous footwall suggest a broadly NNW- to NW-directed thrust detachment and emplacement of the Inntal sheet), as inferred by TOLLMANN (1976). There is strong evidence that contraction of footwall strata below the Inntal sheet began while forward motion of the sheet was still going on. Near the locality of Madau (fig. 4) the footwall geometry of the Jurassic Ruhpolding marker, first mapped by AMPFERER (1932), demonstrates that during development of the Saxer thrust-anticline in the footwall the Jurassic-

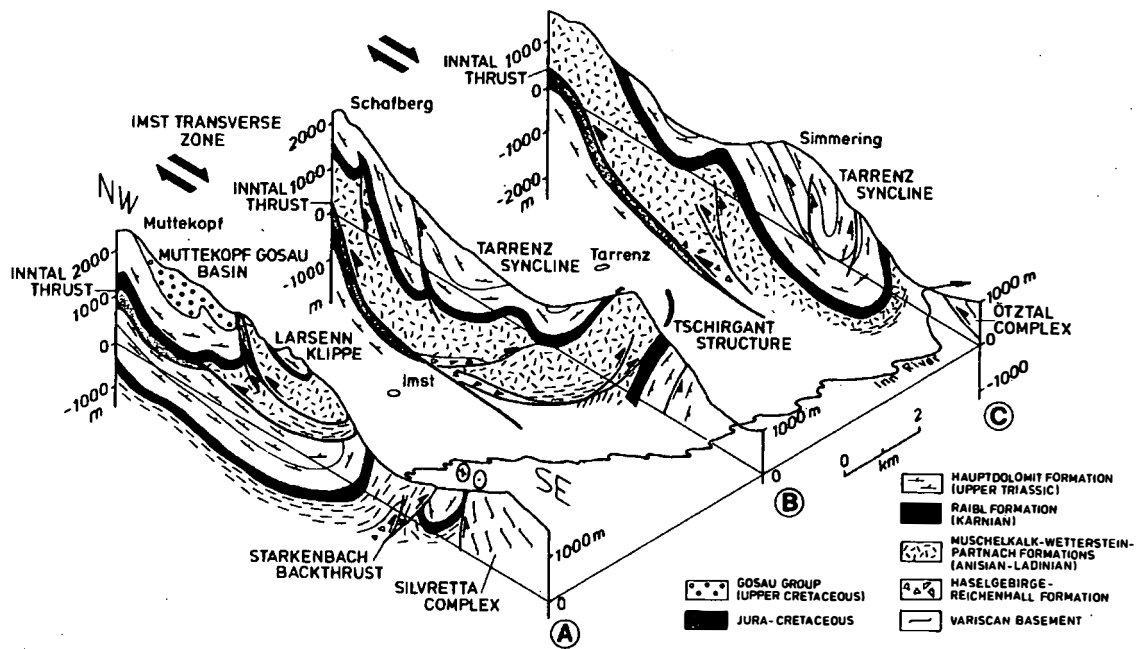


Fig. 5: Three partial sections which display the variable vergence and structural style of individual stratal panels separated by high-angle transfer faults within the trailing portion of the western Inntal sheet (for location see fig. 4).

Cretaceous strata along the anticlinal crest were extended below the moving Inntal sheet and rolled forward into a NNW-dipping anticline filling the core of an adjacent syncline before motion of the hangingwall was impeded by footwall backthrusting along the Burkopf and Starkenbach backthrusts. The latter facilitated erosion of an E-plunging semi-window revealing the probable footwall cutoff of Hauptdolomit strata at a distance of about 20 km to the southeast of the frontal Inntal thrust trace. Thus, NW-directed thrust displacement of at least about 20 km, similar in magnitude to the eastern Inntal sheet, can be inferred for the western part of the sheet. However, displacement by thrusting was accompanied by the equally significant longitudinal segmentation of the thrust sheet along dextral transfer faults. These seemingly propagated into the direction of thrust sheet motion which was accompanied by some footwall contraction below the sheet. Backthrusting along the Burkopf structure probably occurred within a slightly changed field of contraction and was transferred from the broadly SSW-directed Zugspitze thrust via the SW-propagating sinistral Loisach fault and caused significant tightening of

all footwall structures (EISBACHER et al., 1990). Other NE-striking sinistral faults which propagated from the Lechtal sheet southwesterly cut both the Inntal thrust front and the earlier developed NW-striking dextral transfer faults. Near the Starkenbach backthrust which is a cold-over-warm paleogeothermal discontinuity (KRUMM et al., 1988) cleavage in argillaceous units was refolded into E-W-trending 'retrograde' kink bands.

c) Timing of contraction and displacement transfer within the Inntal sheet

Timing of detachment and internal deformation of the Inntal sheet are relatively well constrained. Jurassic-Cretaceous footwall strata in the Puitental zone near the Zugspitze backthrust contain mafic dikes which intruded at about 100 Ma and suggest a broadly extensional framework (TROMMSDORFF et al., 1990). Locally derived olistostromes of probable Cenomanian age are overridden by the western Inntal sheet near Madau, while on top of the sheet syndeformational Gosau Group of Coniacian to Maastrichtian age (about 90 to 70 Ma) was

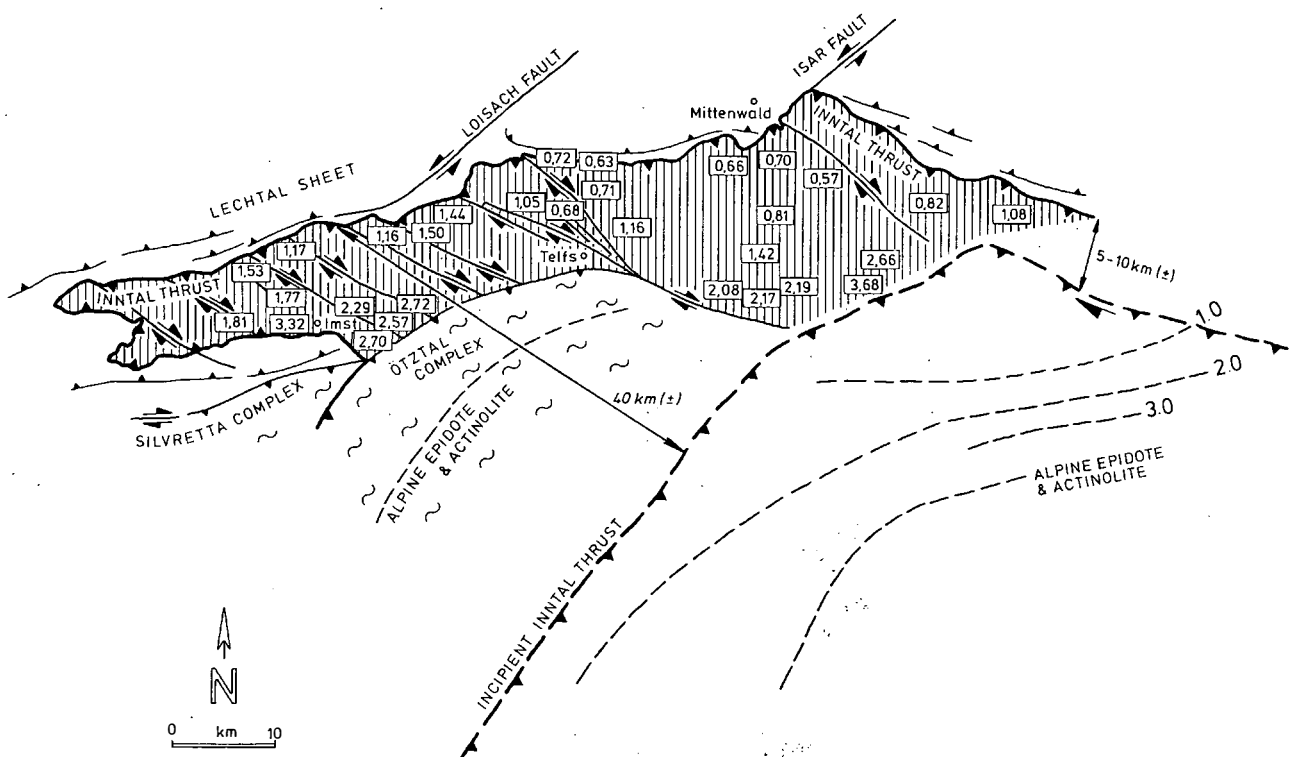


Fig. 6: Approximate restoration of the incipient Inntal thrust and trailing Ötztal complex relative to the Lechtal/Silvretta complexes. Vitrinite reflectance values R_{max} in the Raibl Formation (after PETSCHICK, 1989) and transported metamorphic isograd are also restored and demonstrate that NW-directed thrust and distributed dextral transfer displacements in the Inntal sheet during the Late Cretaceous amounted to about 40 km and that they increased towards the west. About 10 of NE-directed motion is implied for the superimposed contraction event.

deposited unconformably on Hauptdolomit Formation in the synclinal Muttekopf basin (LEISS, 1988; ORTNER, 1992, 1994)).

This basin contains coarse mass flow deposits with huge limestone slabs of Kössen reef facies and fining-upwards cycles of turbiditic sandstones and conglomerates containing detritus derived from pre-Triassic basement (WOPFNER, 1954) and ultramafic source areas (DIETRICH & FRANZ, 1976). Since WNW-directed thrusting of the Ötztal basement complex has been dated also at about 90 to 70 Ma (THÖNI, 1988; SCHMID & HAAS, 1989), it is probable that emplacement and deformation of the Inntal sheet was driven by thrust motion of the Ötztal complex onto the Silvretta complex. The small Larsenn klippe (fig. 5) could have been part of the frontal cover of the Ötztal complex. Numerous semi-penetrative and/or chlorite-coated brittle shear zones in both Silvretta and Ötztal basement rocks display striations and semipenetrative

stretching lineations that indicate oblique dextral motion. The WNW- to NW-striking high-angle faults which propagated from the Inn valley into the Inntal thrust sheet probably created the relief for sedimentary source areas and transfer fault basins, before continued contraction and backthrusting elevated the entire Inntal edifice above sea level during latest Cretaceous-Paleogene time.

A palinspastic model for the Inntal sheet in which about 20 km of NW-directed thrusting, 10 to 20 km of distributed dextral shear along high-angle NW-striking faults, and about 5 to 10 km of NNE-directed superimposed thrusting are restored shows an original NE-trending thrust front with the realigned coal rank values of PETSCHICK (1989) for the Raibl Formation (fig. 6). A NW- to WNW-directed motion of at least about 40 km for the sheet amounts roughly to the thrust overlap of Ötztal over the Silvretta complex, as inferred by SCHMID & HAAS (1989).

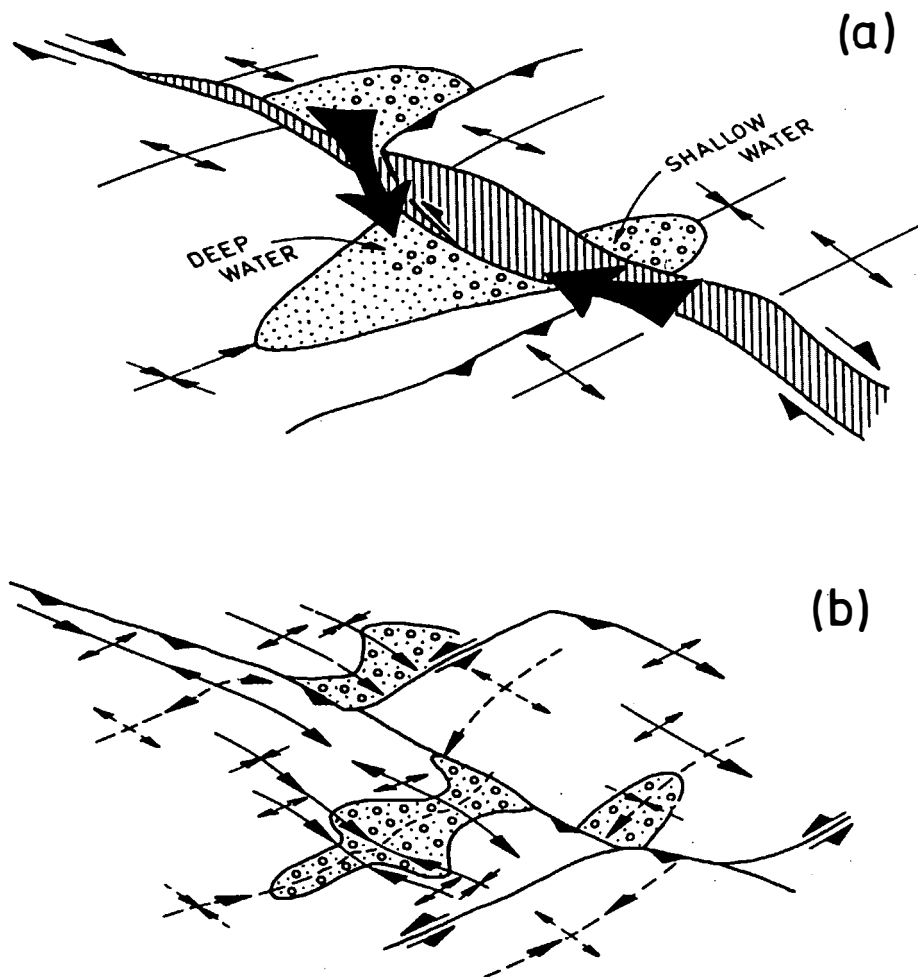


Fig. 7:

- (a) Model for the development of erosional source areas and small syndeformational clastic basins adjacent to high-angle transfer faults within growing foldthrust belt or accretionary wedges, as displayed by the Brandenburg and Muttekopf basins of the western NCA. The strong overprint by intragosauian normal faulting is not shown in this model.
- (b) The effect of heteroaxial contraction on pre-existing folds, thrust faults, and high-angle transfer faults as displayed by structures within and adjacent to the Inntal sheet of the NCA wedge.

Transfer fault basins in accretionary settings

Although uplift and erosion down to the level of Triassic formations seem to have accompanied initial fold-thrust detachment along the trailing edge of the Lechtal sheet and within the Inntal sheet foundering of short-lived syntectonic basins occurred soon thereafter. Although the Upper Cretaceous Brandenburg and Muttekopf Gosau basins developed in synclines which are located behind major thrusts they are also located adjacent to high-angle transfer faults. Since the high-angle faults appear to have propagated roughly in the di-

rection of regional contraction and since fold-thrust structures along several high-angle faults show variable vergence it can be inferred that the shear stresses along the faults were low. Relative vertical displacements along the transfer faults thus could have led to the juxtaposition of high standing anticlinal sedimentary source areas and low lying synclinal depositional sinks. High-gradient sedimentary transport could occur across and low-gradient transport along high-angle faults. The developing basins therefore contained elements of both piggyback basins (ORI & FRIEND, 1984) and strike-slip pull-aparts (CROW-

ELL, 1974) depending on the local angle between the strike of the transfer fault and the general direction of contraction. The bewildering sedimentary assemblages ranging from fluvial conglomerates and small bioherms to deep water turbidites, the highly variable sedimentary provenance, and the short subsidence history which was followed by irregular uplift are possibly all characteristic for transfer fault basins in other accretionary settings as well. Subsidence is probably strongest near releasing bends of transfer faults and need not have been accompanied by large strike-slip displacements (see also WORRALL, 1991). The resulting structural pattern in the sedimentary fill of transfer basins reflects both synand post-depositional conditions. Fig. 7 is a model for the initial development and subsequent deformation of a transfer basin within a changing field of contraction as visualized for the example of the Brandenburg basin within the trailing Lechtal sheet of the NCA.

The southern margin of the Brandenburg basin is formed by a strong intragosauian normal fault with an offset of about 1 km, along which megabreccias accumulated (BRANDNER & ORTNER, 1995). It is assumed by one of the authors (R.B.) that strong subsidence in a NW–SE oriented field of distension overprinted older basin structures. The normal fault is lacking in the earlier version of the basin model in fig. 7.

High-angle faults and progressive heteroaxial fold-thrust development

Progressive contraction of the mechanically heterogeneous Permo-Mesozoic sedimentary succession within the frontal Austroalpine accretionary wedge was achieved by partitioning of regional deformation onto fold-thrust and high-angle transfer structures. This partitioning first accommodated NW–SE-oriented contraction along an arcuate belt of sedimentary strata with associated stacking of crystalline thrust sheets between about 95 and 80 Ma (see also FRANK, 1987; SCHMID & HAAS, 1989; RATSCHBACHER et al., 1989; THÖNI, 1988). As displayed by the structure of the Inntal

sheet, continuing shortening appears to have occurred within a changed NNE–SSW-oriented field of contraction, resulting in complex hangingwall-footwall interference and in the southwesterly propagation of new NE-striking high-angle sinistral faults. This second structural event was possibly also responsible for the downward change in the orientation of stretching lineations from WNW–ESE to N–S within the Arosa melange near the western NCA-sole thrust (RING et al., 1988) and could have been related to early Paleogene (?) impingement of the NCA-wedge against the European continental margin.

The presence of both high-angle and low-angle faults substantially eased heteroaxial overprinting. Thus, inclined stratal panels, confined laterally by high-angle faults, responded to the changed pattern of contraction individually and thereby the 'corrugated iron' effect of pre-existing fold trains was reduced. In other area pre-existing stratal dips were translated directly into plunge of newly developing folds. Also, pre-existing high-angle strike-slip faults accommodated reverse displacement. New transfer faults nucleated preferably along favourably oriented axial surfaces of pre-existing flexural-slip folds and propagated southward thus transferring displacement onto major backthrusts which impeded further thrust motion, but accommodated shortening at deeper levels of the NCA wedge.

Conclusions

Within the NCA accretionary wedge low-angle fold-thrust detachment and high-angle transfer faulting interacted to accommodate both initial motion and post-emplacment deformation of the Inntal thrust sheet of the Northern Calcareous Alps. Thus, early NW-directed thrust motion amounted to about 20 km and was accompanied by distributed high-angle dextral shear that amounted to about 10 to 20 km and affected both advancing hangingwall and overridden footwall strata. Since high-angle transfer faults formed the border between thrust panels with different struc-

tural vergence the resulting structural relief within the detached Inntal sheet and along the trailing Lechtal sheet led to subsidence of syntectonic Upper Cretaceous transfer fault basins. Orogen-parallel extensional faulting overprinted the earlier nappe pile and the supposed structural relief and accommodated Gosau basin sedimentation (in the view of one of the authors – R.B.). During superimposed NNE–SSW-oriented heteroaxial contraction pre-existing high-angle faults eased development of new plunging folds in tilted but laterally fault-bounded stratal panels and induced SW-directed propagation of sinistral transfer faults and backthrusting within footwall strata by about 5 to 10 km. Heteroaxial structural overprinting was probably related to latest Cretaceous(?)–Paleogene impingement of the NCA-wedge against the outer European platform and terminated deposition within the transfer fault basins. Transfer fault basins such as those hosting the Upper Cretaceous Gosau Group within the western NCA are typically heterogeneous in composition, variable in sediment provenance and short-lived. In other accretionary settings their presence may reveal the presence of otherwise enigmatic transverse discontinuities.

References

- AMPFERER, O. (1932): Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. – Geol. B.-A., 1–122, Wien.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H., GEBRANDE, H., GIESE, P., SCHMIDT-THOMÉ, P. & ZEIL, W. (1972): Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps. – Geol. Rundsch., **61**, 349–395.
- BACHMANN, G. & MÜLLER, M. (1981): Geologie der Tiefbohrung Vorderriss 1 (Kalkalpen, Bayern). – Geologica Bavarica, **81**, 17–53.
- BALLY, A.W., GORDEY, P.L. & STEWART, G.A. (1966): Structure, seismic data and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains. – Canadian Petroleum Geology Bulletin, **14**, 337–381.
- BENVENUTO, G.L. & PRICE, R.A. (1979): Structural evolution of the Hosmer thrust sheet, southeastern British Columbia. – Canadian Petroleum Geology Bulletin, **27**, 360–394.
- BERNOULLI, D. & WINKLER, W. (1990): Heavy mineral assemblages from Upper Cretaceous South- and Austroalpine flysch sequences (Northern Italy and Southern Switzerland): Source terranes and palaeotectonic implications. – Eclogae geol. Helv., **83**, 287–310.
- BITTERLI, T. (1990): The kinematic evolution of a classical Jura fold: a reinterpretation based on 3-dimensional balancing techniques (Weissenstein Anticline, Jura Mountains, Switzerland): Eclogae geol. Helv., **83**, 493–511.
- BOYER, S.M. & ELLIOTT, D. (1982): Thrust systems: Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., **66**, 1196–1230.
- BRANDNER, R. & ORTNER, H. (1995): Polyphase basin formation and inversion in the western Northern Calcareous Alps. – Abstracts, 'Workshop on Alpine Geology', 87–88, Basel.
- CASTELLARIN, A. & PICOTTI, V. (1990): Jurassic tectonic framework of the eastern border of the Lombardian basin. – Eclogae geol. Helv., **83**, 683–700.
- CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & SMATHERS, N.P. (1990): Mesozoic paleogeography of the Northern Calcareous Alps – evidence from paleomagnetism and facies analysis. – Geology, **18**, 828–831.
- 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.
- CROWELL, J.C. (1974): Sedimentation along the San Andreas fault, California. – Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ. 19, 292–303.
- DAHLEN, F.A., SUPPE, J. & DAVIS, D. (1984): Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. – Journal of Geophysical Research, **88**, 1153–1172.
- DAHLSTROM, C.D.A. (1969): Balanced cross-sections: Canadian Journal of Earth Sciences, **6**, 743–757.
- DAHLSTROM, C.D.A. (1970): Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains: Canadian Petroleum Geology Bulletin, **18**, 332–406.
- DARDEAU, G. & GRACIANSKY, P.C. (1990): Halocinèse et jeu de blocs pendant l'évolution de la marge Européenne de la Tethys – les diapirs des Baronnies et des Alpes Maritimes. – Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine Bulletin, **14**, 109–151.

- DIETRICH, V. (1976): Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese. – *Geotektonische Forschungen*, **50**, 1–109.
- DIETRICH, V.J. & FRANZ, U. (1976): Ophiolith-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). – *Geotektonische Forschungen*, **50**, 85–107.
- DONOFRIO, D.A., HEISSEL, G. & MOSTLER, H. (1980): Beiträge zur Kenntnis der Partnachschichten (Trias) des Tor- und Rontales und zum Problem der Abgrenzung der Lechtaldecke im Nordkarwendel (Tirol): Österreichische Geologische Gesellschaft Mitteilungen, **73**, 55–94.
- 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**, 711–725.
- FAUPL, P., POBER, E. & WAGREICH, M. (1987): Facies development of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps during the Cretaceous and Paleogene. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, 142–155; Vienna.
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, 379–406, Vienna.
- FRANK, W., HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. & THÖNI, M. (1987): The Austroalpine unit west of the Hohe Tauern: the Ötztal-Stubai Complex as an example for the Eoalpine metamorphic evolution. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, 179–225, Vienna.
- FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – *Tectonophysics*, **60**, 121–139.
- GAUPP, R. (1982): Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). – *Zitteliana*, **8**, 33–72.
- GAUPP, R. & BATTEN, D.J. (1983): Depositional setting of Middle to Upper Cretaceous sediments in the Northern Calcareous Alps from palynological evidence. – *N. Jb. Geol. Paläontol., Mh.*, **1983**, 585–600.
- GHISETTI, F. & VEZZANI, L. (1988): Geometric and kinematic complexities in the Marche-Abruzzi external zones (Central Apennines, Italy). – *Geol. Rundsch.*, **77**, 63–78.
- HARRISON, J.C. & BALLY, A.W. (1988): Cross-sections of the Parry Island fold belt on Melville Island, Canadian Arctic Islands: implications for the timing and kinematic history of some thin-skinned decollement systems. – *Canadian Petroleum Geology Bulletin*, **36**, 311–332.
- HERM, D., KAUFFMANN, E.G. & WIEDMANN, J. (1979): The age and depositional environment of the 'Gosau'-Group (Coniacian-Santonian), Brandenburg, Tirol, Austria. – *Mitteilungen Bayer. Staatssgl. Paläont. Hist. Geol.*, **19**, 27–92.
- HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. & TESSADRI, R. (1982): Polymetamorphose im Ostalpin westlich der Tauern. – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, **12**, 5, 95–113.
- HUMAYON, M., LILLIE, R.J. & LAWRENCE, R.D. (1991): Structural interpretation of the eastern Sulaiman fold belt and foredeep, Pakistan. – *Tectonics*, **10**, 299–324.
- HURFORD, A.J., FLISCH, M. & JÄGER, E. (1989): Unraveling the thermo-tectonic evolution of the Alps: a contribution from fission track analysis and mica dating, ing. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (eds.): *Alpine Tectonics*. – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **45**, 369–398.
- KRUMM, H. (1984): Anchimetamorphose im Anis und Ladin der Nördlichen Kalkalpen – ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. – *Geol. Rundsch.*, **73**, 223–257.
- KRUMM, H., PETSCHICK, R. & WOLF, M. (1988): From diagenesis to anchimetamorphism, upper Austroalpine sedimentary cover in Bavaria and Tyrol. – *Geodynamica Acta*, **2**, 33–47.
- LAUBSCHER, H.P. (1965): Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. – *Eclogae geol. Helv.*, **58**, 231–318.
- LAUBSCHER, H.P. (1981): The 3D propagation of decollement in the Jura. – In: MCCLAY, K.R. & PRICE, N.J. (eds.): *Thrust and nappe tectonics*. – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **9**, 311–318.
- LAUBSCHER, H.P. (1988): Material balance in Alpine orogeny. – *Geol. Soc. America Bull.*, **100**, 1313–1328.
- LAUBSCHER, H.P. (1989): The tectonics of the southern Alps and the Austro-Alpine nappes: a comparison. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (eds.): *Alpine Tectonics*. – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **45**, 229–241.
- LEISS, O. (1988): Die Stellung der Gosau (Coniac-Santon) im großtektonischen Rahmen (Lechtaler Alpen bis Salzkammergut, Österreich). – *Jahrb. Geol. B.-A.*, **131**, 609–636.
- MCCLAY, K.R., INSLEY, M.W. & ANDERTON, R. (1989): Inversion of the Ketchika Trough, northeastern Brit-

- ish Columbia, Canada. – In: COOPER, M.A. & WILLIAMS, G.D. (eds.): *Inversion Tectonics*. – Geol. Soc. London, Spec. Publ., 44, 234–257.
- MCDUGALL, J.W. & KHAN, S.H. (1990): Strike-slip faulting in a foreland fold-thrust belt: the Kalabagh fault and western Salt Range, Pakistan. – *Tectonics*, **9**, 1061–1075.
- NAGEL, K.H. (1975): Der Bau der Thiersee und Karwendelmulde (Tirol) interpretiert mit Hilfe statistischer Verfahren. – *Geotekt. Forsch.*, **48**, 1–136.
- NAMSON, J.S. & DAVIS, T.L. (1988): Seismically active fold and thrust belt in the San Joaquin Valley, central California. – *Geol. Soc. of America Bull.*, **100**, 257–273.
- NIEDERBACHER, P. (1982): Geologisch-tektonische Untersuchungen in den südöstlichen Lechtaler Alpen (Nördliche Kalkalpen, Tirol). – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, **12**, 7, 123–154.
- ORI, G.G. & FRIEND, P.F. (1984): Sedimentary basins, formed and carried piggyback on active thrust sheets. – *Geology*, **12**, 475–478.
- ORIEL, S.S. & ARMSTRONG, F.C. (1965): Tectonic development of Idaho-Wyoming thrust belt. – *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **49**, 1847–1866.
- ORTNER, H. (1992): Die sedimentäre Entwicklung der Muttekopfgosau (westliche Ostalpen, Tirol). – *Zbl. Geol. Paläontol.*, **I**, 12, 2873–2886.
- ORTNER, H. (1994): Die Muttekopfgosau (Lechtaler Alpen, Tirol/Österreich): Sedimentologie und Beckenentwicklung. – *Geol. Rundsch.*, **83**, 197–211.
- PEIZHEN, Z., BURCHFIEL, B.C., MOLNAR, P., WEIQI, Z., DECHENG, J., QIDONG, D., YIPENG, W., ROYDEN, L. & FANGMIN, S. (1990): Late Cenozoic tectonic evolution of the NigxiaHui autonomous region, China. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **102**, 1484–1498.
- PETSCHICK, R. (1989): Zur Wärmegeschichte im Kalkalpin Bayerns und Nordtirols (Inkohlung und Illit-Kristallinität). – *Frankfurter Geowiss. Arb, Serie C, Mineralogie*, **10**, 259 p.
- PIFFNER, O.A., FREI, W., VALASEK, P., STÄUBLE, M., LEVATO, L., DUBOIS, L., SCHMID, S.M. & SMITHSON, S.B. (1990): Crustal shortening in the Alpine orogen: results from deep seismic reflection profiling in the eastern Swiss Alps, Line NFP 20-East. – *Tectonics*, **9**, 1327–1355.
- PRICE, R.A. (1981): The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rockies. – In: McCLAY, K.R. & PRICE, N.J. (eds.): *Thrust and nappe tectonics*. – Geol. Soc. London, Spec. Publ., 9, 427–448.
- PURTSCHELLER, F. & RAMMLMAIR, D. (1982): Alpine metamorphism of diabase dikes in the Ötztal-Stubai Metamorphic Complex. – *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **29**, 205–221.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M. & NEUGEBAUER, J. (1989): Extension in compressional orogenic belts: the eastern Alps. – *Geology*, **17**, 404–407.
- RING, U., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1988): Plate-boundary kinematics in the Alps: motion in the Arosa suture zone. – *Geology*, **16**, 696–698.
- ROCKENSCHAUB, M.J. (1990): Die tektonische Stellung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone: *Jahrb. Geol. B.-A.*, **133**, 619–633.
- SCHMID, S.M. & HAAS, R. (1989): Transition from near-surface thrusting to intrabasement decollement, Schlinig Thrust, eastern Alps. – *Tectonics*, **8**, 697–718.
- SCHMIDT, C.J., O'NEILL, J.M. & BRANDON, W.C. (1988): Influence of Rocky Mountain foreland uplifts on the development of the frontal fold and thrust belt, southwestern Montana. – *Geol. Soc. Amer., Mem.*, **171**, 171–201.
- SCHÖNBORN, G. (1992): Kinematics of a transverse zone in the southern Alps, Italy. – In: McCLAY, K.R. (ed.): *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall, 299–310.
- STAMPFLI, G.M. & MARTHALER, M. (1990): Divergent and convergent margins in the North-Western Alps confrontation to actualistic models. – *Geodynamica Acta*, **4**, 159–184.
- STINGL, V. (1990): Die Häringer Schichten vom Nordrand des Unterinntaler Tertiär Beckens (Angerberg, Tirol): Fazies, Sedimentpetrographie und beckenentstehende Aspekte. – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, **17**, 31–38.
- THOMAS, W.A. (1990): Controls on locations of transverse zones in thrust belts. – *Eclogae geol. Helv.*, **83**, 727–744.
- THÖNI, M. (1981): Degree and evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine unit west of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr age determinations on micas. – *Jahrb. Geol. B.-A.*, **124**, 111–174.
- THÖNI, M. (1988): Rb-Sr isotopic resetting in mylonites and pseudotachylites: implications for the detachment

- and thrusting of the Austroalpine basement nappes in the Eastern Alps. – *Jahrb. Geol. B.-A.*, **131**, 169–201.
- TOLLMANN, A. (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. – Deuticke, 449 p., Wien.
- TROMMSDORFF, V., DIETRICH, V., FLISCH, M., STILLE, P. & ULMER, P. (1990): Mid-Cretaceous, primitive alkaline magmatism in the Northern Calcareous Alps. Significance for Austroalpine Geodynamics. – *Geol. Rundsch.*, **79**, 85–97.
- WAIBEL, A.F. & FRISCH, W. (1989): The Lower Engadine Window: sediment deposition and accretion in relation to the plate-tectonic evolution of the eastern Alps. – *Tectonophysics*, **162**, 229–241.
- WEIDICH, K. F. (1984): Über die Beziehungen des „Cenoman“ zur Gosau in den Nördlichen Kalkalpen und ihre Auswirkungen auf die paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen. – *Geol. Rundsch.*, **73**, 517–566.
- WINKLER, W. (1988): Mid- to early late Cretaceous flysch and melange formations in the western part of the Eastern Alps. Paleotectonic implications. – *Jahrb. Geol. B.-A.*, **131**, 341–389.
- WOPFNER, H. (1954): Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Muttekopf-Gebietes (Tirol). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abh.*, **100**, 11–82.
- WORRALL, D.M. (1991): Tectonic history of the Bering Sea and the evolution of Tertiary strike-slip basins of the Bering Shelf. – *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, **257**, 120 p.

Authors' addresses:

Prof. Dr. Gerhard H. Eisbacher, Geologisches Institut, Universität Karlsruhe, Kaiserstr. 12, D-76128 Karlsruhe, BRD;
Prof. Dr. Rainer Brandner, Institut für Geologie und Paläontologie, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria.

Manuscript submitted: April 20, 1995

RÜST'S RADIOLARIANS FROM URSCHLAU (LATE JURASSIC, CHIEMGAU ALPS, BAVARIA)

Torsten Steiger

With 3 figures, 2 plates and 1 geological map

Abstract:

Dr. David RÜST's collection of Late Jurassic radiolarians from the Aptychus beds of the Urschlau were part of 1350 thin sections donated to the Bavarian Academy of Science in 1898. This material was destroyed during World War II. In order to redescribe this important fauna, published in 1885, profiles were taken at the type locality near Ruhpolding in the Northern Calcareous Alps. A more precise designation of the type locality in the Sulzenmoos Graben in the Roethelmoos area was necessary. In the samples radiolarians are rare and rich faunas are moderately preserved. Therefore, a valuable redescription including the designation of neotypes was not possible. The purpose of the paper is to compare RÜST's illustrations and descriptions with etched radiolarians from the Aptychus beds of the type locality and to discuss which forms could be assigned to RÜST's pictures. From 60 new species described from the Urschlau by RÜST 34 species were selected to be useful for a possible redescription. These remaining species were evaluated in terms of modern radiolarian paleontology. This includes a translated original description, an interpretation of RÜST's figures, a discussion of the remaining paleontological value and a scanning microscope picture.

Zusammenfassung:

Die oberjurassischen Radiolarien der Aptychenschichten von Urschlau von Dr. David RÜST wurden in einer Sammlung von 1350 Dünnschliffen 1898 der Bayerischen Akademie der Wissenschaften geschenkt. Das Material wurde im Zweiten Weltkrieg zerstört. Für eine Neubeschreibung der 1885 veröffentlichten Fauna wurden an der Typlokalität in der Nähe von Ruhpolding in den Nördlichen Kalkalpen Profile aufgenommen. Eine genauere Beschreibung der Typlokalität des Sulzenmoosgrabens auf dem Röhelmoos war notwendig. Die Proben führten selten Radiolarien, und reiche Faunen waren mittelmäßig erhalten. Dadurch war eine Revision, die auch eine Beschreibung von Neotypen einschließen sollte, nicht möglich. Ziel der Arbeit war es, RÜSTs Abbildungen und Beschreibungen mit herausgeätzten Radiolarien der Aptychenschichten der Typlokalität zu vergleichen und zu diskutieren, welche Formen RÜSTs Illustrationen zugeordnet werden können. Von 60 Arten, die RÜST von Urschlau neu beschrieb, wurden 34 für eine mögliche Revision als geeignet erachtet. Diese verbleibenden Arten wurden nach den Kriterien heutiger Radiolarien-Paläontologie bewertet. Diese Bewertung besteht aus einer Übersetzung der Original-Beschreibung in das Englische, einer Interpretation der RÜSTschen Abbildungen, einer Diskussion des heutigen paläontologischen Wertes und einer rasterelektronenmikroskopischen Abbildung.

1. Introduction

RÜST published 4 monographs of fossil radiolarians from the Carboniferous, the Jurassic and the Cretaceous systems. Two of these publications concentrate on Jurassic radiolarians of different localities inside and outside Europe. In his volume of 1885 he described 67 species from

the locality of "Urschlau" including species named by PANTANELLI (1880) and GÜMBEL (1861). The fauna is embedded in "Aptychus-Schiefer", which means "Aptychus slate". These lithologies are non-metaphorphic sediments representing a marly limestone with chert nodules of Late Jurassic age. Purpose of the project was to evaluate RÜST's radiolarians, of which at least

7 species are still in use, comparing the illustrations of the monograph with modern Late Jurassic radiolarian data as far as possible. 4 profiles were taken at the type locality in order to find a well-preserved fauna corresponding to RÜST's radiolarians. All species names are nomina obli-ta, which have not been used for 50 years after their first publication. Some of the names, how-ever, have been "reanimated" in the recent litera-ture (FOREMAN, 1973, PESSAGNO, 1977). They are still in use and should be accepted as nomina conservanda.

2. Designation of the type locality: the "Sulzenmoos" Graben

One of the striking problems to revise RÜST's radiolarians is to find the type locality. The name "Urschlau" given in the figure captions of the plate is specified in the text referring to the "Sulzenmoos" Graben in the area of the "Röthelmoos" (fig. 1) which is swamp in the center of a syncline of bedded limestones and marls of Mesozoic age. The Sulzenmoos Graben is a creek located at the northern flank of the syncline). The

creek is oriented east-west and is about 3 km long running parallel to the strike of the beds. RÜST did not specify a type profile and did not give any description of the places, where he took his samples. Also no informations about the number and the size of the samples are available. Recent analyses of four profiles (BÖCK, 1991; STEIGER & STEIGER, 1993), measured along the entire Sulzenmoos Graben indicate, that the Late Jurassic limestones are barren in silicified radiolarians – except one place: three little occur-rences of *Aptychus* beds separated by fractures located at the beginning of the creek in the center of the northern Röthelmoos area. It seems that RÜST took his samples at the first outcrops of white limestone occurrences as he walked from the entrance of the Röthelmoos on a track coming from the little village of Urschlau.

Redescription of the radiolarian locality of the "Sulzenmoos Graben" southwest of Urschlau:

Three little occurrences of white bedded *Aptychus* Beds bearing black chert nodules and cherty layers. The lithologies are located about 40 to 60 meters east of the road bridge over the creek of the Sulzenmoos Graben (H: 52 85 58, R: 45 41 33). The limestones do not form out-crops with profiles but small hills covered by grass with randomly distributed rocky areas. The *Aptychus* beds are laterally bordered by fractures and covered by Pleistocene sediments.

As the fauna of the Sulzenmoos-Graben is moderately preserved, a different locality might be assigned as a new type locality of the Ursch-lau (see IRZN, KRAUS, 1970). The only rich, well-preserved fauna found by the author close to the Sulzenmoos Graben is from the Gschwendlbach, about 2 km southwest of the type locality (STEIGER & STEIGER, 1993, 1994). These radiolarians, however, occur in the "Ruhpoldinger Marmor", a red and green mottled nodular limestone, which is different in facies and slightly older than the *Aptychus* beds. This fauna is not re-garded to be comparable with the original fauna described and illustrated by RÜST.

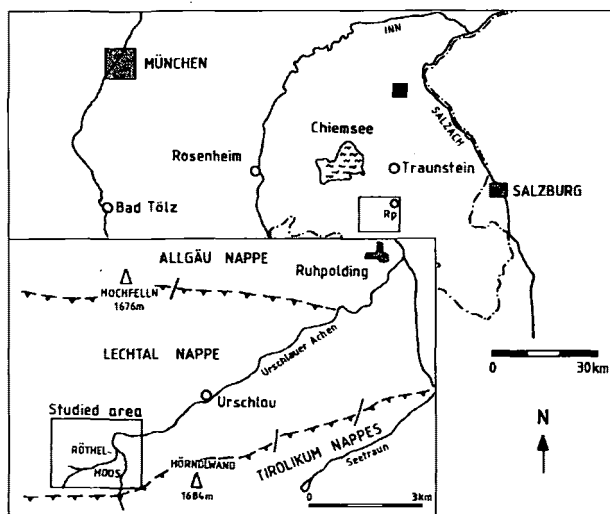


Fig. 1: Geological setting and geological position of the Röthelmoos area SW of Urschlau.

3. Lithology und stratigraphy

The area of the R othelmoos is part of a sequence of synclines in the Lechtal nappe system of the Northern Calcareous Alps. The lithologic sequence is composed of mesozoic calcareous sediments ranging from dolomite and limestones of various color to gray marls (fig. 2). The most rigid lithologies are Late Triassic dolomite, the "Hauptdolomit" forming the northern flank of the syncline. Above the Norian Hauptdolomit the Triassic sequence is followed by dark limestone beds of the "Plattenkalk" (Norian) and calcareous marls of the "K ossener Schichten" of Rhaetian age. The Jurassic interval consists of red thick-bedded limestones of "Hierlatz"-type which is rich in echinoderm remains. This lithology grades into red nodular limestones of the "Adnet"-type laterally. Both calcareous rock types are overlain by siliceous lithologies: the "Radiolarit" which is the ribbon radiolarite and the "Dogger-Kieselkalk" representing a thick-bedded diagenetic chert-breccia. The age of the siliceous interval is Late Liassic to Early Tithonian. Laterally the siliceous beds change into calcareous reddish and greenish limestones called the "Ruhpoldinger Marmor". The age of the "Ruhpoldinger Marmor" is Kimmeridgian to Middle Tithonian containing rich radiolarian faunas (STEIGER & STEIGER, 1993, 1994). Above a distinct change from reddish to white colors Late Jurassic "Aptychus-Beds" occur, composed of white bedded limestones. These limestones represent the radiolarian bearing lithologies of R UST's monographs. The Mesozoic sequence of the R othelmoos area terminates with gray bedded marls of Lowermost Cretaceous age. These marls are called "Cretaceous Aptychus Beds" containing ammonites of the Berriasian and Valanginian (DOBEN, 1970).

The lithologies of the the Lechtal Nappe are deposited asymmetrically, because of the influence of block tilting during the passive margin period of the austroalpine depositional environment (LACKSCHEWITZ, GR UTZMACHER & HEINRICH, 1992).

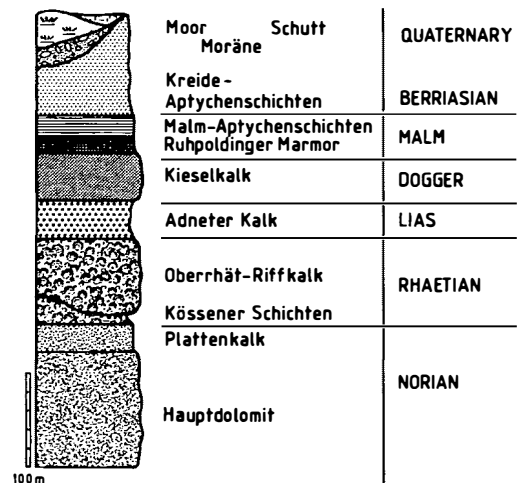


Fig. 2: Lithostratigraphic sequence and sediment age in the Lechtal Nappe.

4. Methods

This study follows the rules in the IRZN (KRAUS, 1970). The purpose is to evaluate R UST's presentation and the scientific value of the monograph. It is known that R UST's illustrations include both figures from thin-sections and three-dimensional tests. Current radiolarian research is based on the analysis of three-dimensional investigations.

Many pictures are very rough not showing enough characters for exact determination. Most of these pictures display two-dimensional sections. Therefore, forms which are not useful, mostly named and illustrated from thin-sections are excluded in this paper.

The useful species are treated as follows: original description, description and interpretation of the figures and discussion and evaluation of R UST's documentation.

5. The problem of HAECKEL's genera used by R UST

A severe problem in radiolarian paleontology is the conflict of the generic names given by

HAECKEL for cenozoic radiolarians without the designation of type species in 1882. RÜST used some of HAECKEL's names attributing new, Jurassic species to these genera, giving the first paleontological status to them. This affects the genera *Hagiastrum* HAECKEL, 1882, with type species *Hagiastrum plenum* RÜST, 1885, *Xiphosphaera* HAECKEL, 1882 with type species *Xiphosphaera tredecimporata* RÜST, 1885, *Tripocyelia* HAECKEL, 1882 with type species *Tripocyelia trigonum* RÜST, 1885, *Trigonactura* HAECKEL, 1882, with type species *Trigonactura weissmanni* RÜST, 1885, *Heliodiscus* HAECKEL, 1882, with type species *Heliodiscus inchoatus* RÜST, 1885, *Spongoplegma* HAECKEL, 1882, with type species *Spongoplegma urschlauense* RÜST, 1885,

Tricolocampe HAECKEL, 1882 with type species *Tricolocampe clepsydra* RÜST, 1885, and *Acotripus* HAECKEL, 1882, with type species *Acotripus urceolus* RÜST, 1885, all described from the Urschlaue. The species *Acotripus urceolus* and *Tricolocampe clepsydra* are considered not to be useful because of the bad illustration. In consequence of the above problem (KOZUR, pers. comm.) all genus names of HAECKEL used by RÜST are related to Jurassic species described by RÜST (1885) (CAMPBELL, 1954). RÜST's illustrations of some Hagiastrids give the impression that they bear pronounced spherical central areas, which are defined by HAECKEL for cenozoic radiolarians, but are not so large in Jurassic material.

6. List of radiolarians:

	RÜST, 1885, Plates/Figures	not useful	useful
Spumellaria:			
<i>Cenosphaera marginata</i>	Pl. XXVI (I)/	Fig. 4	x
<i>Cenosphaera regularis</i>	Pl. XXVI (I)/	Fig. 5	x
<i>Cenosphaera stellata</i>	Pl. XXVI (I)/	Fig. 7	x
<i>Cenosphaera lacunosa</i>	Pl. XXVI (I)/	Fig. 8	x
<i>Cenosphaera gregaria</i>	Pl. XXVI (I)/	Fig. 10	x
<i>Cenosphaera pachyderma</i>	Pl. XXVII(II)/	Fig. 2,3	x
<i>Cenellipsis rappi</i>	Pl. XXVII(II)/	Fig. 10	x
<i>Xiphosphaera tredecimporata</i>	Pl. XXVII (II)/	Fig. 15	x
<i>Staurosphaera gracilis</i>	Pl. XXVII (II)/	Fig. 18	x
<i>Staurosphaera sedecimporata</i>	Pl. XXVIII (III)/	Fig. 1	x
<i>Staurosphaera antiqua</i>	Pl. XXVIII (III)/	Fig. 2	x
<i>Triactoma tithonianum</i>	Pl. XXVIII (III)/	Fig. 5	x
<i>Carpopsphaera distincta</i>	Pl. XXVIII (III)/	Fig. 8	x
<i>Stylosphaera resistens</i>	Pl. XXVIII (III)/	Fig. 10	x
<i>Staurolonche robusta</i>	Pl. XXIX (IV)/	Fig. 2	x
<i>Staurolonche extensa</i>	Pl. XXIX (IV)/	Fig. 3	x
<i>Spongoplegma urschlauense</i>	Pl. XXIX (IV)/	Fig. 9	x
<i>Heliodiscus inchoatus</i>	Pl. XXIX (IV)/	Fig. 13	x
<i>Tripocyelia trigonum</i>	Pl. XXX (V)/	Fig. 3	x
<i>Trigonactura weissmanni</i>	Pl. XXX (V)/	Fig. 5	x
<i>Porodiscus simplex</i>	Pl. XXX (V)/	Fig. 6	x
<i>Rhopalastrum contractum</i>	Pl. XXXII (VII)/	Fig. 10	x
<i>Rhopalastrum proavium</i>	Pl. XXXII (VII)/	Fig. 11	x
<i>Rhopalastrum tuberosum</i>	Pl. XXXIII(VIII)/	Fig. 1	x
<i>Rhopalastrum tumidum</i>	Pl. XXXIII(VIII)/	Fig. 3	x
<i>Rhopalastrum terebra</i>	Pl. XXXIII(VIII)/	Fig. 4	x
<i>Rhopalastrum dilatatum</i>	Pl. XXXIII(VIII)/	Fig. 5	x
<i>Rhopalastrum rotundatum</i>	Pl. XXXIII(VIII)/	Fig. 6	x
<i>Rhopalastrum paenorbis</i>	Pl. XXXIII(VIII)/	Fig. 8	x
<i>Dictyastrum singulare</i>	Pl. XXXIII(VIII)/	Fig. 9	x

<i>Hagiastrum plenum</i>	Pl. XXXIII(VIII)/	Fig. 10		x
<i>Hagiastrum subacutum</i>	Pl. XXXIV (IX)/	Fig. 1		x
<i>Dictyocoryne heimi</i>	Pl. XXXIV (IX)/	Fig. 10		x
Nassellaria:				
<i>Lithobotrys uva</i>	Pl. XXXV (X)/	Fig. 2	x	
<i>Cyrtocalpis eurystoma</i>	Pl. XXXV (X)/	Fig. 4	x	
<i>Cyrtocalpis oblongula</i>	Pl. XXXV (X)/	Fig. 5	x	
<i>Cyrtocalpis minima</i>	Pl. XXXV (X)/	Fig. 6	x	
<i>Tripilidium debile</i>	Pl. XXXV (X)/	Fig. 18	x	
<i>Podocapsa guembeli</i>	Pl. XXXVI (XI)/	Fig. 5,6		x
<i>Podocapsa haeckeli</i>	Pl. XXXVI (XI)/	Fig. 7		x
<i>Podocapsa hantkeni</i>	Pl. XXXVI (XI)/	Fig. 8		x
<i>Sethocapsa globosa</i>	Pl. XXXVI (XI)/	Fig. 16		x
<i>Sethocapsa collaris</i>	Pl. XXXVI (XI)/	Fig. 18		x
<i>Tricolocampe clepsydra</i>	Pl. XXXVII (XII)/	Fig. 3	x	
<i>Acotripus urceolus</i>	Pl. XXXVIII(XIII)/	Fig. 18	x	
<i>Tetracapsa zinckeni</i>	Pl. XXXVIII(XIII)/	Fig. 20		x
<i>Tetracapsa jucunda</i>	Pl. XXXVIII(XIII)/	Fig. 21	x	
<i>Tetracapsa ixodes</i>	Pl. XXXIX (XIV)/	Fig. 2		x
<i>Lithocampe aptychophila</i>	Pl. XXXIX (XIV)/	Fig. 4	x	
<i>Lithocampe pervulgata</i>	Pl. XXXIX (XIV)/	Fig. 6	x	
<i>Lithocampe exaltata</i>	Pl. XXXX (XV)/	Fig. 1	x	
<i>Lithocampe ananassa</i>	Pl. XXXX (XV)/	Fig. 3		x
<i>Lithocampe impervia</i>	Pl. XXXX (XV)/	Fig. 4		x
<i>Lithocampe nerinea</i>	Pl. XXXX (XV)/	Fig. 5		x
<i>Lithocampe trochus</i>	Pl. XXXX (XV)/	Fig. 7		x
<i>Eucyrtis conoidea</i>	Pl. XXXX (XV)/	Fig. 10		x
<i>Stichocapsa imminuta</i>	Pl. XXXXII (XVII)/	Fig. 4	x	
<i>Stichocapsa conglobata</i>	Pl. XXXXII (XVII)/	Fig. 5		x
<i>Stichocapsa grandis</i>	Pl. XXXXII (XVII)/	Fig. 6	x	
<i>Stichocapsa rostrata</i>	Pl. XXXXII (XVII)/	Fig. 9	x	

7. Description of individual species

Spumellaria:

Xiphosphaera tredecimporata

Pl. XXVII (II)/Fig. 15

(Pl. 2, fig. 7)

Original description: Oval lattice sphere with two very stout spines and 13 pores on the surface, which are arranged in three rows. Full length 0.35 mm. Width 0.147 mm. Diameter of the pores 0.021 mm.

Frequent.

Description and interpretation of the figures: The figure is composed of a slightly ellip-

soidal disc showing 13 pores of equal size. The margin of the disc is of dark color grading into the white interior of the structure, which could represent a documentation of a sphere. The pores are arranged in straight longitudinal rows. Two very stout triradial spines arise from both ends of the ellipsoid. The length of the spines corresponds to the length of the porous part.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: The spumellarian described by RÜST most probably is *Pantanellium lanceola* (PARONA), which was described as *Stylosphaera lanceola* by PARONA, 1890. A difference in the illustrations of both authors is the number of pores in the vertical pore row. Similarities are two stout polar spines which are triradial.

Problems in the interpretation of RÜST's figure result from the pore located below the frontal ridge of each spine, which normally does not occur in the

way drawn. If these two pores are ignored the pore number of a typical *Pantanellium lanceola* is illustrated in this figure.

In the case that *Pantanellium lanceola* is synonym with *Xiphosphaera tredecimporata* the latter species name would have priority. But as the taxon *Pantanellium lanceola* is in common use it should be kept as a nomen conservandum, and it is not necessary to establish a new type material of *Xiphosphaera tredecimporata* RÜST because it should be seen as a nomen oblitum.

Staurosphaera gracilis

Pl. XXVII (II)/Fig. 18

(Pl. 2, fig. 4)

Original description: Round latticed sphere with 55 to 60 round pores and four pointed slender spines. Towards the periphery the pores increase in size. Diameter of the sphere 0.23 mm. Length of spines 0.38 mm to 0.42 mm. Not uncommon.

Description and interpretation of the figures: RÜST's picture shows a circular porous disc with four spines arranged crosswise. The porous disc is divided into two parts, an outer rim with two rings of equal pores and an inner part with pores getting smaller from the center to the outer porous rim. The outer rim has a dark gray background, whereas the inner part is light gray.

This should give the impression of a sphere possibly possessing a thick porous wall. The slim spines are triradiate. Their length exceeds the diameter of the sphere. Opposite spines have corresponding morphologies:

Two spines have opposite grooves, the other spines have opposite ridges of the three-bladed outline of the spine cross section.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: Similar forms are described as *Staurosphaera amplissima* by FOREMAN (1973). A spherical cortical shell bears four long triradiate

spines. Differences are in the equatorial row of larger pores which occur between the spines. *Staurosphaera glebulosa* FOREMAN (1973) is distinguished from the other *Staurosphaera* species by a mamillate cortical shell.

Staurosphaera sedecimporata

Pl. XXVIII (III)/Fig. 1

Original description: Rather a square than a sphere with edges which are elongated as stout spines. The approximately square lattice pores are arranged in four rows each with four pores. Diameter of the square 0.156 mm. Length of spines 0.16 mm. Diameter of the pores 0.032 mm. Not uncommon.

Description and interpretation of the figures: The figure is a four-rayed test with a square to trapezoidal part in the center. The central part consists of sixteen pores which are arranged rectangularly. The large pores are located in the corners of the trapezoid where the spines arise. The other twelve pores, arranged in rows displaying a two-rowed cross are of equal size.

Four relatively thick triradiate spines are located at the edges of the trapezoid. Their length corresponds to the diagonal diameter of the trapezoid.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: This species is still frequently in use by modern biostratigraphers under the name *Emiluvia sedecimporata* (RÜST) (BAUMGARTNER, 1984; KOCHER, 1981). These authors describe a typical outline of the test, which shows a pillow-like test with concave sides and a square central area covered by square to rounded pores. Length of spines is medium reaching the diagonal diameter of the test. The spines are triradiate. The arrangement of the spines is like in the illustration prepared by RÜST. *Emiluvia sedecimporata* (RÜST) is absent in the observed material, but is frequent in the nearby "Gschwendlbach fauna" (STEIGER & STEIGER, in prep.).

Staurosphaera antiqua

Pl. XXVIII (III)/Fig. 2

(Pl. 2, fig. 6)

Original description: Almost the outline of the above species, however distinguished by 24 irregularly polygonal lattice pores of unequal size. Diameter of the test 0.175 mm. Length of the spines 0.15 mm.

Not uncommon.

Description and interpretation of the figures: RÜST's illustration consists of two pictures. The first picture shows a porous square with four spines at the edges. The second picture displays a side view with three spines and a slightly flattened sphere. The sides of the porous square are concave grading laterally into the spines. The largest pores are located at the basis of the spines where they form the corners of a marginal pore ring along the edges of the square. Within this ring two smaller pores occur between the large pores. The inner part of the square is filled with pores of the same size as the smaller pores of the outer pore ring. They form two circles: a central circle composed of three pores, an external circle with 9 pores. This circle has an indentation towards the inner pore ring at the lower side of the picture. Four spines grow from the corners of the square. Their length is slightly different. The surface of the spines only indicates that it could be triradiate in cross section. Grooves and ridges cannot be differentiated.

The second picture is a spiny sphere which is hardly comparable to the previous. It shows triradiate polar spines sitting on an ellipsoidal sphere with a bulbous upper and a flattened lower side. A third spine is located at the front side, very close to the right polar spine. The orientation of grooves and ridges of the third spine seems to be different from the polar spines. A fourth spine is not illustrated, but is obviously covered by the spherical upper surface of the central part of the test. The strange position of the third spine gives the impression that the sphere should be a pillow-like body corresponding to the square of the first

picture. Further information about the pore distribution is not given in the second picture.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: This species is subject of intense discussion in recent literature. The form is placed into the genus *Emiluvia* FOREMAN by PESSAGNO (1977). The genus *Emiluvia* differs from *Staurosphaera* by a pillow-like cortical shell. The illustration given by RÜST corresponds to the definition of *Emiluvia*. BAUMGARTNER (1984) refused the use of *Emiluvia* because very little was known about the organisation of the test of *Staurosphaera antiqua*. Some indications of the nature of the species *antiqua* were given by STEIGER (1992) who investigated the pattern of pores and nodes in the course of the description of his species *Emiluvia tecta*. The basal pattern of nodes corresponds exactly to the pore pattern of *Emiluvia antiqua* illustrated by PESSAGNO (1977).

Triactoma tithonianum

Pl. XXVIII (III)/Fig. 5

(Pl. 1, fig. 3)

Original description: Round latticed sphere with three long, slender spines, which are situated in a plane. The round pores are arranged in 10 rows each containing 10 pores. Diameter of the sphere 0.204 mm. Length of spines 0.265 mm. Diameter of the pores 0.013 mm.

Not frequent.

Description and interpretation of the figures: The illustration is composed of a porous disc representing a sphere with almost regularly distributed pores of equal size. The margin of the sphere is darker emphasizing the spherical character of the test. The pore distribution is somewhat regular displaying curved pore rows. Three triradiate spines arise from the sphere. The angle between the spines is almost 120 degrees. The curved pore rows are not related to the position of the spines.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: This very famous Jurassic species is frequently used. A recent monograph of triactomids and related genera was given by PESSAGNO, SIX, & YANG (1989). The genus *Triactoma* is here restricted to a spherical cortical shell. The illustration of RÜST corresponds to the definition given by these authors. Minor problems arise from the presence of very long, slender spines in the illustration by RÜST, which are extremely rare in *Triactomas* in the sediments investigated. *Triactoma tithonianum* accepted by other authors (PESSAGNO, 1977; BAUMGARTNER, 1984) have shorter and thicker spines.

Spongoplegma urschlauense

Pl. XXIX (IV)/Fig. 9

(Pl. 1, fig. 1, 2)

Original description: Large outer shell, which is made of spongy material, encloses a small lattice shell, showing densely placed round pores. Diameter of the outer shell 0.438 mm, diameter of the inner shell 0.076 mm. Rare.

Description and interpretation of the figures: The picture gives the impression of a spongy disc with three distinct concentrically arranged zones. 1. An outer zone which represents an inflated finely porous rim around the central part. 2. A darker, intermediate zone without pores. 3. A central part with larger pore-like structures, which also could be nodules of irregular size and distribution. This part of the test seems to be slightly elevated similar to the outer rim.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: *Spongoplegma urschlauense* is an orbiculiform radiolarian. The diagnosis of the genera *Orbiculiforma* PESSAGNO (1973) and *Spongoplegma* HAECKEL, 1882, are very similar. *Orbiculiforma* contains more variable morphologies of the tests. Comparison of the illustrations of both forms indicates that *Spongoplegma urschlauense*

is synonym with *Orbiculiforma mclaughlini*. The younger name is in common use and should be seen as a nomen conservandum. Orbiculiform radiolarians are extremely rare in the material observed.

Heliodiscus inchoatus

Pl. XXIX (IV)/Fig. 13

Original description: Juvenile specimen with shell hemispheres, which are not closed yet. The lattice pores are irregularly distributed. The spines are not visible. Diameter of the outer shell 0.1 mm, diameter of the inner shell 0.035 mm. Unique specimen.

Description and interpretation of the figures: The figure shows a dumbbell-like structure with two polar hemispheres and a sphere in the center. All surfaces are porous. The drawing gives a three-dimensional impression.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: RÜST's figure shows the remain of a spumellarian, which hardly can be assigned to the genus *Heliodiscus* HAECKEL, 1882. The species resembles recent radiolarians e.g. *Larnacilla* HAECKEL, 1887. According to the above problem concerning HAECKEL's generic names used by RÜST the genus *Heliodiscus* is based on the Jurassic type species *H. inchoatus*. Due to the fact that Cenozoic heliodiscids are quite different from *H. inchoatus* and no further similar forms are present in the Urschlau material the genus *Heliodiscus* should be emended.

Tripocyclia trigonum

Pl. XXX (V)/Fig. 3

(Pl. 1, fig. 9)

Original description: Almost triangular disc with three stout spines. The surface of the disc

shows round pores. Height of the disc 0.396 mm. Length of spines 0.144 mm. Not frequent.

Description and interpretation of the figures: The drawing is a porous triangle with three triradial spines at each corner. The length of the spines corresponds to the longest side of the triangle. The pores of the test are marginally arranged in pore rows. In the center of the triangle they are distributed randomly. The angle between the spines is more than 120 degrees at the longest side of the triangle. The other two angles are less than 120 degrees.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: The genus *Tripocyelia* (emended definition by PESSAGNO et al., 1989) has subspherical to subtriangular cortical shell. The base of the spines is characterized by cortical buttresses. The illustration by RÜST gives the impression of cortical buttresses which generate a triangular outline of the cortical shell.

Trigonactura weissmanni

Taf. XXX (V)/Fig. 5

Original description: Large round lattice disc with three long latticed arms, which end with small lattice discs. Diameter of the central disc 0.296 mm. Length of the arms 0.35 to 0.39 mm. Diameter of the small terminal discs 0.092 mm. Rare.

Description and interpretation of the figures: The figure shows a discoidal central area with three arms extruding from the margin of the disc. The circular central area seems to represent a section of a sphere with a porous wall and a wide central lumen. The arms are porous possessing bulbous porous arm ends. On each arm two longitudinal single pore rows are visible.

One arm end is cut showing the hollow interior, the end of the second arm shows pores symmetrically distributed, the end of the third arm (lower right) gives no information about the surface structure. The diameter of the central part of

the test corresponds to the length of the arms. The angles between the arms are 90, 135 and 135 degrees.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: The figure represents a hagiastrid radiolarian, which is not described by any other author. *Trigonactura weissmanni* is not present in the Urschlau material.

Rhopalastrum contractum

Pl. XXXII (VII)/Fig. 10

(Pl. 2, fig. 3)

Original description: Starting from their junction three arms taper gradually to the ends, which are spherical. The arms contain 4 longitudinal rows of large pores. The terminal spheres have 5 transversal rows of small pores. Length of the arms 0.204 mm. Medium width of the arms 0.082 mm.

Not uncommon.

Description and interpretation of the figures: Three-armed porous test with bulbous arm ends. No distinct central area: the arms are developed equally showing two single pore-rows on the upper surface. The margins of the arms are darker which gives a threedimensional impression. The diameter of the arms decreases towards the arm-ends. The bulbous ends have smaller pores which are arranged in concentric rings around the arm axis. The angle between the arms is 120 degrees.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: *Rhopalastrum contractum* is possibly a three-armed hagiastrid. Three-armed forms with single pore rows are described as *Archaeotritabs* STEIGER. The known species of the genus, however, have proportions which are different to those of the test illustrated by RÜST. But also the pore pattern drawn by RÜST could be a thin-section effect of a tritribid radiolarian, which is characterized by double pore rows. Late Jurassic radiolarian faunas of the Northern Calcareous

Alps are rich in tests of a small subspecies of *Tritrabs ewingi* which is described as *Tritrabs ewingi minima* by STEIGER, 1992. In the re-examined material of the Urschluau these forms are frequent.

Rhopalastrum proavitum

Pl. XXXII (VII)/Fig. 11

Original description: The arms slightly widen towards their end and start from a round disc, which is densely covered with concentrically arranged rings of pores. The arms have 5 parallel rows of small round pores. Length of the only preserved arm 0.227 mm. Diameter of the central disc 0.12 mm. Width of the arm 0.07 mm. Diameter of pores 0.004 to 0.005 mm.

Rare and mostly as fragments.

Description and interpretation of the figures: The picture of this form shows an incomplete skeleton of a three-armed porous test. Three arms arise from a discoidal central area. The pores of the arms are small, arranged in several pore rows longitudinally between the outer margin of the central area and the surface of the arm ends. The arm drawn completely has five pore rows, the upper left arm has four and the upper right arm, only showing the base, has three pore rows. The width of the arms increases towards the end. The only arm end documented is rounded like a hemisphere. The central area is composed of a noddy surface and numerous concentrically arranged pore rings. The diameter exceeds the width of the arms. The arms are 2.5 times longer than the diameter of the central area.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: The illustration of RÜST's species shows a broken test which is similar to hagiastrids of the genus *Homoeoparonaella*. The central disc, however, is different to *Homoeoparonaella*. Another possibility to interpret the figure is, that the central disc is a simplified central structure of *Angulobracchia mediopulvilla* STEI-

GER which is frequent in the Northern Calcareous Alps and in the observed material. But this species has clavate arms, a character which is not drawn by RÜST. Because of recrystallization effects tests of *Rhopalastrum proavitum* are not clearly recognizable in the re-examined material of the Urschluau.

Rhopalastrum tuberosum

Pl. XXXIII (VIII)/Fig. 1

(Pl. 1, fig. 4-6);

Original description: Characterized by arm ends, which show two lateral indentations; in the center a small disc. Length of the arms 0.26 mm. Width of the arms 0.046 mm.

Not frequent.

Description and interpretation of the figures: This three-dimensional picture shows a three-armed hagiastrid. The surfaces of the arms are covered with four rows of simple pores. Neighboring rows have alternating pores. The arm ends are characterized by blunt tips and round lateral protrusions. Pores tend to be randomly distributed at the arm ends. The angles between the arms are 110, 110 and 140 degrees. The central area has larger pores arranged in a hexagonal ring with a pore in the center. The edges of the hexagon are located symmetrically to the arms and the angles between the arms.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: This illustration generates the same problems as *Rhopalastrum contractum*. The interpretation of the true nature of the pore rows is difficult. Accepted as rows of single pores the form belongs to the genus *Archaeotritrabs* or *Homoeoparonaella*. The pore pattern of the central field in the illustration is not typical of species of both genera. It is similar to that of *Tritrabs casmaliaensis* (PESAGNO). The outline of the test is too general and is found in species of different genera like *Tritrabs* (*Tritrabs ewingi worzeli* (PESAGNO), *Homoeoparonaella* (*Homoeoparonaella*

tricuspidata (RÜST)), and *Archaeotritrabs* (*Archaeotritrabs gracilis* STEIGER).

Rhopalastrum tumidum

Pl. XXXIII(VIII)/Fig. 3

Original description: Three long arms of almost equal length are strongly widened showing minor roundness at the ends, like being cut straightly, with 4 longitudinal pore rows, which converge slightly to the center. Length of arms 0.204. Width of arms 0.088 mm.

Not uncommon.

Description and interpretation of the figures: Three-armed form with wide club-shaped arms. The surface of the arms is covered with four parallel rows of simple pores. The diameter of the pores increases towards the arm ends. Maximum width of the arms in the external half. The length of the arms is slightly different. The angle between the arms is about 120 degrees.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: This form belongs to the family *Angulobracchiidae*, which is close to *Angulobracchia portmanni* BAUMGARTNER. The illustration, however, is extremely simplified and cannot give any impression of the complex construction of the test of this species. The description and illustration of the form is too simple compared with the modern state of hagiastrid investigation.

Rhopalastrum terebra

Pl. XXXIII(VIII)/Fig. 4

(Pl. 2, fig. 2)

Original description: Test with two club-shaped arms, which adjoin with a wide angle, and a thick longer bodkin-like arm. The former with 3, the latter with 5 pore rows. Length of the large arm 0.296 mm, width of this arm 0.075 mm.

Length of the short arms 0.125 mm, width of the short arms 0.045 mm.

Rare.

Description and interpretation of the figures: Bilateral test with one thick and two thinner arms. The outline of the large arm is characterized by convex lateral sides and a pointed tip at the arm end. The surface of the arm shows four parallel rows of simple pore rows. The diameter of the pores varies somewhat with the width of the arm. The other two arms are shorter and have about half of the length of the large arm. Their pores are small and randomly distributed. The arm ends are rounded. The angle between the two short arms is about 160. between the large arm and the short arms about 100 degrees.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: *Rhopalastrum terebra* is similar to the species named *Rh. tumidum* comparing the pore pattern on the larger arm. This arm is different in terms of the contour, which is clavate. Such forms are frequent in the re-examined material.

Rhopalastrum dilatatum

Pl. XXXIII(VIII)/Fig. 5

Original description: Three unequal arms, two of them strongly widened towards the end and being like cut straightly, the third terminating with a pointed club. The former with densely arranged large pores, the latter with 6 to 7 longitudinal rows of small pores. Length of the arms 0.265 mm. Largest width 0.152 mm.

Rare.

Description and interpretation of the figures: Three-armed hagiastrid with bilateral symmetry. Two arms have a trapezoidal outline, the third arm is club-shaped. The trapezoidal arms show slightly concave sides. The club-shaped arm shows a pattern of 7 parallel rows of single pores. The diameters of the pores in the central row exceed those of the lateral rows. The central

pore row seems to end at the opposite side of the central area in the middle of the angle between the trapezoidal arms. The pore pattern of the club-shaped arm continues on the proximal part of the trapezoidal arms. The external two thirds are different, characterized by numerous rows of alternating rings which apparently represent pore frames. At the lower left arm the maximum number of rows is eight, at the lower right arm six rows are developed. The lower left arm has a stout lateral spine, whereas the rest of the ends of the trapezoidal arms are without spines. The angle between the arms is about 120 degrees.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: The designation of this illustration to the re-examined material is difficult. Its bilateral symmetry and the outline of the larger arms are similar to forms of the genus *Halesium* PESSAGNO. An additional character of *Halesium* drawn by RÜST is the angular cross section of the larger arms indicated by sharp dark margins in the picture. The third arm has a blunt tip which possibly is the brachiopyle of this type of hagiastrid first described by PESSAGNO, 1971. Species of *Halesium* are abundant in the re-examined material, but forms similar to *Rhopalastrum dilatatum* are not present. Furthermore *Rhopalastrum dilatatum* RÜST should be regarded invalid because of the fact, that RÜST's drawing gives no specific details about morphological characters which are necessary to assign the species to a hagiastrid genus.

Rhopalastrum rotundatum

Pl. XXXIII(VIII)/Fig. 6

(Pl. 2, fig. 5)

Original description: Three arms and the angles between them unequal. Two arms strongly club-shaped, the third slender with minor thickened end. The former with 4 to 5 pore rows, which are diagonally directed to the longitudinal

axis. The latter with two rows. Length of the arms 0.26 mm. Largest width of the arms 0.125 mm.

Rare.

Description and interpretation of the figures: Hagiastrid with three arms. Two arms are club-shaped, the third arm is straight possessing a spherical arm end. The club-shaped arms show a rectangular pore pattern composed of four longitudinal rows of single pores. The pore rows are arranged diagonally to the arm axis. The orientation of the pore pattern on both arm forms a bilateral symmetry with the plane in the middle of the angle between the arms. The third arm is as long as the previous arms. The pores are arranged in two rows of alternating pores. The end of the third arm is poreless. The angle between the club-shaped arm is 90 degrees, between the lower left and the straight arm is 110 degrees, and between the straight arm and the lower right arm 160 degrees. The central area is poreless and not distinct.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: The bilateral symmetry indicated by the relations of the pore patterns of the larger arms to each other is a morphological character of the genus *Foremanella* MUZAVOR (1977). In Late Jurassic sediments of the Northern Calcareous Alps forms, which have a smaller third arm not oriented perpendicularly to the angle between both larger arms, are not uncommon. These radiolarians, however, show dichotomous branches at the ends of the larger arms. Such tests are generally assigned to *Foremanella di-amphidia* (FOREMAN). But the present skeletons are larger and have longer arms. These are yet undescribed. The samples of the Urschlau contain very few of the above discussed forms.

Rhopalastrum paenorbis

Pl. XXXIII(VIII)/Fig. 8

Original description: Three, rather equally developed arms, which are strongly widened at the ends and rounded, giving an outline of a

round disc where three circles would have been cut out of it in the marginal area. Length of the arms 0.117 to 0.127 mm. Largest width 0.123 to 0.15 mm.

Not uncommon.

Description and interpretation of the figures: Three-armed porous form with wide arm ends and without distinct central area. The outline of the arms is concave. The external surface of all three arm ends forms a circle. The pores are distributed regularly with a central pore row on the top of the arm surface. The general pore pattern is hexagonal. In the area of the arm ends the pores are arranged in diagonal, partly curved rows. The drawing gives a three-dimensional impression.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: Tests with such a significant outline are abundant in Late Jurassic sediments, but characterized by a spongy meshwork. The porous surface drawn by RÜST is finer than the large pores he normally uses for porous radiolarians. It is possible that the pores illustrated in *Rhopalastrum paenorbis* should correspond to a spongy surface. In this case the description seems to be exact enough to keep the name of the species. As a spongy hagiastrid the species then has to be assigned to the genus *Paronaella* PESSAGNO.

Dictyastrum singulare
Pl. XXXIII(VIII)/Fig. 9

(Pl. 2, fig. 1)

Original description: Three, rather unequally developed arms are connected in the center by a small disc and terminally widened as small rounded discs, each bearing two laterally directed tips. The arms with 4 parallel longitudinal rows of round pores. Length of the arms 0.408 mm. Width of the arms 0.058 mm. Diameter of the central disc 0.088 mm. Length of terminal tips 0.045 to 0.062 mm.

Rare.

Description and interpretation of the figures: Three-armed hagiastrid with straight arms, a spherical central area and spiny arm ends. The arms are porous and have equal length. On their upper surface four rows of simple pores are visible. The pores alternate longitudinally. One arm seems to have superficial ridges between the pore rows. The arm ends are bulbous, each with two lateral spines. The length of these spines exceeds the length of the arms. Some of them are drawn triradiate. The arm ends are poreless. The central area has a somewhat concentrically arranged pore pattern. The angle between the arms is about 120 degrees.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: This hagiastrid contains many morphological characters of *Tritrabs casmaliaensis* (PESSAGNO): 1. The upper arm is drawn with ridges between the pore rows. 2. The arm ends bilaterally show secondary spines. 3. The angle between the arms is 120 degrees. 4. The central area contains small pores.

However, the central area is drawn slightly bulbous, which is unknown from the genus *Tritrabs*. A further problem is, that the two other arms have no ridges and seem to be round as it occurs in the genus *Homoeoparonaella* BAUMGARTNER. The genus *Dictyastrum* EHRENBURG is characterized by a spherical central area, which is missing among Jurassic hagiastrids. The illustration by RÜST comprises a mixture of morphological characters of two genera: *Dictyastrum* and *Tritrabs*.

Hagiastrum plenum
Pl. XXXIII (VIII)/Fig. 10

Original description: Four arms of unequal length adjoin with right angles and a medium central inflation, and slightly taper towards the end, which possesses a small terminal disc. The arms with 3 longitudinal rows of rather large pores. Entire length 0.641 mm. Entire width 0.554 mm. Not uncommon.

Description and interpretation of the figures: Four-armed hagiastrid having straight arms with spherical arm ends. The arms arise from a porous central area. The pores of the arms are arranged in rectangular rows. Three of them occur on the upper surface between two ridges. The pores of the arm ends are smaller, forming a pattern of concentrically distributed rings around the arm axis. The length of the arms is unequal. The central area shows a pore pattern which is different from the arms. It is composed of diagonal rows of simple pores. The angle between the arms is 90 degrees.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: The type species for the genus *Hagiastrum* generates problems because *Hagiastrum plenum* was never found in other places, except for a questionable one in the Gschwendlbach fauna. The problem is discussed by BAUMGARTNER (1980, 1984). RÜST's illustration is confusing, because it shows rows of simple pores. According to the interpretation of other hagiastrids described by RÜST the pore rows could include double rows of alternating pores which are typical of tritabids. The corresponding genus is *Tetratrabis* BAUMGARTNER.

Hagiastrum subacutum

Pl. XXXIV (IX)/Fig. 1

(Pl. 1, fig. 7, 8)

Original description: Four unequal arms are slightly club-shaped and somewhat pointed at the end. They adjoin with right angles in a moderate central inflation. The arms with 4 longitudinal rows of pores. Entire length 0.583 mm. Entire width 0.446 mm.

Not uncommon.

Description and interpretation of the figures: Four-armed hagiastrid with club-shaped arms of unequal length, and pointed arm ends. The pores on the arms are arranged in four parallel rows. The pores alternate on three arms.

On the fourth arm they form a rectangular pore pattern. In the central area the pore rows grade into a network of diagonally arranged rows. The arm ends are not distinct with respect to the pores. The angle between the arms is 90 degrees.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: Forms described above are not abundant in the examined material. They correspond to the genus *Higumastra* BAUMGARTNER. A second group which is more frequent shows a spongy meshwork with a discrete rectangular pore pattern. The arms of these skeletons are clavate as drawn by RÜST. The loss of a distinct pore pattern could be due to diagenetic alteration of the tests.

Dictyocoryne heimi

Pl. XXXIV (IX)/Fig. 10

Original description: Test with three short arms of unequal length which terminate in large round discs. The surface of the arms is covered with large mesh holes. The complete specimen is enclosed in a patagium of very delicate spongy siliceous mass. Height of the whole test 0.326 mm. Length of the arms 0.12 to 0.16 mm. Diameter of the terminal discs 0.088 mm.

Rare.

Description and interpretation of the figures: Three-armed hagiastrid with short arms and bulbous arm ends. The central area shows randomly distributed pores. Most of the upper surface of the arms is drawn poreless, except for a marginal row of single pores. The arm ends show concentrically arranged pores. All pores are of equal size. The porous test is embedded in a dark matrix, which could be interpreted as a patagium.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: In the Urschlau hagiastrids bearing a patagium have not been observed in the re-examined material.

Nassellaria:

Podocapsa guembeli

Pl. XXXVI (XI)/Fig. 5, 6

Original description: Rounded lattice shell, which is extended into three long prolongations with large round pores, also perforating the prolongations. The basal prolongations are located opposite to each other and show a tapered, pyramidal form. The apical process larger and conical. The pores are arranged in curved transversal rows, which are directed to the basal prolongations. Height 0.23 mm. Width 0.3 mm. Length of apical process 0.08 mm. Length of the basal prolongations 0.06 to 0.066 mm. Diameter of pores 0.025 mm.

Not frequent.

Description and interpretation of the figures: The two pictures given by RÜST show different views of probably the same form. The orientation of the apparently nassellarian test is upside down.

The upper drawing (no. 5) displays the proximal to central part of a eucyrtidiid possessing a stout apical horn, an unsegmented cephalis or thorax and a porous large segment (thorax or abdomen) having two lateral spines. These are also poreless and located opposite to each other. Structures on the right spine give the impression of a triradiate cross section. The pores of the test are round and large. They are arranged in alternating horizontal rows.

The lower drawing (no. 6) shows the distal part of the skeleton starting with the large porous segment which bears the two lateral triradiate spines. The test terminates with a long postabdominal pore tube. The pores of the tube are arranged in two longitudinal rows. The pore tube seems to be closed.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: The definition of the genus *Podocapsa* was given by RÜST (1885) based on the type species *Podocapsa guembeli* found in the Urschlau.

The upper drawing (no. 5) probably represents a fragment of *Dibolachras chandrika* FOREMAN.

The lower illustration (no. 6) shows the lower part of a two-armed podocapsid composed of two short porous arms and a long porous postabdominal tube. The two different figures in RÜST's monograph represent two different species. This problem was first recognized by CAMPBELL (1954), where he designated fig. no. 5 as the lectotype of *Podocapsa guembeli*. FOREMAN (1973) emended the definition of the genus and changed the lectotype to fig. no. 6.

Podocapsa guembeli is reported by SCHMIDT-EFFING (1980) and ERBACHER (1994). Forms corresponding to *Podocapsa guembeli* RÜST (fig. no. 6) are not present in the Urschlau material.

Podocapsa haeckeli

Pl. XXXVI (XI)/Fig. 7

Original description: Almost triangular lattice shell due to a strong development of basal prolongations, which grade widely and without boundaries into the central body; they are rounded at the ends. The apical prolongation is short and widened at the end. Large pores are diagonally arranged in 12 rows. Height 0.23 mm. Width 0.476 mm. Diameter of the pores 0.023 mm. Rare.

Description and interpretation of the figures: The picture shows a triangular porous test. The basis of the triangle is composed of two porous arms which are opposite to each other forming a bilateral symmetry. The upper part represents the beginning of a third porous arm-like structure which ends with a poreless widened protrusion having irregular outline. The nassellarian origin is uncertain because no signs of segmentation are detectable.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: The figure of *Podocapsa haeckeli* includes two possible taxa: 1. A two-armed hagiastriid with a perpendicular short arm base, which is frequent in Late Jurassic sediments of the Northern Calcareous Alps. 2. A not very well illustrated *Parapodocapsa furcata* STEIGER, which

is present in the Urschlau material. This form is characterized by two opposite curved arms forming an arc-like outline and a straight third arm. The third arm is located in the middle of the arc perpendicular to the convex side.

Radiolarian tests documented above are absent in the Urschlau material.

Podocapsa hantkeni

Pl. XXXVI (XI)/Fig. 8

Original description: The test is rounded and tetragonal. The basal prolongations are big, moderately tapered at the end. They join with a wide angle. Instead of an apical prolongation two short rounded prolongations occur, one at each side. The large pores are arranged in rows parallel to the axis of the basal prolongations. Height 0.296 mm. Width 0.583 mm. Length of the basal prolongations 0.26 mm. Diameter of the pores 0.023 mm.

Rare.

Description and interpretation of the figures: The figure shows a spherical test with two porous arms at the lower side of the sphere. The upper side bears short protrusions. A plane of bilateral symmetry is developed between the protrusions and the porous arms.

The arms are pointed and have three alternating rows of single pores. The length of the arms exceeds the diameter of the sphere. The surface of the sphere partly shows large pores comparable to the arms. The nassellarian character of the form is not obvious.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: The illustration of RÜST's species is not comparable with other *Podocapsa* species. In addition the form does not correspond to the emended definition of the genus given by FOREMAN (1973).

The radiolarian described by RÜST was never found in Late Jurassic sediments again. The material of the Urschlau does not contain any similar forms.

Sethocapsa globosa

Pl. XXXVI (XI)/Fig. 16

Original description: Round spherical shell with short, conical first segment. Large round pores are densely arranged in straight rows. Diameter of the sphere 0.214 mm. Diameter of the pores 0.027 mm. Length of the first segment 0.11 mm.

Not frequent.

Description and interpretation of the figures: Nearly three-dimensional picture of a sethocapsid radiolarian possessing a cone-like proximal part and a spherical terminal part. The proximal cone is poreless. The large last segment is porous characterized by longitudinal rows of alternating pores. The lower end is closed.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: *Sethocapsa globosa* is frequent in Late Jurassic sediments. It is very similar to *Sethocapsa leiostraca* FOREMAN.

Sethocapsa collaris

Pl. XXXVI (XI)/Fig. 18

Original description: The first segment is oval. The second, spherical segment follows with a neck-like stricture. Round pores of medium size are arranged in 10 diagonal rows. Length 0.26 mm. Thickness of the sphere 0.174 mm.

Not frequent.

Description and interpretation of the figures: Two-segmented porous nassellarian with an oval proximal segment and a spherical terminal segment. The pores of the test are small and have wide spaces between them. The pores are arranged in curved diagonal rows. The picture seems to be drawn from a thin section.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: This species represents a dicyrtid nassellarian. Comparable forms are not present in Late Jurassic sediments of the Urschlau.

Tetracapsa zinckeni
Pl. XXXVIII(XIII)/Fig. 20

Original description: Four segments as almost round spheres gradually increasing in size. The pores are arranged in somewhat diagonal rows. Length 0.214 mm. Width 0.106 mm. Not frequent.

Description and interpretation of the figures: The figure shows a four-segmented nassellarian. Pores are present on all segments. The segments gradually increase in length and width. The pore pattern is composed of diagonal rows of medium size pores.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: Three of the four segments possess a regular pore pattern of more or less horizontal rows. This form is absent in the observed Ur-schlau material.

Tetracapsa ixodes
Pl. XXXIX (XIV)/Fig. 2

Original description: First three segments very small, fourth segment very large and longitudinally oval. The second and third segment with 2 rows of small pores, the fourth with 10 to 12 diagonal rows of large pores. Length 0.476 mm. Total length of first three segment together 0.095 mm. Width of last segment. 0.35 mm. Rare.

Description and interpretation of the figures: This large radiolarian has a spherical last segment and a conical proximal part. The pores on the last segment are arranged in diagonal rows. The proximal part is composed of three segments, which are poreless.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: This form strongly resembles sethocapsids ranging from *Sethocapsa dorysphaeroides* NEVIANI (1900) to *Sethocapsa (?) orca* FOREMAN (1975). The drawing shows a very short proximal part, probably because of a thin section effect.

Lithocampe ananassa
Pl. XXXX (XV)/Fig. 3

(Pl. 2, fig. 10)

Original description: With 9 segments. The fifth segment is the largest. Each segment in the middle slightly concave, so that the rings which connect the segments surround the longitudinally ovate shell as elevated bars. Length 0.326 mm. Width 0.23 mm.

Rare.

Description and interpretation of the figures: This multicyrtyd nassellarian is longitudinally composed of 5 segments which increase in width and 4 segments which decrease in width. The outline of the test is similar to a pineapple. The segments are laterally concave and linked by ridges. The surface of the test has a uniform gray color without any information about pores.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: The illustration clearly represents the outline of *Parvicingula boesii* (PARONA, 1890). RÜST's monograph would have priority, but the species is described and illustrated insufficiently to be able to recognize what was defined later under *Parvicingula boesii*.

Lithocampe ananassa RÜST is regarded to be synonym to *Parvicingula boesii*. *Parvicingula boesii* is well-defined and illustrated by PARONA (1890) and is in common use.

Lithocampe impervia
Pl. XXXX (XV)/Fig. 4

Original description: With 9 to 10 segments of irregular size. Very small pores in 10 transversal rows which have a large distance from each other. Length 0.26 mm. Width 0.117 mm.

Rare.

Description and interpretation of the figures: The test is composed of a short proximal part, which is a shallow cone and a long distal

part which is a cylinder. The proximal part has four segments, the distal part seven segments. Starting from the third segment all segments have a basal horizontal pore row which is very close to the strictures between the segments.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: This illustration represents a multicyrtyd nassellarian of *Pseudodictyomitra* or *Archaeodictyomitra* type indicated by the row of single pores at the base of each segment and the strictures between the segments.

Further information of the surface structure would be required for the exact determination.

Lithocampe nerinea
Pl. XXXX (XV)/Fig. 5

(Pl. 2, fig. 9)

Original description: Long, conical, with 11 to 12 segments. Last segments slightly widened to the aperture. Each segment with three transversal rows of pores. Length 0.534 mm. Width 0.175 mm.

Not uncommon.

Description and interpretation of the figures: Conical test with 12 segments. The first three segments without pores. All other segments show three horizontal rows of alternating pores.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: The species can be assigned to the genus *Parvicingula* PESSAGNO. It is very close to the Jurassic-Cretaceous species *P. cosmoconica* (FOREMAN).

Lithocampe trochus
Pl. XXXX (XV)/Fig. 7

Original description: With 8 segments, which strongly increase in size. Therefore test wider than high. Each segment with two rows of

pores. Length 0.408 mm. Width 0.476 mm. Very rare.

Description and interpretation of the figures: Multicyrtyd test with conical form. The lateral sides are straight and smooth. The number of segments is 8. The proximal part, however, seems to be divided into two parts by a lateral stricture. The abdomen and postabdominal segment bear two pore rows, each of them with alternating pores.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: Conical shells as described by RÜST are absent in the examined material and lack in other Jurassic sediments of the Northern Calcareous Alps. In literature this type of form is unknown in this time interval. Morphologically close is the genus *Andromeda* BAUMGARTNER, which has fewer segments.

Eucyrtis conoidea
Pl. XXXX (XV)/Fig. 10

Original description: With 7 to 8 segments and a small apical spine. The upper segments with 2, the lower segments with 3 rows of pores. Length 0.307 mm. Width 0.133 mm. Not uncommon everywhere.

Description and interpretation of the figures: Multicyrtyd nassellarian with convex outline of the cylindrical test. The cephalis is poreless and bears a small curved horn. The thorax is also poreless. Abdomen and 6 postabdominal segments have pores: The abdomen shows one horizontal pore row. The first postabdominal segment has two pore rows. Four postabdominal segments possess three pore rows each. The last segment seems to be uncomplete and shows one pore row. The outline of this segment is dentate at the lower end. The form has an open base.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: Except the asymmetric apical horn, this form resembles nassellarians of *Parvicingula* or *Ristola* type. The figure seems to reflect a thin section picture, where the concave outline of

the segments is converted strictures. The illustration might be assigned to *Parvicingula boesii* (PARONA) or *Ristola procera* (PARONA).

Stichocapsa conglobata
Pl. XXXXII (XVII)/Fig. 5

(Pl. 2, fig. 8)

Original description: All 6 to 7 segments are almost spherical and densely covered by round pores of medium size. Length 0.446 mm. Width of the last segment 0.326 mm.

Not uncommon.

Description and interpretation of the figures: Stichocapsid nassellarian with 7 segments. Cephalis, thorax and abdomen increasing rapidly in width. From abdomen through last segment minor but constant increase of width and length of single segments. Distinct strictures between segments. All segments seem to be porous. The pore pattern is complete on the last segments displaying diagonally arranged rows of small round pores.

Discussion and evaluation of RÜST's documentation: This stichocapsid nassellarian is characterized by a regular pattern of tiny pores on the last segment. These stichocapsids are generally rare in Late Jurassic sediments and co-occur with tests of the genus *Spongocapsula* PESAGNO. Similar forms are assigned to the genus *Sethocapsa* HAECKEL.

8. Summary

Results of the investigation of the Late Jurassic radiolarians from the Sulzenmoos Graben south-west of Urschlau are:

1. The fauna of the redescribed type locality is moderately preserved and is not useful for a valuable revision.

2. All illustrations of RÜST's radiolarians described from the Urschlau are made from thin sections representing two-dimensional pictures partly modified to three-dimensional more interpretative figures.

3. About half of the number of the Urschlau species are not good enough for further paleontological use because of the minor information derived from a two-dimensional thin section picture.

4. Due to the advanced stage of paleontological research the figures, even the three-dimensional pictures in addition to the descriptions do not contain sufficient information for an exact determination of the species.

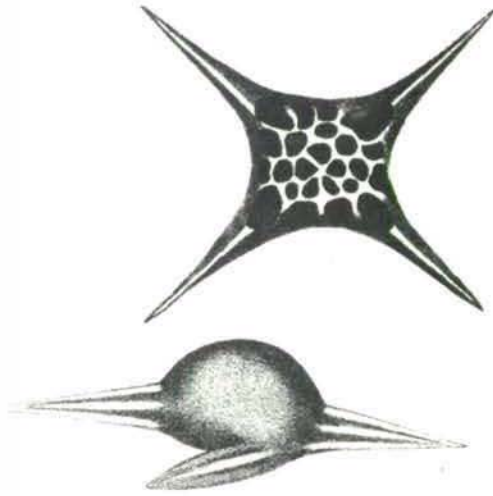
In general, radiolarian faunas of significant abundance are rare and their preservation is very moderate in the Jurassic Aptychus beds. In older strata, which represent greenish-reddish nodular limestones known as "Ruhpoldinger Marmor", radiolarians are abundant and well-preserved. These lithologies are slightly older than the Aptychus beds. The "Ruhpoldinger Marmor" is of Kimmeridgian (possibly Oxfordian) to lower Late Tithonian age just below the occurrence of Calpionellids, whereas the Aptychus beds comprise Late Tithonian through Berriasian age.

9. Acknowledgements

This paper is dealing with problems of historical paleontology in the early years of radiolarian research. I hope it will not contribute to further confusion. It should give some information about the quality of the famous radiolarian fauna of the Urschlau. For intense and important discussions I am grateful to the professors Dr. H. HAGN (Munich), Dr. J.Th. GROISS (Erlangen), Dr. E. FLÜGEL (Erlangen), Dr. H. KOZUR (Budapest) and Dr. W. RESCH (Innsbruck). The project was funded by the German Science Foundation (Ste 348/5). Special thanks to Mrs. M. TESSADRI-WACKERLE for her patience and the endeavours of scanning RÜST's pictures.



Lithocampe ananassa



Staurosphaera antiqua



Sethocapsa collaris



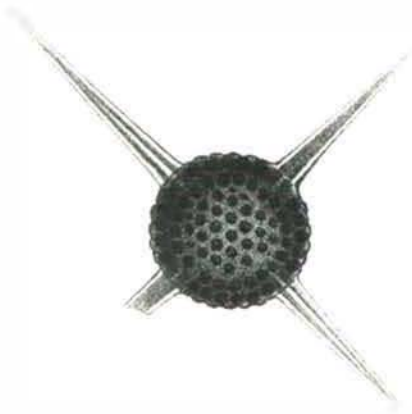
Stichocapsa conglobata



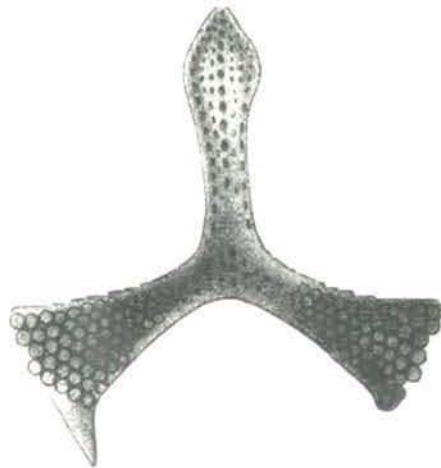
Eucyrtis emoides



Rhopalastrum contractum



Staurosphaera gracilis



Rhopalastrum dilatatum



Sethocapsa globosa

Fig. 3: Collection of RČST's illustrations of radiolarians described from the Uršlavl (all figures are 75% in size compared to RČST, 1885). The number of species is limited to those which are useful for redescription.

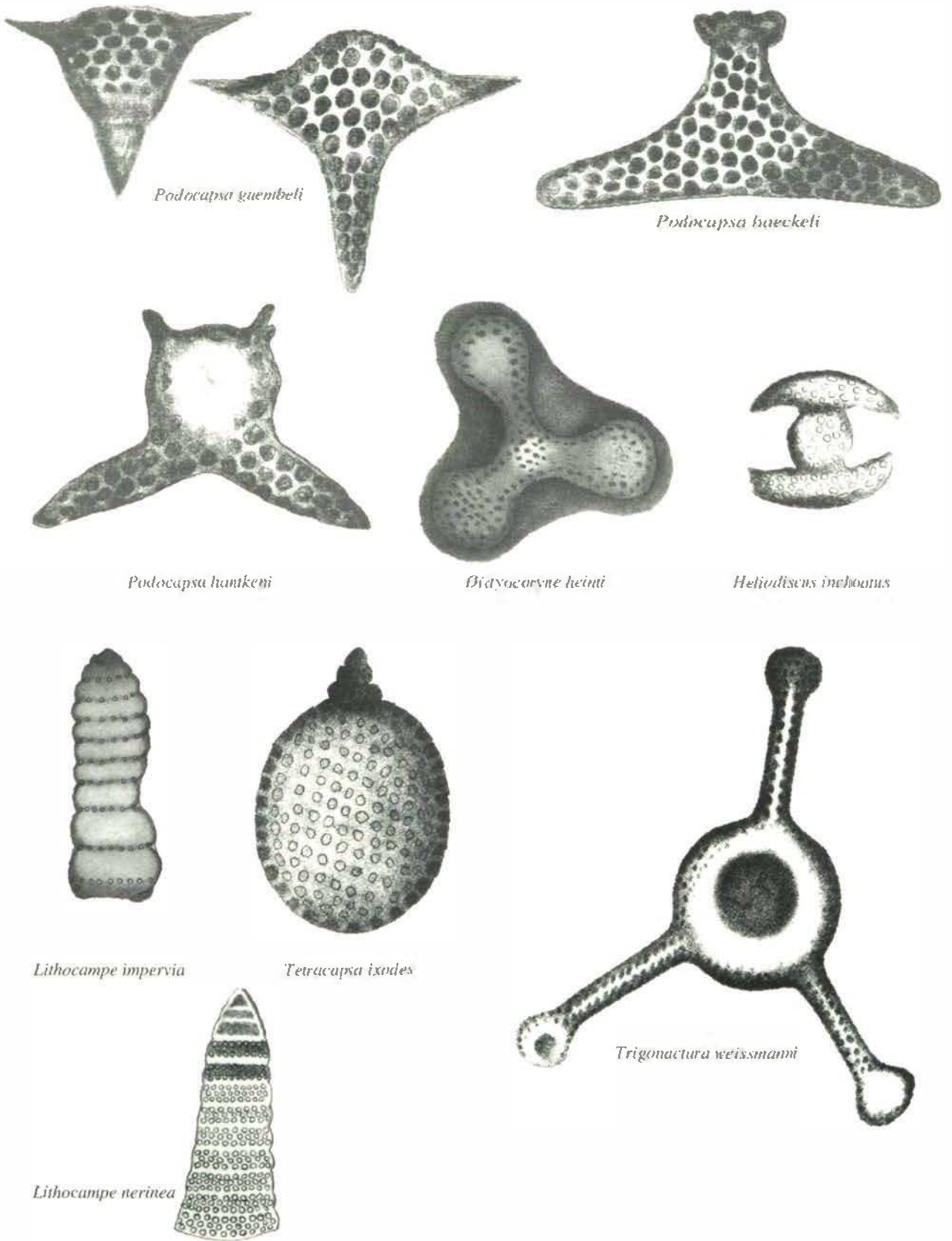


Fig. 3. continued



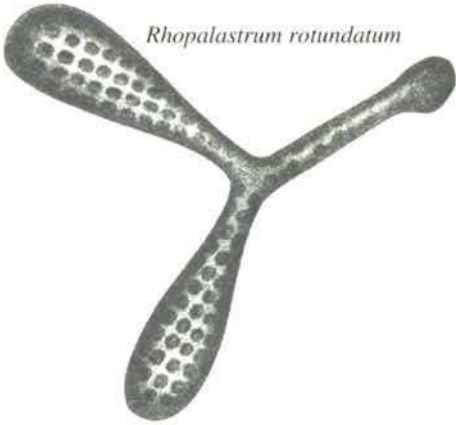
Rhopalastrum pacnorbis



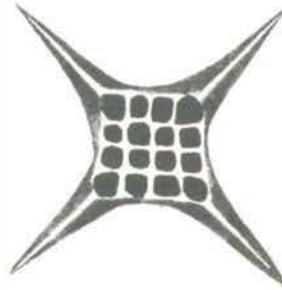
Hagiastrum plenum



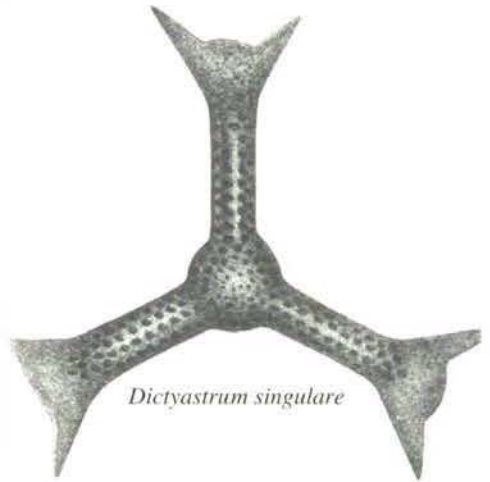
Rhopalastrum proavatum



Rhopalastrum rotundatum



Staurosphaera sedecimporata



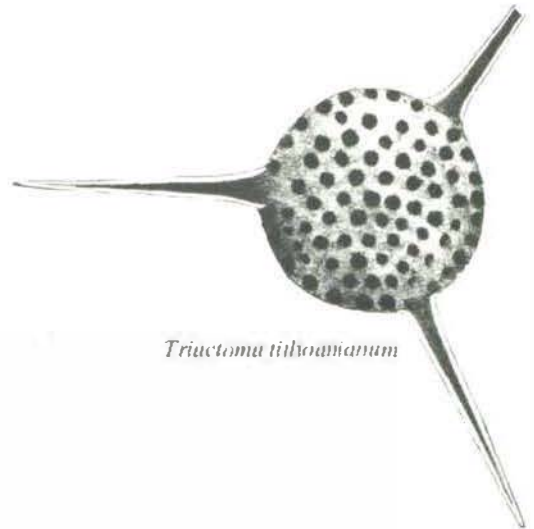
Dictyastrum singulare



Hagiastrum subacutum



Rhopalastrum terebra

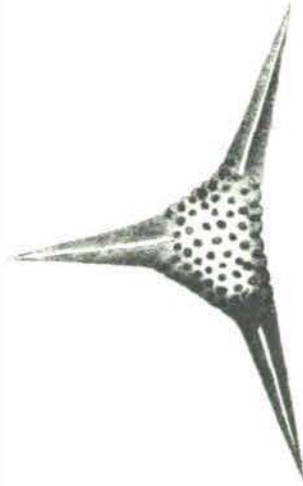


Triactoma tilhoamianum

Fig. 3. continued



Xiphosphaera tredecimporata



Tripocyclia trigonum



Lithocampe trochus



Rhopalastrum tuberosum



Rhopalastrum tumidum



Spongoplegma urschlawense



Tetracopsa zinckeni

Fig. 3. continued

References

- BAUMGARTNER, P.O. (1980): Late Jurassic Hagiastriidae and Patulibracchiidae (Radiolaria) from the Argolis Peninsula (Peloponnes, Greece). – *Micropaleontology* **26**, 3, 274–322.
- BAUMGARTNER, P.O. (1984b): A Middle Jurassic – Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites. – *Eclogae geol. Helv.*, **77**, 3, 729–837.
- BÖCK, E. (1991): Die Geologie des Röhthelmooses in den Chiemgauer Alpen und Systematik, Alter und Morphologie einer Radiolarien-Fauna aus dem Ruhpolder Marmor (Lechtal-Eineit, Chiemgauer Alpen, Bayern). – Unpubl. Diplomarbeit, Inst. f. Paläontologie und hist. Geologie, Ludwig-Maximilians-Universität München, 118 S., München.
- CAMPBELL, A.S. (1954): Radiolaria. – In: MOORE, R.C. (ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Kansas Univ. Press, Geol. Soc. Amer. Pt. D., Protista 3, D11–D162.
- DOBEN, K. (1970): Geologische Karte von Bayern 1:25 000 – Erläuterungen zum Blatt Nr. 8241 Ruhpolding. – 156 S., Bayerisches Geologisches Landesamt München.
- ERBACHER, J. (1994): Entwicklung und Paläoozeanographie mittelkretazischer Radiolarien der westlichen Tethys (Italien) und des Nordatlantiks. – *Tübinger Mikropal. Abh.*, **12**, 120 S.
- FOREMAN, H.P. (1973): Radiolaria from DSDP Leg 20. – In: HEEZEN, B.C., MC GREGOR, I.D. et al.: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **20**, U.S. Gov. Printing Office, Washington, 249–305.
- FOREMAN, H.P. (1975): Radiolaria from the North Pacific, DSDP Leg 32. – In: LARSON, R.L., MOBERLY, R. et al.: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **32**, U.S. Gov. Printing Office, Washington, 579–676.
- GÜMBEL, C.W. (1861): *Geognostische Beschreibung des Alpengebirges und seines Vorlandes*. – 950 S., Gotha (Perthes).
- HAECKEL, E. (1882 a): List of Radiolaria (p. 656). – In: TIZARD, T.H. & MURRAY, J. (eds.): *Exploration of the Faroe Channel, during summer of 1880, in H.M.'s hired ship "Knight Errant"*; *Proc. Roy Soc., Edinburgh*, **11**, 638–677.
- HAECKEL, E. (1887): Report of the Radiolaria collected by H.M.S. Challenger during the years 1873–76. – *Rep. Sci. Result. Voyage H.M.S. Challenger, Zool.* **18/1-2**, 1-1803, 140 pl., 1 Karte.
- HAECKEL, E. (1887b): Die Radiolarien (Rhizopoda Radiaria). Eine Monographie. Teil 2. Grundriss einer allgemeinen Naturgeschichte der Radiolarien. – Reimer, Berlin, xiv + 248 p.
- KRAUS, O. (1970): Internationale Regeln für die Zoologische Nomenklatur. – *Senckenberg-Buch* **51**, 1–92, Seckenberg. Naturf. Ges., Frankfurt.
- LACKSCHEWITZ, K.S., GRÜTZMACHER, U. & HENRICH, R. (1992): Paläo-Ozeanographie und Kippschollentektonik in den jurassischen Karbonatabfolgen der Chiemgauer Alpen (Bayern). – *Facies*, **24**, 1–24, Erlangen.
- KOCHER, R.N. (1981): Biochronologische Untersuchungen oberjurassischer radiolarienführender Gesteine, insbesondere der Südalpen. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich. (N.F.)* **234**, 1–184.
- MUZAVOR, S.N.X. (1977): Die oberjurassische Radiolarienfauna von Oberaudorf am Inn. – *Diss. Fachber. Geowiss., Ludwig-Maximilians-Univ., München*, 1–163.
- NEVIANI, A. (1900): Supplemento alla fauna a radiolari delle rocce mesozoiche del Bolognese. – *Boll. Soc. geol. ital.* **19**, 645–671.
- PANTANELLI, D. (1880): I diaspri della Toscana e i loro fossili. – *Atti. Acad. Lincei Mem., ser. 3*, **8**, p. 35–66.
- PARONA, C.F. (1890): Radiolarie nei noduli selciosi del calcare giurese di Cittiglio presso Laveno. – *Boll. Soc. geol. ital.* **9**, 1–167.
- PESSAGNO, E.A., Jr. (1971a): Jurassic and Cretaceous Hagiastriidae from the Blake-Bahama Basin (Site 5A, JOIDES Leg 1) and the Great Valley Sequence, California Coast Ranges. – *Bull. Amer. Paleont.* **60**, 264, 1–83.
- PESSAGNO, E.A., Jr. (1977): Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges. – *Micropaleontology* **23**, 1, 56–113.
- PESSAGNO, E.A., SIX, W.M. & YANG, Q. (1989): The Xiphostylidae HAECKEL and Parvivaccidae, n.fam., (Radiolaria) from the North American Jurassic. – *Micropaleontology*, **35**, 3, 193–255, New York.
- RÜST, D. (1885): Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura und der Kreide. – *Palaeontographica*, **31**, 1–67, Stuttgart.
- SCHMIDT-EFFING, R. (1980) Radiolarien der Mittel-Kreide aus dem Santa-Elena-Massiv von Costa Rica. – *Neues Jahrb. Geol. Palaeont. Abh.*, **160**, 2, 241–257.
- STEIGER, T. (1992): Systematik, Stratigraphie und Paläökologie der Radiolarien des Oberjura-Unterkreide-

Grenzbereiches im Osterhorn-Tirolikum (Nördliche Kalkalpen, Salzburg und Bayern). – *Zitteliana*, **19**, 1–188, München.

STEIGER, E. & STEIGER, T. (1993): Der morphologische Übergang zwischen den Radiolarien-Gattungen *Podocapsa* RÜST, 1885, und *Podobursa* WISNIOWSKI 1889 im Ruhpoldinger Marmor von Urschlau (Oberjura, Lechtaldecke, Nördliche Kalkalpen). – *Zitteliana*, **20**, Hagn-Herm-Festschrift, 133–144, München.

STEIGER, E. & STEIGER, T. (1994): New Radiolaria from the “Ruhpoldinger Marmor” of Urschlau (Late Juras-

sic, Chiemgau Alps, Bavaria). – *Abh. Geol. B.-A., Festschrift zum 60. Geburtstag von Erik Flügel*, **50**, 453–466, Wien.

Author's address:

Priv.-Doz. Dr. Torsten Steiger, Institut für Paläontologie, Universität Erlangen-Nürnberg, Loewenichstr. 28, D-91054 Erlangen.

Manuscript submitted: April 25, 1995

Addendum:

In the IRZN (Appendix D/III/16) species names created in honour of persons are recommended not to end with -ii (e.g. *Podocapsa haeckelii*). As RÜST inconsequently used both ways (e.g. *Dictyocoryne heimi* and *heimii*) such names are uniformly used with -i in this paper.

Plate 1

- Fig. 1, 2: Discoidal radiolarian probably representing *Spongoplegma urschlauense* RÜST, which is an orbiculiformid taxon. Length of the scale bar 100 microns.
- Fig. 3: *Triactoma tithonianum* RÜST, showing relatively long slender, triradiate spines and pointed tips. Length of the scale bar 100 microns.
- Fig. 4–6: Three variations of *Rhopalastrum tuberosum* RÜST. Fig. 4 is close to *Archaeotritrabs gracilis* STEIGER. Fig. 5 shows a diagenetically recrystallized three-armed hagiastrid with bulbous arm ends and short pointed primary spines. Fig. 6 is a hagiastrid of *Tritrabs ewingi* (PESSAGNO) to *Tritrabs worzeli* (PESSAGNO) type. Length of the scale bar 100 microns.
- Fig. 7, 8: Four-armed hagiastrids possibly representing *Hagiastrum subacutum* RÜST. Fig. 7 shows a distinct rectangular pore pattern on the upper right arm, which is diagenetically altered on the other arms. This radiolarian corresponds to *Higumastra inflata* BAUMGARTNER. The radiolarian in fig. 8 has clavate arms as shown in RÜST's illustration and a severely recrystallized cortical shell giving the impression of a spongy surface. Length of the scale bar 100 microns.
- Fig. 9: Radiolarian test, most similar to *Tripocyclia trigonum* RÜST. The cortical shell of these forms varies from spheres to subtriangular outlines. The base of the spines is complicated like in *Triactoma jonesi* (PESSAGNO). Tests with concave outline of the cortical shell between the spines are never observed. Length of the scale bar 100 microns.

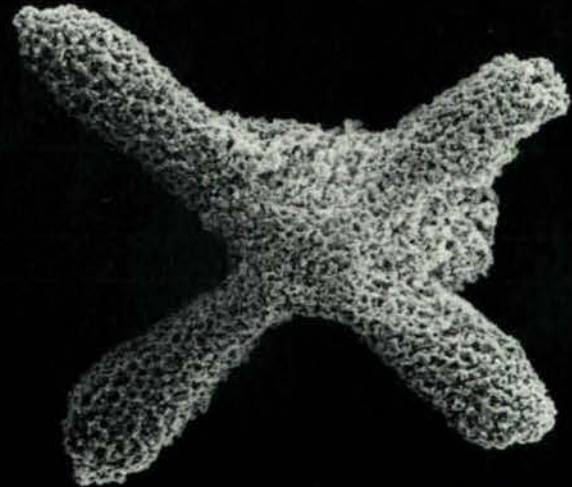
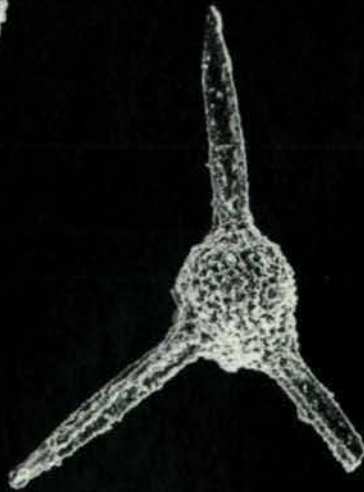
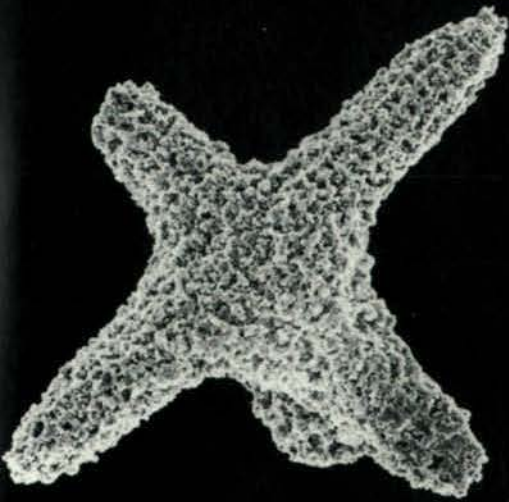
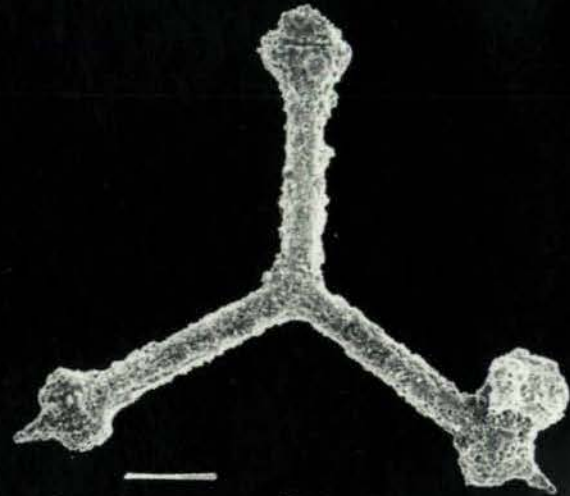
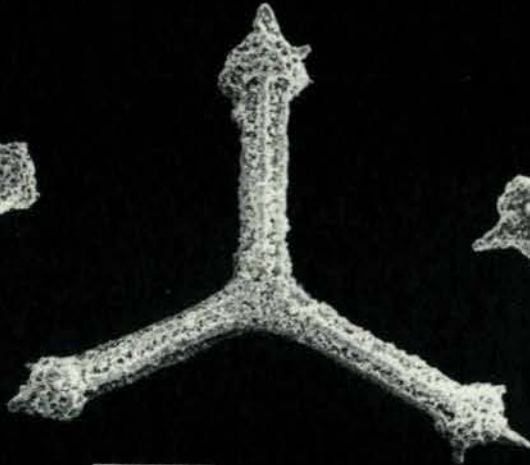
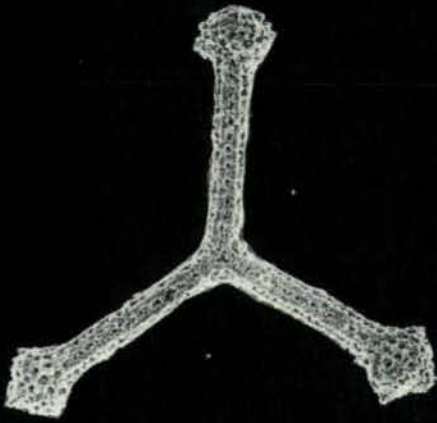
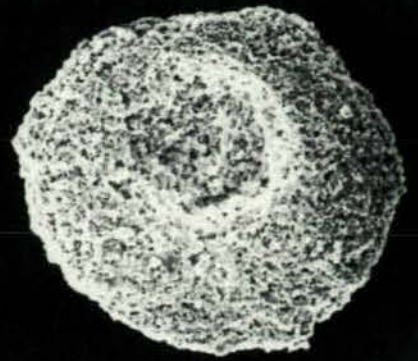
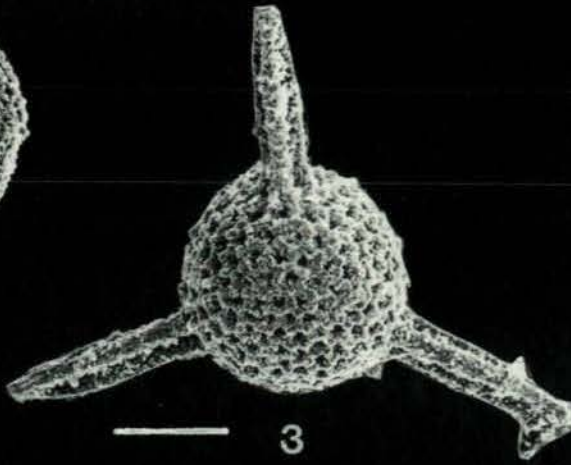
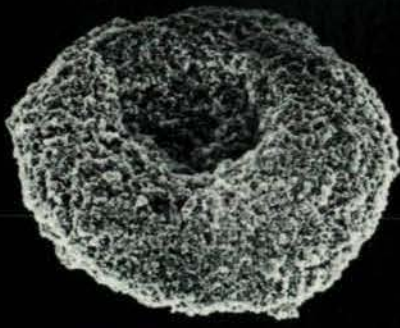
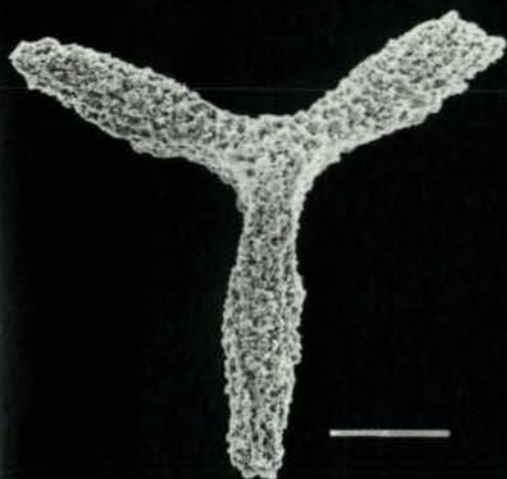
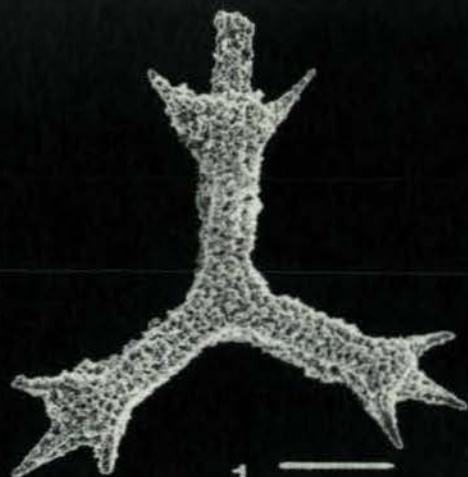


Plate 2

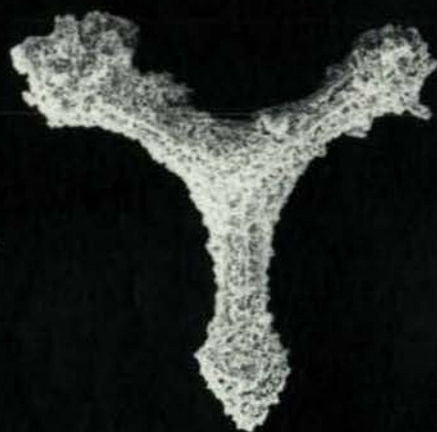
- Fig. 1: Three-armed patulibracchiid radiolarian, probably corresponding to *Dictyastrum singulare* RÜST. This form corresponds to *Halesium sexangulum* PESSAGNO, bearing a bracchiopyle missing in RÜST's illustration. A further difference is a spherical central area lacking in *Halesium sexangulum*. Length of the scale bar 100 microns.
- Fig. 2: Angulobracchiid radiolarian probably corresponding to *Rhopalastrum terebra* RÜST and *Rhopalastrum tumidum* RÜST. Such forms are recently described as *Angulobracchia* (?) *portmanni* BAUMGARTNER and *Angulobracchia mediopulvilla* STEIGER, both characterized by clavate arms bearing a longitudinal pore pattern at the arm ends. Length of the scale bar 100 microns.
- Fig. 3: Tritabid hagiastrid resembling *Rhopalastrum contractum* RÜST. This form represents *Tritrabs exotica* BAUMGARTNER, characterized by alternating double pore rows between the primary beams of the cortical shell. This is not shown in RÜST's illustration, but the proportions of the pore rows and the entire test correspond to this very frequent form. Length of the scale bar 100 microns.
- Fig. 4: *Staurosphaera gracilis* RÜST. Except the missing fourth spine and the diagenetically recrystallized cortical shell the test corresponds to RÜST's illustration. Length of the scale bar 100 microns.
- Fig. 5: *Foremanella diamphidia* (FOREMAN), possibly representing *Rhopalastrum rotundatum* RÜST. The bilateral symmetry of the pore pattern of both larger arms leads to this opinion, although *Foremanella hipposidericus* (FOREMAN) would fit better but was not observed in the Urschlau material. Length of the scale bar 100 microns.
- Fig. 6: *Staurosphaera antiqua* RÜST. Only strongly recrystallized tests of this problematic species could be found discussed in the paleontological chapter. Length of the scale bar 100 microns.
- Fig. 7: *Xiphosphaera tredecimporata* RÜST. This form probably belongs to the *Pantanellium lanceola* (PARONA) group. Length of the scale bar 100 microns.
- Fig. 8: *Spongocapsula palmerae* PESSAGNO. Rare multicyrtyd nassellarians bear recrystallized surfaces of the outer wall. They questionably may correspond to *Stichocapsa conglobata* RÜST. Length of the scale bar 100 microns.
- Fig. 9: *Lithocampe nerinea* RÜST. This recrystallized long nassellarian is probably synonym with *Parvicingula cosmoconica* (FOREMAN). Length of the scale bar 100 microns.
- Fig. 10: *Lithocampe ananassa* RÜST. Recrystallized fusiform nassellarian which is identical with *Parvicingula boesii* (PARONA). Length of the scale bar 100 microns.



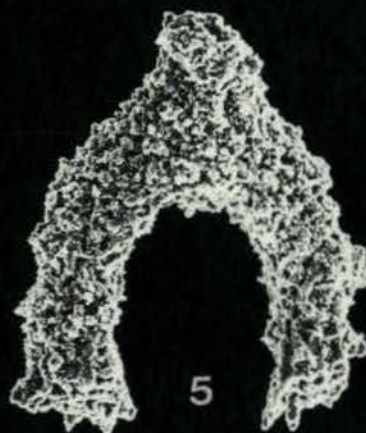
2



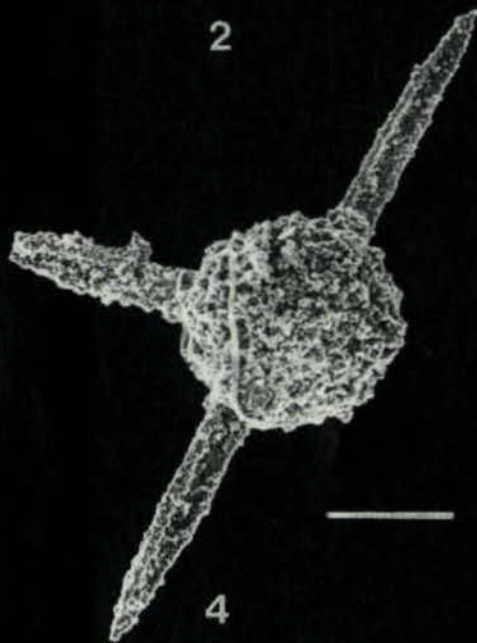
1



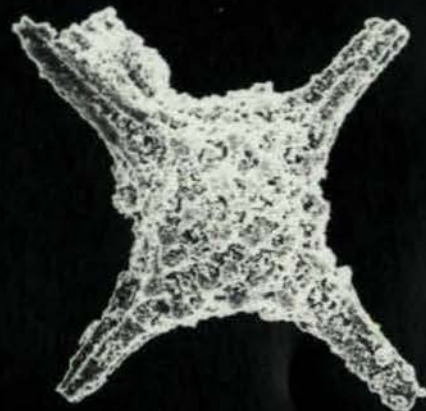
3



5



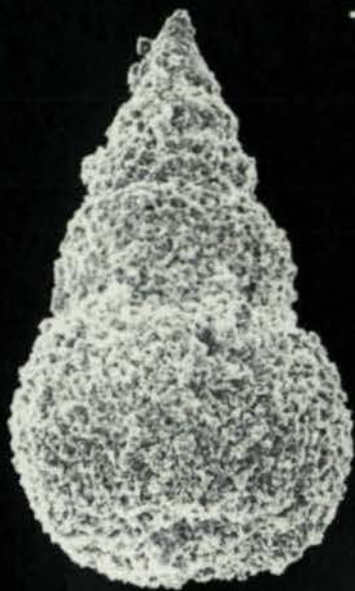
4



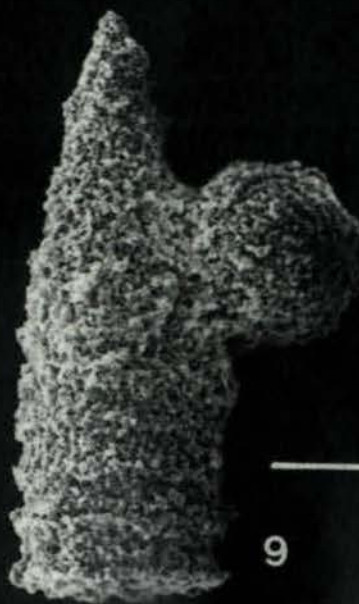
6



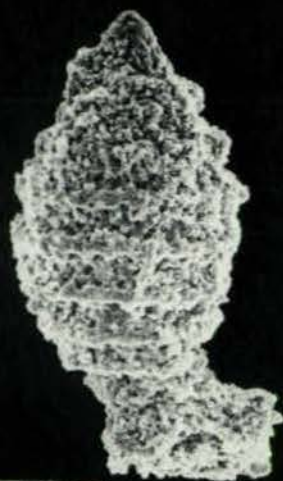
7



8

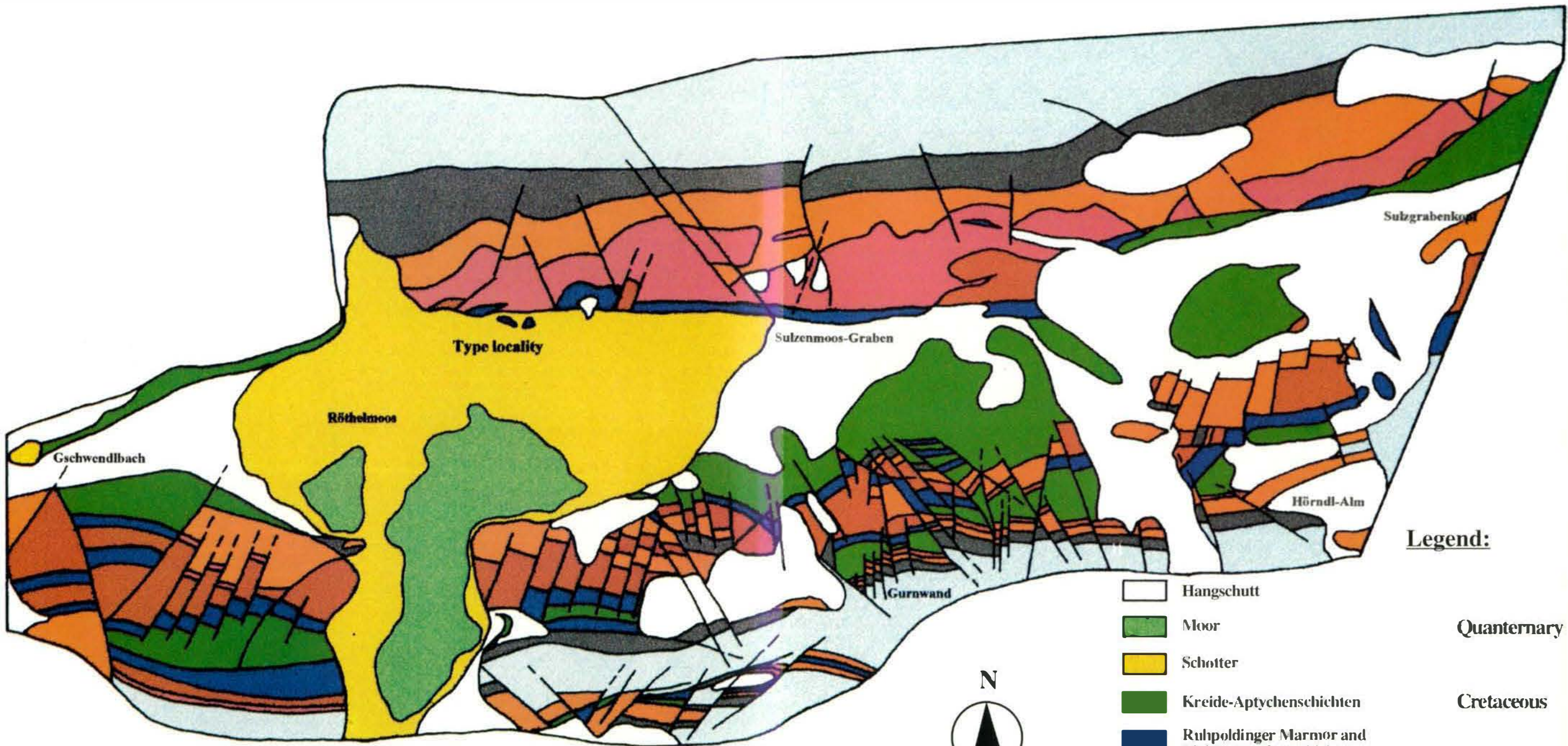


9



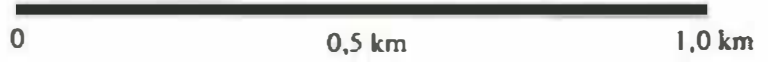
10

Geological map of the Röthelmoos



Legend:

- | | | |
|---|--|------------|
|  | Hangschutt | |
|  | Moor | Quaternary |
|  | Schotter | |
|  | Kreide-Aptychenschichten | Cretaceous |
|  | Ruhpoldinger Marmor and Malm-Aptychenschichten | |
|  | Dogger-Kieselkalk | Jurassic |
|  | Adneter Kalk | |
|  | Rhät-Riffkalk and Kössener Schichten | |
|  | Plattenkalk | Triassic |
|  | Haarndolomit | |



CLAY MINERALS IN QUATERNARY SEDIMENTS OF BANGLADESH: IMPLICATIONS IN ENGINEERING GEOLOGY

Pranab Pratim Das

With 5 figures and 3 tables

Abstract:

X-ray diffraction analyses and IR-spectroscopy were used to study clay minerals of some Quaternary sediments of Bangladesh. Diffraction patterns show that kaolinite, illite and chlorite are major constituents of the Recent deposits. IR-spectroscopy studies show halloysite to be present in these sediments. Pleistocene Madhupur clay contains halloysite and illite as major constituents, and vermiculite as minor constituent. The presence of halloysite is confirmed from its characteristic absorption band at 3550–3500 cm^{-1} range, and another one at $\sim 1640 \text{ cm}^{-1}$. Values of different engineering properties of the Quaternary sediments are within the range of engineering properties of kaolinite and illite, the major clay mineral groups in these sediments. The analyses show that Recent sediments are almost non-plastic with low swelling potential due to the presence of kaolinite, illite and chlorite. Expandable clay minerals like degraded illite and vermiculite cause higher plasticity and higher swelling potential in Madhupur clay.

Zusammenfassung:

Zur Bearbeitung von Tonproben aus dem Quartär Bangladeshs wurden Röntgendiffraktometrie und IR-Spektroskopie angewendet. Die Diffraktogramme zeigen Kaolinit, Illit und Chlorit als Hauptbestandteile der rezenten Ablagerungen. Mit IR-Spektroskopie kann der Nachweis von Halloysit in diesen Sedimenten erbracht werden. Pleistozäner Madhupur-Ton enthält Halloysit und Illit als Haupt- und Vermiculit als Nebenbestandteil. Das Auftreten von Halloysit ist durch seine charakteristischen Absorptionsbanden im Bereich von 3550–3500 cm^{-1} und einer anderen bei $\sim 1640 \text{ cm}^{-1}$ bestätigt. Die ingenieurgeologischen Eigenschaften der quartären Sedimente liegen im Bereich der typischen Werte von Kaolinit und Illit, welche in diesen Sedimenten die vorherrschenden Tonmineralgruppen sind. Die Analysen zeigen deutlich, daß die rezenten Sedimente sich kaum plastisch verhalten und durch das Auftreten von Kaolinit, Illit und Chlorit ein niedriges Quellungspotential aufweisen. Das Vorhandensein von quellbaren Tonmineralen wie degradiertes Illit und Vermiculit bedingt die höhere Plastizität und das größere Expansionspotential des Madhupur-Tones.

Introduction

Clays play an important role in controlling physical and engineering properties of soils. Plasticity, activity, swelling and shear strength largely depend on the clay minerals present in the soil. It is necessary to study the mineralogical aspects of different geological formations of foundation soil for projects like dams, highways, tunnels, etc. The detailed study of clay minerals help engineers and engineering geologists for effective design and construction of various types of engineering projects. The magnitude of expansion is largely controlled by the physico-chemical properties of constituent clay minerals. Of all the clay minerals, montmorillonite saturated with sodium as exchange ion has the greatest

potential for expansion. Apart from smectites other minerals with expanding lattices include vermiculite, swelling chlorite, halloysite and some interstratified mixed layer minerals (GILLOT, 1968).

The study of clay minerals in Quaternary sediments is of paramount importance, as 85% of the total land of Bangladesh are covered by these types of sediments. The present paper discusses the type and mode of occurrences of the clay minerals in Quaternary sediments. The influence of clay minerals on the engineering properties is also discussed. The work is mainly based on X-ray diffraction analyses and infrared studies. The infrared spectra are used to confirm the suspected presence of halloysite in either its hydrated (10 Å) or 'meta' (7 Å) form.

Materials

The study area is situated at the deeper part of the Bengal Basin. The area comprises the south-western portion of the Madhupur Tract (Dhaka terrace after ALAM, 1988) and the northwestern extremity of Dhaka depression. The land surface has uplifted about 5–15 m above sea level due to neotectonic movements. As a result, the streams have deeply incised without lateral spreading. The terrace has low dome to table shaped landform separated by shallow depressions. The terrace remains above the present flood level. It is surrounded by low-lying recent flood plains. The area is bounded by the Bansi flood plain in the west, Dhaleswari flood plain in the south and south-west, and Turag flood plain in the east. Broad depressions are common in the flood plains. Pleistocene terrace sediments are light yellowish grey, yellowish brown to deep red, and greyish white weathered silty clay to sandy clay. These are mottled, plastic, with low compressibility, high strength and low moisture content. Ferruginous and manganese concretions are abundant and calcareous nodules are occasionally present in Madhupur clay. The average thickness of Madhupur clay is 10 m. The flood plain is a poorly drained, flat featureless area of little or no relief, which is inundated by annual flood. Flood plain deposits are clayey silt to sandy silt varying from 1 to 15 m in thickness. They are characteristically grey to dark grey, non-plastic to slightly plastic, loosely compacted, contain high moisture content and have a substantial amount of organic matter. Dark grey to black organic clay associated with silty clay is also common. The gully type depressions present in the terrace are characterized by light to dark grey clayey silt with yellowish brown fine sand and black organic clay. After recession of flood, in some depressions in the low-lying areas stagnant waters led to a prevailing swampy environment. The upper parts of the depressions are covered by fine-grained flood sediments. Organic clay and peat are very common depression deposits. Organic clay is light to dark, soft, sticky, plastic and contains high moisture in natural condition

but becomes hard after drying. It consists of decomposed organic matter, clay minerals and a subordinate quantity of silty material.

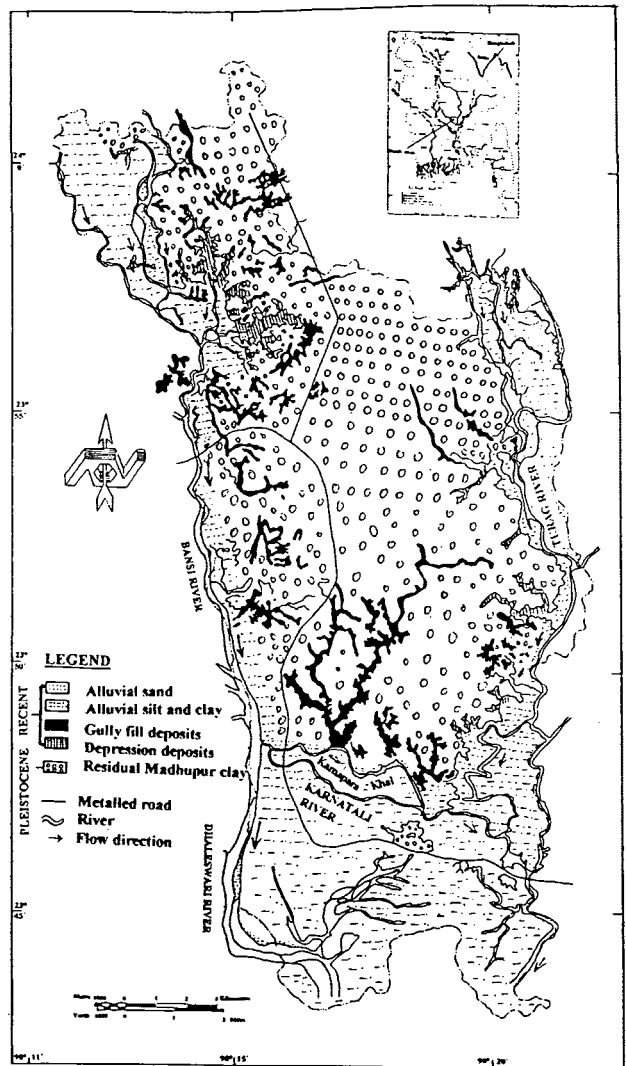


Fig. 1: Generalized geological map of the investigated area.

Experimental techniques

XRD: The $< 2\mu$ fraction was prepared for XRD analysis as an oriented mount. This was done by sedimenting a suspension under a vacuum on a ceramic tile (KINTER & DIAMOND, 1956). After the sedimentation of clay, the ceramic tile was air-dried. The X-ray diffraction pattern was obtained by using a Philips X-ray diffractometer

with CuK α radiation and the following sample conditions: 1) air dried 2) treated with ethylene glycol 3) heated to 400°C for 45 minutes, 4) heated to 550°C for 1 hour. Samples were scanned from approximately 2°2 θ to 30°2 θ .

IRS: In addition to XRD, the samples were characterized by infrared spectroscopy. 2–3 mg of dried and powdered sample (< 2 μ m) was dispersed in about 150 mg KBr. This was homogenized by stirring gently for 1–2 minutes without exerting any pressure that could disorder the clay minerals. The mixture was placed in a pellet die, uniformed at the top surface and evacuated for 3 minutes. Then it was pressed under vacuum over 12 mm circular sample area. The resulting pellet was uniformly transparent to the eye.

The infrared spectra were recorded in absorbance by a Matson Galaxy series 3000 Fourier-transform infrared (FTIR) spectrometer, which was optimized for the spectral range of 4000–400 cm⁻¹.

X-ray powder diffraction results

Kaolin minerals

In XRD profile kaolinite is identified by its 7 Å (001) and 3.5 Å (002) basal reflections. The (001) basal reflection of the Recent deposits ranged at 7.05–7.26 Å range. In some samples, peaks are sharp and symmetrical and in others, they are broad and weak. This fact suggests the variability in the crystalline order of kaolinite. On glycolation, the peaks show no apparent change in 7 Å reflection. After heating to 550°C, the reflections are not longer visible. The presence of both kaolinite and chlorite in the Recent sediments made the identification process more complex. This is due to the similar d-spacing of the kaolinite and chlorite at 7 Å and 3.5 Å. The presence of coupling at 7.15 Å and 3.5 Å is the indication of the presence of both kaolinite and chlorite. Resolving both reflections, it is observed that kaolinite reflects (001) at 7.15 Å and chlorite (002) at 7.08 Å (BISCAY, 1964). The re-

flexion at 3.5 Å is considered to be the (002) reflection of kaolinite as all the chlorite basal planes other than (001) were destroyed at this temperature (C. Zen, 1959). Both the 7 Å and 3.5 Å reflections disappear when the sample is heated to 550°C for 1 hour. This fact supports the presence of kaolinite in the Recent sediments.

The (001) basal reflections show broad bands ranging between 7.23 Å and 7.47 Å. in the Madhupur clay. The broad diffuse bands and basal reflections at 7.2–7.5 Å range indicate high degree of crystalline disorder (Brindley, 1972). The peaks remain unaffected after ethylene glycol treatment.

Illite

Illite is a common clay mineral present in all samples. It is identified on the basis of following characteristic series of reflections. Illite shows (001), (002) and (003) basal reflections of X-ray powder diffraction at 10 Å, 5 Å and 3.5 Å respectively. The intensities of the (001) and (003) reflections are greater than the intensities of (002) reflections. The intensity of the (003) reflection is the strongest and symmetrical.

WEAVER (1989) believed that most minerals referred to as illite contains some expandable layers. In the studied samples, the presence of approximately 5% expandable layers has been detected by ethylene glycol treatment, that makes the 10 Å peak slightly wider and decreases the 001/003 peak height ratio (WEAVER, 1989). Most of the samples show a slight change in peak ratios suggesting the possibility of presence of negligible amount of expanded layers.

Chlorite

Chlorite minerals in clay grade materials are recognized principally by the sequence of basal (001) reflections on 14.0–14.3 Å range, depending on the species. Chlorite in which less than 30% of the octahedral positions are occupied by Fe-ions have medium-strong to strong intensities

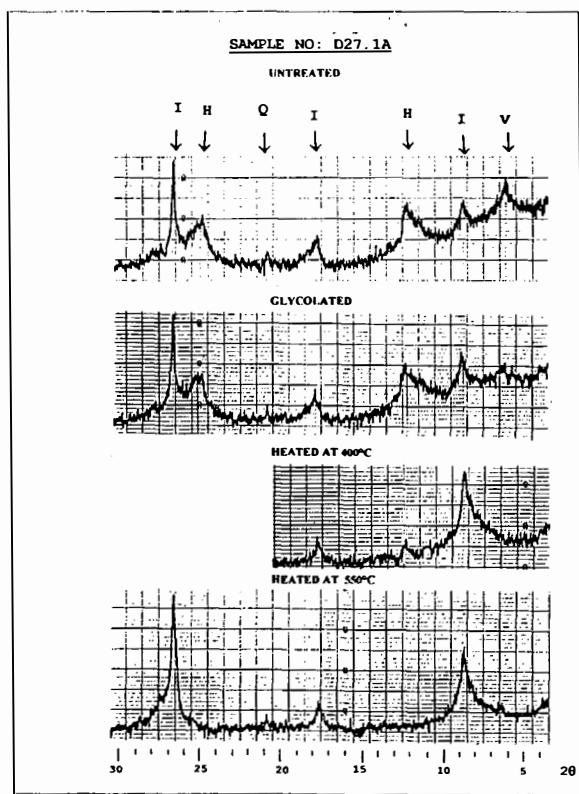
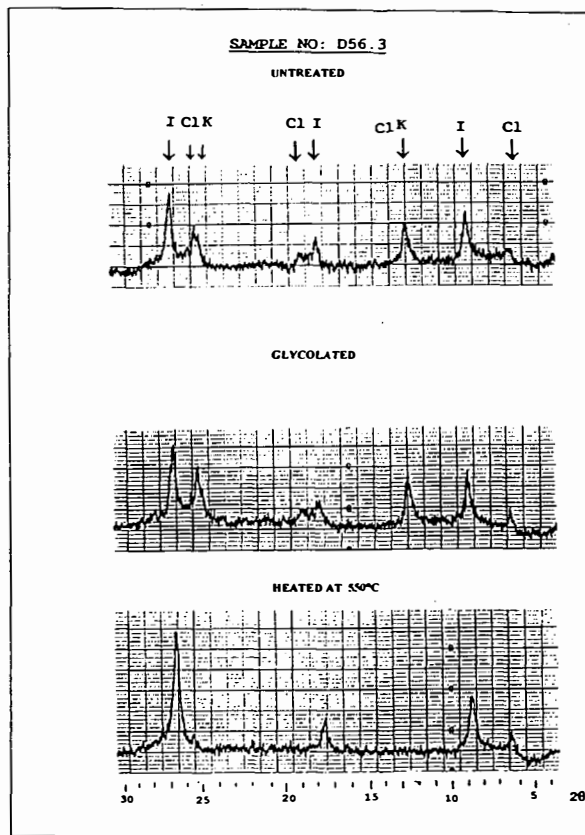
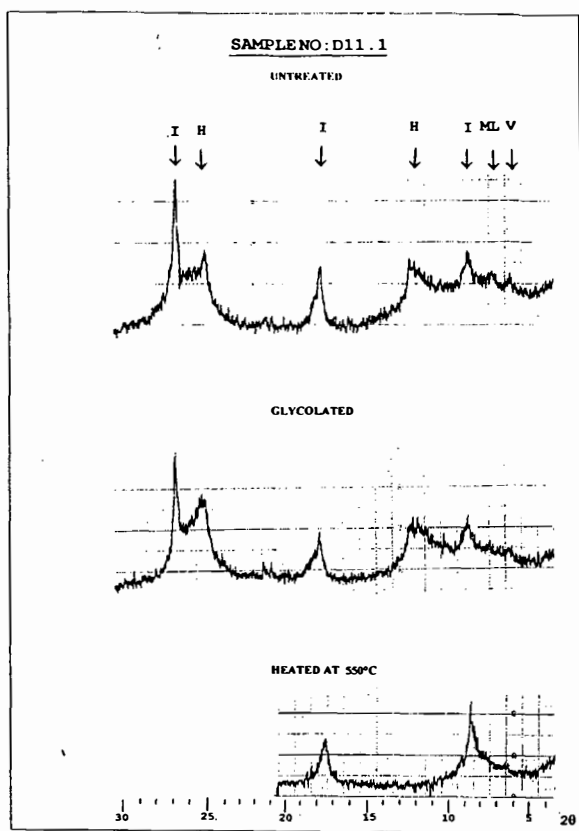
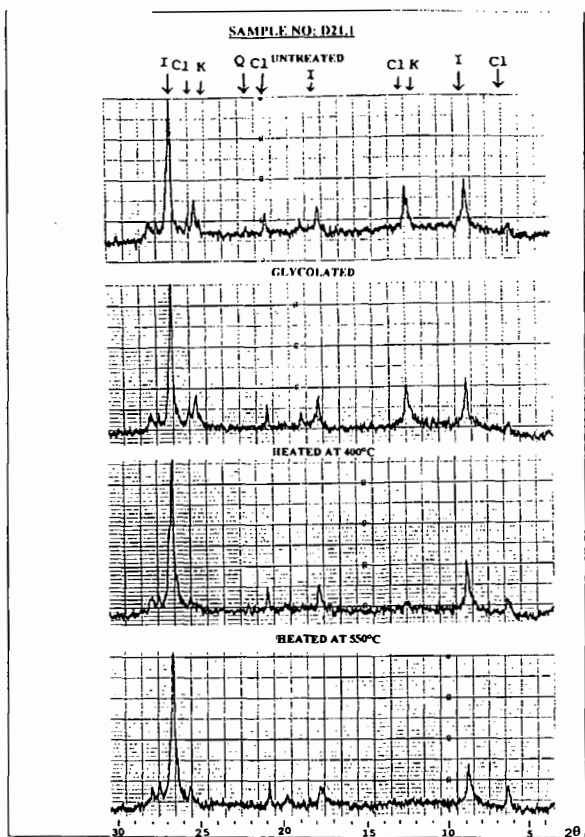


Fig. 2: XRD profile of < 2 μ clay fraction of Recent sediments.

Fig. 3: XRD profile of Madhupur clay deposits.

for five orders of basal reflections. Chlorite-rich in iron gives relatively weak (001), (003), and (005) reflections, and strong (002) and (004) reflections (BRINDLEY, 1961).

Chlorite is present in Recent flood plain sediments. It shows weak (001) reflections at 14 Å. The (001) spacing of kaolinite at 7.15 Å is close to the (002) spacing of chlorite so that second order chlorite reflection tends to overlap the first order kaolinite reflection. This is true for the strong reflections from both minerals at about 7.1 Å and 3.55 Å. Heating the sample at 550°C for 1 hour, the first order reflection of chlorite becomes stronger and shifts slightly. At this temperature, the higher order reflections of chlorite disappear. The presence of weak (001) and (003) reflections might indicate either the presence of an iron chlorite or simply a trace of magnesia chlorite (BRINDLEY, 1961). The presence of magnesia chlorite could be discarded since (002) and (004) reflections change with the disappearance of (003) reflection (heating at 400°C).

Vermiculite

Vermiculite is present in Madhupur clay samples as minor constituent (Fig. 3). It shows basal reflection in the 14.2–14.4 Å range. The strong

reflection at 14.4 Å (Sample no: 27.1 Å) indicates the presence of Mg vermiculite (WALKER, 1972). Chlorite and montmorillonite have also 14 Å basal spacing. The dehydration behavior of vermiculite distinguishes it from chlorite. Heating the sample to 400°C and 550°C, the 14 Å reflection of chlorite remains close to this value (WALKER, 1972). The 14 Å vermiculite peak shifts to 10 Å, which is revealed from the stronger 10 Å reflection. It is distinguished from montmorillonite by failure of the Mg-lattice to expand beyond about 14.5 Å on treatment with glycerol, whereas, all Mg-montmorillonites expand to about 17.8 Å (WALKER, 1972).

Mixed-layer clays

It is difficult to properly evaluate the types of mixed-layer clays from X-ray diffractogram patterns. X-ray diffractions of Madhupur clay show reflections between 10 Å and 14 Å, which may be (10–14_v), (10–14_c) types of clays (Sample no: D11.1). The mixed-layer clays present in the Madhupur clay are probably the results of transformation of illite and chlorite. These mixed layers formed by leaching of K or Mg(OH)₂ from illite or chlorite layers, which is common during weathering.

Assignments and Wave number (cm ⁻¹) range	Kauri halloysite complexes									
	7Å	10 Å	KH ₂ PO ₄	KCl	KBr	KI	KOOCCH ₃	NH ₄ F	NH ₄ Cl	
OH stretch	3700-3690	√	√	√	√	√	√	√	√	√
	3640-3620	√	√	√	√	√	√	√	√	√
OH...H	3614-3606	–	–	√	√	√	√	–	–	√
H ₂ O interlayer	3570-3520	–	√	√	√	√	√	√	√	√
H ₂ O voids	3470-3105	–	√	√	√	√	√	√	√	√
Fermi resonance band	3180-3105	–	–	√	–	–	√	–	–	√

√ denotes presence of band; – denotes absence of band.

Table 1: Infrared absorption bands in halloysites (after CARR et al., 1978).

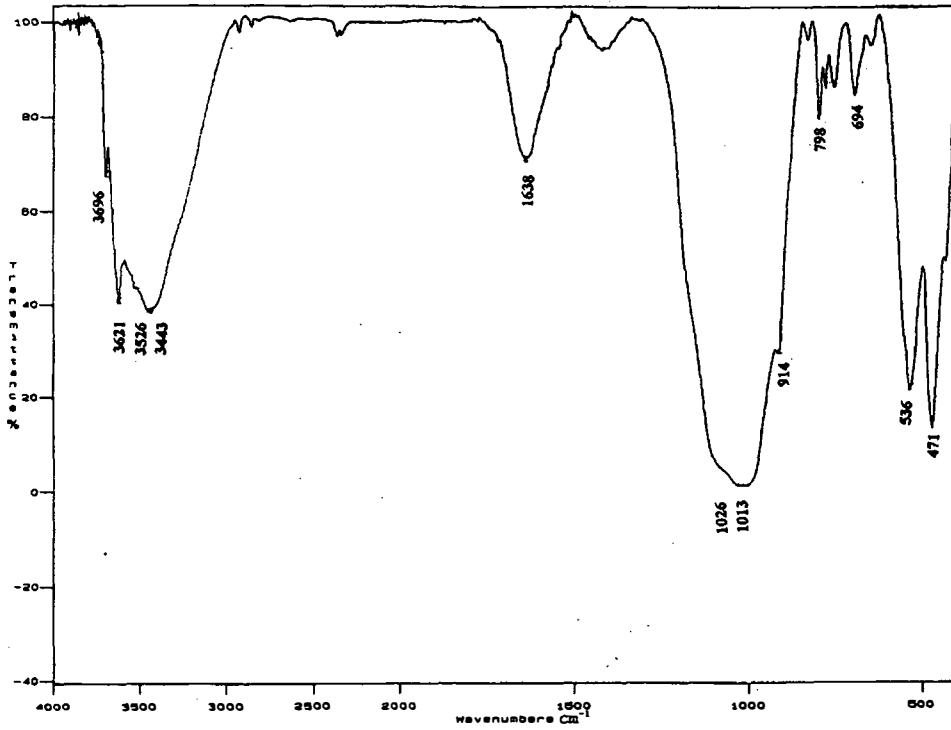


Fig. 4: Infrared absorption spectra of Recent sediments.

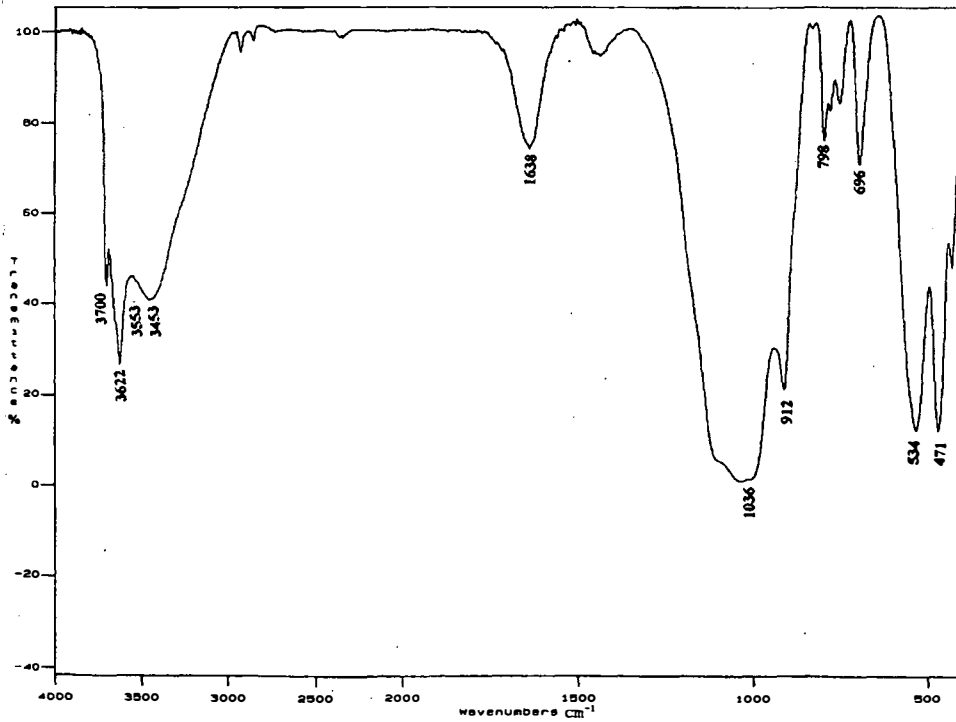


Fig. 5: Infrared spectra of Pleistocene deposits.

Infrared spectra

Halloysite

In Madhupur clay the outer stretching band at 3695 cm^{-1} is weaker than the inner surface hydroxyl band at 3622 cm^{-1} . The characteristic band of halloysite is present at 3553 cm^{-1} (KODAMA & OINUMA, 1963; YARIV & SHOVAL, 1976; MENDELOVICI & SAGARZAZU, 1985; LOMBARDI et al., 1987). This band possibly arises from surface OH, that is hydrogen-bonded to interlayer water molecules (KODAMA & OINUMA, 1963). The position of this band depends on the alkali halide used and the method of preparation of the disk (YARIV & SHOVAL, 1976). This band is followed by another absorption at 1640 cm^{-1} , which is a split in the water deformation band (TARASEVICH & GRIBINA, 1972). There are two types of water in halloysite (10 \AA), one consisting of isolated water molecules bonded to the trigonal bonds of the tetragonal sheet (hole water) and the other being more mobile interlayer water (associated water) (TARASEVICH & GRIBINA, 1972). Heated or unheated kaolinite never displays absorption in the range $3550\text{--}3500\text{ cm}^{-1}$ (MENDELOVICI & SAGARZAZU, 1985). A strong band at 3443 cm^{-1} is probably a second population of diagonal hole water (COSTANZO et al., 1984). A well-resolved Si-O frequency band with a large shoulder is present at 1034 cm^{-1} . This position generally increases with decreasing particle size and is related to the wave length of the radiation of the absorption maximum (FARMER & RUSSELL, 1966; LOMBARDI et al., 1987).

The IR spectra of the Recent sediments are quite similar to the absorption frequencies of the Madhupur Clay. The OH stretching band absorbs at 3695 and 3620 cm^{-1} . The former band is weaker than the later. The characteristic band of halloysite absorbs at a relatively lower frequency of 3626 cm^{-1} . The width and the intensity of this band are identical to the band in the Madhupur clay. The Si-O stretching band in the $1100\text{--}1000\text{ cm}^{-1}$ region exhibits a broad band with a doublet.

Illite

OINUMA & HAYASHI (1965) reported that 1M illites give a broad band 820 cm^{-1} , whereas 2M illites are characterized by a well-resolved doublet at $820\text{--}800\text{ cm}^{-1}$. An absorption band at 799 cm^{-1} is present in both the Recent and Madhupur clay samples. Quartz has also absorption band at 800 cm^{-1} . It is known from XRD analysis that quartz is nearly absent in clay fraction. Therefore, the band at $\sim 800\text{ cm}^{-1}$ is due to the presence of illite. Moreover, in the $550\text{--}400\text{ cm}^{-1}$ range, the frequency of the Si-O-M^{vi} band at $\sim 535\text{ cm}^{-1}$ points to illite. The sharp OH bending band at $\sim 915\text{ cm}^{-1}$ and bending mode of Si-O at 470 cm^{-1} confirms the di-octahedral character of illite (ELSASS & OLIVIER, 1978).

Discussion and conclusions

From X-ray diffraction studies comparisons have been made between the Recent flood plain sediments and Pleistocene Madhupur clay. Recent flood plain sediments composed of illite, kaolinite and chlorite. Illite and chlorite are identified by their characteristic reflections. In some samples kaolinite shows (001) reflection at 7.15 \AA . Apart from this, kaolinite also shows (001) reflections at 7.2 \AA . There are traces of quartz and feldspar in the Recent sediments. It is revealed from the peak irregularities that the illites present in the Madhupur clay are degraded. Kaolinite type minerals in the Madhupur clay samples show basal reflections in the $7.2\text{--}7.4\text{ \AA}$ region. Vermiculite and mixed layer clays are present as minor constituents. Traces of quartz and feldspar are present in both types of sediments.

IR spectra of both Recent flood plain and Madhupur clay sediments show absorption bands at $3550\text{--}3500\text{ cm}^{-1}$. The interlayer water of halloysite shows a band in the $3500\text{--}3550\text{ cm}^{-1}$ spectral region, whereas kaolinite never displays absorption spectra in this range. The distinctive behavior of halloysite (bands at $3500\text{--}3550\text{ cm}^{-1}$)

Mineral	Liquid limit (W _L)	Plastic limit (W _p)	Plasticity index (I _p)	Compression index (C _c)	Activity (A _c)
Montmorillonite	140-710	54-98	67-656	1.0-2.6	0.5-7.0
Illite	79-120	45-60	33-67	0.5-1.1	0.23-0.58
Kaolinite	38-59	27-37	11-23	0.19-0.28	0.01-0.41
Halloysite	56	94	38		

Table 2: Range of engineering properties of some common clay minerals (after CORNELL, 1951).

Sample	Liquid limit (W _L)	Plastic limit (W _p)	Plasticity index (I _p)	Compression index (C _c)
Recent alluvium	27-49	12-29	9-21	0.14-0.22
Madhupur clay	32-49	16-31	15-35	0.15-0.33

Table 3: Range of engineering properties of studied Quaternary sediments.

followed by a band at $\sim 1640 \text{ cm}^{-1}$ particular differentiate it from kaolinite (MENDELOVICI & SAGARZAZU, 1985). This observation suggests the presence of halloysite in both types of sediments.

The plasticity and swelling potential of kaolinite is the lowest among the clay minerals. kaolinite can be transformed to halloysite and vice-versa due to weathering (GILLOT, 1968). The plasticity of kaolinite increases with increasing crystalline disorder. Halloysite shows higher plasticity than that of kaolinite as it holds inter-layer water (GRIM, 1953). Halloysite can cause unusual engineering properties such as low compaction density, high optimum water content and frost susceptibility.

Illites present in the Pleistocene deposits are more degraded than those of Recent sediments, which is evident from their peaks. Intensive weathering of mica or illite resulted in replacement of interlayer K^+ by hydrated ions and lead to the formation of degraded illite (JACKSON, 1959). Degraded illite has a deficiency of inter-layer potassium ions and the structures tend to

expand in the presence of water in a similar manner as montmorillonite. The plasticity and swelling potential of illite is higher than kaolinite and lower than montmorillonite.

Chlorite present in the Recent sediment is of detrital inheritance. Chlorite is quite easily weathered under moderate conditions. Initially the hydroxide sheet is stripped from chlorite and a vermiculite and mixed-layer chlorite-vermiculite is formed (WEAVER & POLLARD, 1973). The plasticity of chlorite has values similar to those of kaolinite and varies considerably depending on the perfection of crystals (GRIM, 1953). Chlorite is absent in the Madhupur clay because it is less resistant in weathering process.

Vermiculite present in the Pleistocene deposits is a weathering product of chlorite. Mica or illite can also be transformed to vermiculite.

The secondary minerals present in Madhupur clay appear to be a function of the weathering process. The sequence of the type of secondary minerals produced, either by the varying degrees of intensity or by the time of exposure to weathering processes, has been found to be as follows: pri-

mary minerals secondary aluminosilicate clay minerals free oxides. Chemical hydromorphic weathering conditions over a long period of time favored the formation of sesquioxides of iron and aluminum. The sesquioxides are absorbed on the surface of the clay minerals in Madhupur clay soils. This absorption originates from the interaction of positively charged sesquioxides and the negatively charged clay particles (GIDIGASU, 1976).

It is revealed from the studied Quaternary sediments that the engineering properties (Table 3) are within the range of kaolinite and illite (Table 2), which are the major clay mineral groups present in these sediments.

The presence of non-expanding kaolinite, illite, and chlorite leads to almost non-plastic behavior and low swelling potential of the Recent sediments. Whereas, degraded illite and halloysite as major constituents, and traces of vermiculite and mixed layer clays cause high plasticity and swelling potential of the Madhupur clay.

Acknowledgements

The author thanks T. T. Phan for arrangement of IR spectroscopy studies. Thanks are extended to Prof. H. Mostler for German translation, Wityaya Kandharosa for XRD, Dr. V. Stingl for critically reviewing the manuscript and Mrs. M. Tesadri-Wackerle for necessary arrangement for the preparation of final script.

References

- ALAM, M. K. (1988): Geology of Madhupur Tract and adjoining areas of Bangladesh. – Records of Geological Survey of Bangladesh, **5**, 3, 17 p.–
- BISCAYE, P.E. (1964): Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by X-ray diffraction. – Amer. Mineral., **49**, 1281–1289.
- BISCAYE, P.E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adja-

- cent seas and oceans. – Geol. Soc. Am. Bull., **76**, 2, 803–831.
- BRINDLEY, G. W. (1972): Kaolin, serpentine and kindred minerals. – In The X-ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals (ed. by BROWN, G.). – Mineral. Soc, London, 51–126.
- CARR, R. M., CHAIKUM, N. & PATTERSON, N. (1978): Intercalation of salts in halloysite. – Clays Clay Miner., **26**, 2, 144–152.
- COSTANZO, P.M., GIESE, R.F. & LIPSICAS, M. (1984): Static and dynamic structure of water in hydrated kaolinites. 1. The static structure. – Clays Clay Miner., **32**, 5, 419–428.
- ELSASS, F. & OLIVIER, D. (1978): Infrared and electron spin resonance studies of clays representative of the sedimentary evolution of the basin of Autun. – Clay Miner., **13**, 299–308.
- FARMER, V.C. (1974): The layer silicates. – In: The Infrared Spectra Of Minerals (ed. by Farmer, V.C.). – Mineral. Soc., London, 331–364.
- FARMER, V.C. & RUSSELL, J.D. (1966): Effects of particle size and structure on the vibrational frequencies of layer silicates. – Spectrochim Acta, **22**, 389–398.
- GIDIGASU, M.D. (1976): Laterite Soil Engineering- Pedogenesis and Engineering Principles. – Developments in Geotechnical Engineering, **9**, Amsterdam, 521 p.
- GRIM, R.E. (1968): Clay Mineralogy. – McGraw Hill, New York, 348 p.
- HASAN, M. (1986): Stratigraphical and Sedimentological studies on Quaternary deposits of the Lalmai Hills, Bangladesh. – Unpublished dissertation, Vrije Universiteit Brussels, 199 p.
- HOSSAIN, M. (1983): Swelling properties of selected local soils. – Unpublished M. Sc thesis, BUET, Dhaka, Bangladesh, 158 p.
- IMAM, M.B. (1989): Clay minerals in sandstones from Bhuban and Bokabil formations: implications in petroleum geology. – Bangladesh J. Geol., **8**, 1–11.
- JACKSON, M.L. (1959): Frequency distribution of clay minerals in major great soil groups as related to factors of soil formation. – Clays Clay Miner., **6**, 133–143.
- KARIM, M.F., HAIDER, M.J., CHOWDHURY, M., & KABIR, S. (1993): Engineering geomorphology of ground improvement in part of Dhaka city and Tongi area. – Bang.-Jap. Geotech. Sem. on Ground Im., 185–193.

- KHAN, F.H. (1990): Geology of Bangladesh. – The University Press Ltd., 207 p.
- KINTER, E.B. & DIAMOND, S. (1956): A new method for preparation and treatment of oriented-aggregate specimens of soil clays for X-ray analysis. – *Soil Sci.*, **81**, 111–120.
- KODAMA, H. & OINUMA, K. (1963): Identification of kaolin minerals in the presence of chlorite by X-ray diffraction and infrared absorption spectra. – *Clays Clay Miner. Proc.*, 11th Conf. (ed. by INGERSON, E.), 236–249, Pergamon Press, Oxford.
- LOMBARDI, L., RUSSELL, J.D., & KELLER, W.D. (1987): Compositional and structural variation in the size fractions of a sedimentary and a hydrothermal kaolin. – *Clays Clay Miner.*, **35**, 5, 321–335.
- MENDELOVICI, E. & SAGARZAZU, A. (1985): The use of RbCl disks for the infrared spectroscopy detection of hydrated and dehydrated halloysite in mixtures with kaolinite. – *Clay Miner.*, **20**, 493–498.
- MORGAN, J.P. & MCINTIRE, W.G. (1959): Quaternary geology of the Bengal Basin, East Pakistan and India. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **70**, 319–341.
- OINUMA, K. & HAYASHI, H. (1985): Infrared study of mixed layer clay minerals. – *Amer. Miner.*, **50**, 1213–1227.
- SANTOS, P.S., SANTOS, S.S. & BRINDLEY, G.W. (1966): Mineralogical studies of kaolinite-halloysite clays: part iv. A platy mineral with structural swelling and shrinking characteristics. – *Amer. Mineral.*, **51**, 140–148.
- TARASEVICH, Y.I. & GRIBINA, I.A. (1972): Infrared spectroscopic studies of the state of water in halloysite. – *Kolloidnyi Zh.*, **34**, 405–411 (in Russian) (referred in COSTANZO et al., 1984).
- VAN DER MAREL, H.W. & KROHMER, P. (1969): O-H stretching vibrations in kaolinite and related minerals. – *Contrib. Mineral. and Petrol.*, **22**, 73–82.
- WEAVER, C.E. & POLLARD, L.D. (1973): The chemistry of clay minerals. – *Developments in Sedimentology*, **15**, Elsevier, Amsterdam, 231p.
- YARIV, S. & SHOVAL, S. (1975): The nature of the interaction between water molecules and kaolin-like layers in hydrated halloysites. – *Clays Clay Miner.*, **23**, 473–474.
- ZEN, E-AN (1959): Mineralogy and petrology of marine bottom sediment samples of the coast of Peru and Chile. – *Jour. Sed. Petrology.*, **29**, 513–539.

Author's address:

Pranab Pratim Das, M.Sc., Institut für Geologie und Paläontologie, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria.

Manuscript submitted: July 4, 1995

BEMERKUNGEN ZUR METALLOGENETISCHEN KARTE TIROLS

Johann Georg Haditsch

Mit 12 Tabellen und 1 Metallogenetischen Karte von Tirol 1:600.000 (Beilage)

Zusammenfassung:

Auf der Grundlage einer neuen Lagerstättenkarte Tirols und einer metallogenetischen Analyse konnten für Tirol eine metallogenetische Karte entwickelt und metallogenetische Konvergenzen, eine polyzyklische Metallogenese und eine Vererbung verschiedener Metallisationen nachgewiesen werden.

Abstract:

Based on a new map of the ore deposits of Tyrol and on a metallogenic analysis, it was possible to develop a metallogenic map of Tyrol. It was also possible to show metallogenic convergences and to prove a polycyclic metallogenesis, and the heredity of different metallizations.

Einleitende Bemerkungen

Unsere Vorstellungen über die Lagerstättenbildung und -verteilung haben sich auf Grund vertiefter Studien seit den späten Fünfzigerjahren teilweise sehr stark gewandelt. Ihren augenfälligsten Niederschlag und den besten Beweis ihrer Richtigkeit fanden die neuen lagerstättengenetischen Anschauungen wohl in den neuen Prospektionsstrategien und in den Erfolgen, die sich bei der Anwendung dieser, teilweise auf schon alten Theorien fußenden, Modellvorstellungen bei der Lagerstättensuche und -erkundung einstellten.

Die neuen genetischen Erkenntnisse ließen auch eine Sichtung des gesamten veröffentlichten und nicht publizierten Schrifttums, sowie auch eine Revision der bisher vorliegenden kartenmäßigen Darstellungen als angebracht erscheinen. Diesem Ziel dienten u.a. auch zwei Teilprojekte der Arbeitsgemeinschaft „Forschungen zur Erschließung und Nutzung von Lagerstätten in Österreich“ (Forschungsschwerpunkt N 26 des ersten Forschungsschwerpunkte-Programmes der Österreichischen Rektorenkonferenz 1974-1978, gleichzeitig des Projektes 1982 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung), weitere Projekte des genannten

Fonds und eine im Auftrag des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung und des Landes Steiermark durch O.M. FRIEDRICH und J.G. HADITSCH 1983 erstellte Liste ostalpiner Mineralrohstoffvorkommen. Vor allem galt es auch eine metallogenetische Karte¹⁾ zu erarbeiten, also ein modernes Kartenwerk, wie ein solches in unseren Nachbarländern (z.B. in Tschechien und in

¹⁾ Obwohl die hier veröffentlichte Karte auch Industriemineralien (Magnesit, Fluorit, Baryt) umfaßt, stellt sich dem Verfasser die Frage nicht, ob man bei ihr nicht besser von einer „minerogenetischen Karte“ sprechen sollte. Der Verfasser steht nämlich, zusammen mit den meisten auf diesem Fachgebiet Tätigen, auf dem Standpunkt, daß der Ausdruck „metallogenetisch“ etymologisch nicht von dem griechischen Wort für „Metall“ (μέταλλειον, métalleion), sondern von dem für „Grube, Schacht, Bergwerk, Steinbruch“ (μέταλλειον, métallon) abzuleiten sei, daß es sich also bei metallogenetischen Karten nicht nur um solche Darstellungen handeln könne, die bestimmte Gegebenheiten von Erzlagerstätten wiedergeben. Dementsprechend ist unter „metallogenetischer Analyse“ (deren Produkt letztlich die Entwicklung einer metallogenetischen Karte sein soll) auch nicht eine Methode zur Feststellung der Gesetzmäßigkeiten der Verteilung nur von Erzlagerstätten, sondern aller Lagerstätten mineralischer Rohstoffe zu verstehen. Im analogen Sinn sind auch die im nachstehenden verwendeten räumlichen und zeitlichen metallogenetischen Begriffe „metallogenetische Konvergenz“, „metallogenetische Spezialisierung“, „metallogenetisches Stockwerk“, „metallogenetische Rayonierung“ usw. zu verstehen.

der Slowakei durch J. ILAVSKÝ, V. SATTRAN et al., 1966, und in Slowenien durch F. DROVENIK, M. DROVENIK et al., 1980) schon lange vorliegt.

Schon bald nach den ersten geologisch-lagerstättenkundlichen Beschreibungen alpiner Erzvorkommen im 19. Jahrhundert gab es Überlegungen über die Consanguinität der verschiedenen Lagerstätten (K.A. REDLICH, 1903²⁾), die letztlich auf der Basis von rund 200 Erzbergbauen mit der Karte von B. GRANIGG (1912) zu einer ersten übersichtlichen Darstellung des Zusammenhanges deckentektonischer Einheiten mit bestimmten Metallzonen führten.

Auch aus der jüngeren Vergangenheit gibt es für Österreich oder für bestimmte Teilgebiete kartenmäßige Darstellungen – es sei hier z.B. nur an die Arbeiten von O.M. FRIEDRICH, 1953, 1963; K. LECHNER et al., 1964, und J.G. HADITSCH, 1979, bzw. O. SCHULZ, 1977, erinnert –, doch handelt es sich bei diesen auch nur um Lagerstättenkarten. Nunmehr aber kann für einen Teil der Ost- und Südalpen eine erste metallogenetische Karte vorgelegt werden (die Arbeiten für die metallogenetischen Karten Kärntens und der Steiermark stehen kurz vor dem Abschluß). H. MOSTLER lieferte wesentliche Beiträge zu einem besseren Verständnis der Genese alpiner Lagerstätten. Daher möchte der Verfasser die metallogenetische Karte Tirols dem Genannten zueignen.

Als Grundlage für die metallogenetische Karte Tirols wurde auf der Basis der Tektonischen Übersichtskarte von Tirol (R. BRANDNER, 1980) mittels der vorhandenen Unterlagen eine neue Lagerstättenkarte erarbeitet. Dabei mußte aus Kosten- und drucktechnischen Gründen auf eine mehrfarbige Wiedergabe lagerstättenkundlicher Parameter verzichtet und, wie dies auch für alle

anderen, älteren Darstellungen geschah, eine sachlich gerechtfertigte Zusammenziehung verschiedener Lagerstätten-(Mineralisations-)Typen zu Gruppen vorgenommen werden. In diesem Zusammenhang gilt es aber zu bedenken, daß ältere Gliederungen, lediglich auf der Basis der Mineralisation und der Lagerstättenform, Vererzungen, die unterschiedlichen tektonischen Stockwerken angehören, zu einem einzigen Typus vereinigt. So wurden beispielsweise die polymetallischen Sulfidlagerstätten vom Typus Tösens (Mineralisationstyp 27 der Tabellen 4 und 8) des Mittelostalpins lediglich, weil in diesem Typus auch stratiforme Mineralisationen (Erzlager und lagerartige Imprägnationen) vorkommen, mit den Brandenvererzungen der Phyllitgneiszone des Oberostalpins (Mineralisationstyp 57 der Tabellen 5 und 8) zum Typus Arlberg der silberreichen Blei-Zink-Lagerstätten zusammengezogen.

Weiters sollte bedacht werden, daß es zwischen den Vertretern der einzelnen Lagerstätten-typen auch nur eines tektonischen Stockwerkes fließende Übergänge gibt – man denke in diesem Zusammenhang nur an die Sideritlager der Nördlichen Grauwackenzone und die Kupferkies-Fahlerz-Lagerstätten der Typen Röhrerbüchel und Schwaz, oder an die Blei-Zink-Kupfer-Mineralisationen des Ötztal-Stubai Kristallins –, sodaß oftmals eine genaue Abgrenzung der Lagerstätten-typen erschwert oder gar unmöglich gemacht wurde, somit auch hier für die Wiedergabe auf einer Lagerstättenkarte eine generalisierende Darstellung angebracht erschien. Trotz dieser Einschränkungen zeigten aber bereits alle älteren Darstellungen eine lithologische, fazielle oder stratigraphische Bindung bestimmter Lagerstätten-typen oder eine solche an bestimmte tektonische Strukturen.

Jedenfalls erschien es, auch nach dem Gesagten, für eine Darstellung der Metallogenese des alpinen Raumes auf Grund der starken Differenzierung infolge der unterschiedlichen geologisch-tektonischen Position der Einzelvorkommen, der Schwierigkeiten bei der genauen stratigraphischen Einordnung mancher tektonischer Einheiten, z.B. der Kristallin-Komplexe, und vor

²⁾ Die durch die früher genannten Arbeiten erhobene Datenfülle ist so umfangreich, daß für die vorliegende Arbeit, wie dies auch bei ähnlichen Veröffentlichungen anderer Länder üblich ist, auf ein Schrifttumsverzeichnis verzichtet werden muß. Allein die durch O.M. FRIEDRICH und den Verfasser zusammengestellte und bisher noch nicht gedruckte Bibliographie der Lagerstätten Nord- und Osttirols würde, geschätzt, 500 bis 600 Druckseiten umfassen.

allem bei der ihrer epigenetischen Erzmineralisationen, angebracht, zunächst nur Befunde zu bringen, bei der Interpretation dieser große Vorsicht walten zu lassen und stark generalisierende Zusammenfassungen, wie diese in den bisher veröffentlichten Lagerstättenkarten vorliegen, kritisch zu hinterfragen, um nach Möglichkeit bei der metallogenetischen Darstellung weitreichende Fehlschlüsse zu vermeiden.

Daher wurden zunächst, nach den tektonischen Einheiten gegliedert³⁾, die wesentlichsten Mineralisationstypen mit ihren Formen und nach ihrem Alter aufgelistet (Tab. 1–7) und in Form einer Zusammenfassung (Tab. 8) dargestellt. Dabei wurde auch für manche Mineralisationstypen eine neue Bezeichnung gewählt, um damit dem Lagerstätteninhalt besser gerecht werden zu können; so wurde beispielsweise für die epimetamorphen Erzquarzite des Typus Stubai, bisher als „metamorphe Eisenglanz-Magnetitlagerstätten“ bekannt, wegen ihres Sulfidgehaltes die allgemeinere gehaltene Bezeichnung „Eisenlagerstätten“ (Mineralisationstyp 82 der Tabellen 7 und 8) gewählt.

Verschiedene Mineralisationen konnten in den genannten Tabellen aus bestimmten Gründen nicht berücksichtigt werden, so

- wegen ihrer geringen metallogenetischen Bedeutung die Zinnstein- und Beryll-Funde im pegmatitischen Orthogneis des Terententales und oberen Ahrntales bzw. des Ratschingtales, die rezenten Goldseifen, z.B. des Stubaitales, die Ti-haltigen Sericit-Chloritphyllite („Falbenschiefer“) der Kitzbüheler Umgebung,
- wegen der allgemeinen Verbreitung in der Verwitterungszone viele hydroxydische Mineralisationen, z.B. die Limonitvorkommen,
- wegen der nur unzureichenden Daten über die Verbreitung, z.B. der Uranmineralisationen im Penninikum von Mayrhofen, im Lesachtal, im Innsbrucker Quarzphyllit und im Arlberggebiet, oder der Bauxit- bis Ferrallitvorkommen,

³⁾ Bei dieser Gliederung wurde der Verrucano wegen seiner eigenständigen Metallisation als eine eigenständige metallogenetische Einheit behandelt.

auch des Brandenberger Gosaubeckens, um nur den höffigsten Bereich Tirols zu nennen, der disseminierten Kupfererze vom Typus Montafon, von denen in Südtirol zwar eine größere Verbreitung (im Bozener Quarzporphyr) erwartet werden kann, über die es aber bisher noch keine gründliche geowissenschaftliche Untersuchung gibt.

Bei der Angabe der Metallisation konnten wegen des Mangels an geeigneten Untersuchungen über deren Extensität und Intensität verschiedene Elemente nicht berücksichtigt werden, so etwa

- Strontium (für die Erzlagerstätten um Schwaz und Brixlegg),
- Wismut (des Fahlerzes der gleichen Lagerstätten, wie auch der mittelostalpinen Kieslagerstätten des Ötztal-Stubai Kristallins und der polymetallischen Vererzungen des „Phyllits von Eyrs“), und
- Cadmium, Germanium und Gallium (für die Blei-Zink-Lagerstätten der Inntaldecke).

Ähnliche Schwierigkeiten ergaben sich fallweise auch für die korrekte Angabe über das Auftreten bestimmter Neben- und Spurenelemente (z.B. Au, Ag, Hg) in manchen Mineralisationstypen.

Ergebnisse

Hinsichtlich der Bildungs- und Verteilungsgesetzmäßigkeiten der Erzmineralisationen in deren zeitlichen Abhängigkeit von der regionalen Entwicklung konnte festgestellt werden, daß in Tirol, wie im gesamten alpinen Bereich, ein polyparagenetisches und polyzyklisches Metallogen mit vier metallogenetischen Epochen vorliegt, d.h. daß es vier lagerstättenbildende Zeitabschnitte gibt, die vier tektonischen Entwicklungsepochen, nämlich drei protero- und paläozoischen und einer mesozoisch-känozoischen Epoche, entsprechen.

Die Erzmineralisationen gehören, nach tektonischen Stockwerken gegliedert, folgenden Zyklen an:

- **Kaledonischer Zyklus** (Proterozoikum – U. Ordoviz):

Mittelostalpin: Polymetallische Sulfidlager (Typen Schneeberg, Tösens), Kieslagerstätten und Scheelitlagervererzungen des Ötztal-Stubai-Kristallins, polymetallische Lagervererzungen des Kreuzeck- und Gailtal-Kristallins, *Oberostalpin:* Stratiforme polymetallische Kupferkies-Fahlerz-Lagerstätten der Typen Röhrebühel und Schwaz in den Wildschönauer Schiefen.

- **Variszischer Zyklus** (M. Ordoviz – U. Karbon):

Unterostalpin: Antimonit- und Arsen-Lagervererzungen, edle Kieslager, Scheelit-, Magnesit- und Eisenspatlager und arsenige Eisen-Kupfer-Lagerstätten des Innsbrucker Quarzphyllits,

Mittelostalpin: Polymetallische Lagerstätten vom Typus Jennewand,

Oberostalpin: Polymetallische Kupferkies-Fahlerz-Lagerstätten des Typus Schwaz-Brixlegg, Fahlerzgänge und Barytlagerstätten des Typus Kitzbüheler Horn, Kieslager des Typus Panzendorf-Tessenberg, Arsenkieslager im Thurmtaler Quarzphyllit, Sideritlager im Landecker Quarzphyllit, Spatmagnetitlagerstätten im Steinacher Quarzphyllit, Brandenvererzungen in der Phyllitgneiszone,

Südalpin: Polymetallische Kieslager im Brixener Quarzphyllit.

- **Labinischer Zyklus** (O. Karbon – M. Trias):

Penninikum: Scheelitgänge und pechblendeführende Lager und Linsen der Unteren Schieferhülle (von manchen Forschern werden auch die Molybdänglängänge des Zentralgneises – z.B. von der Alpeiner Scharte – wegen seines Alters in das O. Karbon – Perm gestellt),

Mittelostalpin: Polymetallische Vererzungen im „Phyllit von Eys“,

Oberostalpin: Blei-Zink- und Fahlerz-Kupferkies-Lagerstätten der Nördlichen Kalkalpen,

Südalpin: Polymetallische Gänge und Bleiglängänge im Brixener Quarzphyllit, dissemi-

nierte Uran-Mineralisationen, Pechblende- und polymetallische Gänge im Bozener Quarzporphyr, Blei-Kupfer-Uran-Lagerstätten in den Schichten von Tregiovo, Sanderzlagerstätten und Fluorit-Bleigläng-Zinkblende-Gänge im Grödener Sandstein, polymetallische Mineralisationen im Bellerophonkalk,

Verrucano: Kupfersandsteinlagerstätten, Barytmineralisationen, Eisenlagerstätten vom Typus Stubai.

- **Alpidischer Zyklus** (O. Trias – Känozoikum):

Penninikum: Alpine Kieslager vom Typus Prettau,

Matreier Schuppenzone: Kieslager, Manganschiefer,

Unterostalpin: Scheelitgänge im Innsbrucker Quarzphyllit,

Mittelostalpin: Polymetallische Kupferlagerstätten im Schwazer Augengneis, polymetallische Imprägnationserze, Eisenspatlagerstätten und Fahlerz-Kupferkies-Gänge im Silvretta-Kristallin, heißhydro- und mesothermale Sulfidlagerstätten, Kieslager, alpidische Mylonit-, Kupfer- und Blei-Zink-Kupfervererzungen des Ötztal-Stubai-Kristallins, Eisen-Kupfervererzungen im Hauptdolomit der Ortler-Decke, polymetallische Erzgänge der Tribulaun-Trias, jungalpidische Kiesgänge des Deferegger Kristallins,

Oberostalpin: Gangvererzungen in der Phyllitgneiszone, Manganerzlager und karstiforme Aluminium- und Eisen-Verwitterungslagerstätten der Nördlichen Kalkalpen,

Südalpin: Rejuvenierte Sulfidlagerstätten.

Hatte schon B. GRANIGG (1912) von einer Trimorphie der ostalpinen Lagerstätten gesprochen, so wurde inzwischen die Polymorphie durch Imprägnations-, Kontakt-, Skarn- und karstiforme Lagerstätten erweitert.

Metallogenetische Konvergenzen bestehen hinsichtlich der W-Mineralisationen des Penninikums und der Fe-Cu-As-Sb- und Pb-Mineralisationen des Mittelostalpins.

Aus den Tabellen 8 und 12 geht hervor, daß sechs geologisch-tektonischen Einheiten (Penninikum, Unterostalpin, Mittelostalpin, Oberostalpin, Südalpin, Verrucano) ebensoviele metallogenetische Stockwerke entsprechen. Dabei gibt es auch zwischen manchen Vererzungen verschiedener metallogenetischer Stockwerke große Ähnlichkeiten. So treten beispielsweise stratiforme Scheelitvererzungen im Penninikum, Unterostalpin, Mittelostalpin und Oberostalpin durchwegs im Altpaläozoikum und in der Form von Sprinkel-, Lagen-, Bänder- und Schlierenerzen, auf. Die Lagerstätten des Penninikums unterscheiden sich von denen der anderen Stockwerke nur durch ihren höheren Molybdängehalt.

Sowohl in stofflicher wie auch in struktureller Hinsicht zeigt das Tiroler Erzrevier, bedingt durch den unterschiedlichen lithologischen Aufbau und durch unterschiedliche tektonische Prägnungen, für manche Elemente und Lagerstättenformen eine deutliche metallogenetische Spezialisierung (Tab. 9, 10).

Die wichtigsten lagerstättenkontrollierenden Faktoren sind

- im Penninikum die Lithologie der Erzträger (basische, submarine Effusiva; Phyllite; Augengneise);
- im Ostalpin neben der Lithologie auch die Wegigkeit für Lösungen;
- im Südalpin die Nähe zu den erzspendenden Magmatiten;
- bei permischen Sedimenten (Schichten von Tregiovo, Verrucano) die Lithologie, die Porosität und Permeabilität der Sedimente, die Morphologie des Beckenuntergrundes und die Erzmineralisation des Liefergebietes für Detritus und vererzende Lösungen.

Die historische und regionale metallogenetische Analyse erbrachte deutliche Hinweise auf eine paläozoisch/mesozoisch-känozoische Vererbungsfolge, besonders im südalpinen Teil des polymetallogenetischen Tiroler Erzreviers (Tab. 11). Diese metallogenetische Vererbung, z.T. auch in der Form einer Durchpausung, betraf vor allem

die an den Bozener Quarzporphyr und an den Grödener Sandstein, vielleicht auch die an den Bellerophonkalk gebundenen Mineralisationen, wobei neben Fe vor allem Pb, Zn, Cu und Ba von der Mobilisation betroffen wurden.

Neben den in der Tabelle 11 angegebenen Vererbungsmineralisationen gibt es noch viele andere, für die der Metallspender bislang unbekannt blieb; man wird bei etlichen dieser Metallisationen an metamorphogene Bildungen, d.h. an Mobilisationen, ausgelöst durch Vorgänge im Verlauf einer Metamorphose, denken müssen.

Nach dem derzeitigen Kenntnisstand kann das Tiroler Erzrevier der ostmediterranen metallogenetischen Provinz in eine metallogenetische Zone, vier Erzzonen, einen Erzknoten und in mehrere Erzfelder gegliedert werden, die (mit einer Ausnahme) in charakteristischer Weise auf die ost- und südalpinen metallogenetischen Stockwerke verteilt sind (Tab. 12) Die einzige Ausnahme bildet die Ortler-Decke, die einer metallogenetischen Zone angehört, welche sonst nur an das Oberostalpin gebunden ist.

Anschrift des Verfassers:
Univ.-Prof. Dr. Johann Georg Haditsch, Mariatroster Straße 193,
A-8043 Graz, Austria.

Manuskript eingegangen: 25. Juli 1995

Tab. 1: Mineralisationstypen des Penninikums

MINERALISATIONSTYPEN	ERZTRÄGER	ERZMINERALE	BEISPIELE	BEMERKUNGEN
Zentralgneis				
1. Molybdänglängänge	vergreiste pegmatitisch-pneumatolytische Aplit- und Quarzgänge	Molybdänglanz (Pyrit, Magnetkies)	Alpeiner Scharte	
2. Arsenige Goldquarzgänge		Arsenkies (Au-, Ag-Minerale)	Schüttaler Schneide (Ahrntal)	1
3. Pechblendegänge		Uranpechblende	Schildalpe (Matreier Tauernhaus)	
4. Kiesige Bleiglangänge		Pyrit, Bleiglanz	Stilluptal	
Untere Schieferhülle				
5. Scheelitlagerstätten vom Typus Felbertal	amphibolitreiche Habachserie (Altpaläozoikum; Ordoviz/Silur)	Scheelit	Matreier Tauernhaus	2
6. Scheelitgänge	paläozoische Grünschiefer	Scheelit	Kaiser Tauernhaus	
7. Pechblendeführende Lager und Linsen	Muskovit-Quarzschiefer, Glimmerquarzite, -marmore	Uranpechblende, Pyrit (Kupferkies, Kupferglanz)	Umbaltörl, Dreiherrnspitze (Windtal), Taufers, Hochfeiler, Eissee, Raneburger See	3
Untere/Obere Schieferhülle				
8. Kieslager	Quarzite, Glimmerschiefer, Grünschiefer, Amphibolit-eklogite („Altes Dach“)	Pyrit, Magnetkies (Magnetit, Kupferkies)	Essener-Rostocker Hütte, Defreggerhaus, Froßnitztal	
Obere Schieferhülle				
9. Alpine Kieslager (Typus Prettau)	Grünschiefer, Serpentinite, Prasinite	Pyrit, Kupferkies (Magnetkies, Pentlandit, Millerit, Bornit, Cubanit, Valeriit, Zinkblende)	Pfilscher Tal, Valsler Tal Lappacher Tal, Ahmtal (Prettau, Röttal) Bonn-Matreier Hütte, Prägraten, Virgen, Lagerstätten um Matrei und Kals, Wallhorn (Timmeltal), Hinterbichl (Dorfertal)	4
10. Skarnlagerstätten	Kalkglimmerschiefer der Glockner-Decke	Magnetit (Fe-, Cu-Sulfide)	Drabernitzkogel (NW Matrei/Osttirol)	5

Tab. 2: Mineralisationstypen der Penninikum-Unterostalpin-Schuppen

MINERALISATIONSTYPEN	ERZTRÄGER	ERZMINERALE	BEISPIELE	BEMERKUNGEN
Matreier Schuppenzone				
11. Kieslager	Grünschiefer, Serpentinite	Pyrit (Kupferkies, Magnetit)	Bergerkogel (bei Prägraten), Bergertal, Steinkasbach (bei Virgen)	6
12. Manganschiefer	Quarzitlagen in Kalkglimmerschiefer der Manganschiefer-Hornstein-Formation (Malm)	Mangankarbonate, Braunit, Manganomelan, Pyrit, Magnetit, Hämatit	Lucknerhaus (NE Kals)	7
13. Heißthermale Kieslager		Arsenkies (Kupferkies, Au- und Ag-Minerale)	Lagerstätten in der Umgebung von Virgen im oberen Iseltal	8

Tab. 3: Mineralisationstypen des Unterostalpins

MINERALISATIONSTYPEN	ERZTRÄGER	ERZMINERALE	BEISPIELE	BEMERKUNGEN
14. Antimonit-Lagervererzung	Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie (Ober-Ordoviz)	Antimonit (Pyrit, Arsenkies, Kupferkies, Zinkblende)	Tulfes-Tannerbauer, Wattener Himmelreich, Wattental-Sagwirt	9
15. Arsenkies-Lagervererzung	Karbonat-Serizitphyllit-Serie (Silur)	Arsenkies, Pyrit, Magnetkies (Kupferkies, Fahlerz, Gold)	Voldertal, Volderer Wildbad, Arzthal	
16. Edle Kieslager	Quarzite	Arsenkies, Pyrit, Magnetkies (Kupferkies, Fahlerz, Zinkblende, Bleiglanz, Gold)	Zell/Ziller (Heinzenberg, Alt-, Neurohr, Tannberg)	10
17. Scheelitlager	Schwarzschiefer-Karbonat-Serie (Obersilur – Devon)	Scheelit (Tungstenit, Wolframit, Pyrit, Kupferglanz, Fahlerz, Antimonit)	Tux	11
18. Magnesitlager	Schwarzschiefer-Karbonat-Serie (Obersilur – Devon)	Magnesit (Pyrit, Kupferkies, Fahlerz, Antimonit, Bleiglanz)	Tux	12
19. Arsenige Eisen-Kupfer-Lagerstätten		Siderit, Pyrit, Fahlerz, Kupferkies (Magnetkies, Arsenkies, Bleiglanz)	Voldertal, Ellbögen (Arzthal), Wattental, Finsingtal, Knappenkuchl (Navistal), Kleinboden (Zillertal)	
20. Eisenspatlager	Marmore	Siderit (Pyrit, Arsenkies, Kupferkies, Fahlerz, Gold)	Eisenkar (Mölstal), Arzthal, Steinkasernalm (Voldertal)	
21. Scheelitgänge	Magnesit, Dolomit	Scheelit	Klammalm (Tux)	13

Tab. 4: Mineralisationstypen des Mittelostalpins

MINERALISATIONSTYPEN	ERZTRÄGER	ERZMINERALE	BEISPIELE	BEMERKUNGEN
Schwazer Augengneis (Kellerjoch-Gneis)				
22. Polymetallische Kupferlagerstätten vom Typus Schwaz-Brixlegg	phyllonitischer Augengneis (Orthogneis)	„Siderit“ (Sideroplesit), Pyrit, Fahlerz, Kupferkies (Bleiglanz, Co-, Ni-Sulfide)	Schwader Eisenstein, Heiligkreuz bei Schwaz, Kaunz-Alm, Ulpenalm, Proxenstand, Bertagrube, Zapfenschuh	14
Silvretta-Kristallin				
23. Polymetallische Imprägnationserze	Paragneise, Phyllitgneise	Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, Pyrit (Arsenkies, Magnetkies)	Giggeltobel (E Trisanna), Rendelalm (SE St. Anton)	
24. Eisenspatlagerstätten		Siderit	Furkajoch, Hexenkopf, Blauwand	15
25. Fahlerz-Kupferkies-Gänge	Orthogneise (Schiefergneise)	Fahlerz, Kupferkies (Safflorit, Arsenkies)	Fladalm (südlich der Thialspitze bei Landeck)	16
Ötztal-Stubai Kristallin				
26. Polymetallische Sulfidlager vom Typus Schneeberg	Paragneise, Biotitporphyroblastenschiefer (Ordoviz – Silur)	Pyrit, Magnetkies, Arsenkies, Kupferkies, Fahlerz, Zinkblende, Bleiglanz, Sulfosalze, Antimonit (Ag-Minerale)	Schneeberg, Habicht, Sterzing, Pflerschtal (Silbergasse, Stein, Ladurns, Ochsenhütte), Ridnaun-, Lazzacher-, Seewertal	17

27.	Polymetallische Sulfid-lagerstätten vom Typus Tösens	Ortho-, Paragneise, Mylonite	Bleiglanz, Zinkblende, (Pyrit, Magnetkies, Arsenkies, Bleispießglanze, Fahlerz)	Platzer Tal (Tösens, Hochjoch), Kreuzjöchl, Rauchtalbachl, Nauderer Tscheytal (Tscheyjoch, Schafkopf), Kühtai (Lisens, Wörgetal), Lagerstätten der Umgebung des Reschenpasses (Kompatsch, Tiefhof, Fuhrmannsloch, Mutzkopf)	18
28.	Kieslagerstätten	Paragneis, Glimmerschiefer	Pyrit (Magnetkies, Arsenkies, Kupferkies, Fahlerz)	Lagerstätten der Umgebung von Landeck, Kaunerberg	
29.	Heißhydrothermale Sulfidlagerstätten	Mylonite in Paragneisen	Pyrit, Magnetkies, Kupferkies (Arsenkies, Bleiglanz, Zinkblende)	Kaunertal (Falpetann, Boden, Tschingl, Martinsbach)	19
30.	Mesothermale Sulfid-lagerstätten	Mylonite verschiedenen Alters in Glimmerschiefern, Para- und Orthogneisen	Pyrit, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende (Fahlerz)	Arzkopf, Großer Schafkopf (Knappental)	20
31.	Kieslager	Mylonite	Pyrit, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende (Magnetkies, Arsenkies, Fahlerz)	Platzertal (Rauher Kopf, Serneskopf), Pitztal, Gamortal (Knappental bei Nauders)	21
32.	Polymetallische Lagerstätten vom Typus Jennewand	Quarzit der Laaser Serie	(silberhaltiger) Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit (Kupferkies, Fahlerz, Bournonit, Boulangerit, Ullmannit, Linneit, Millerit, Pentlandit, Cobaltit, Zinnkies)	Lagerstätten in der Umgebung von Schlanders (Jennewand, Tschengls, Laaserspitze, Weißwand)	22
33.	Kieslagerstätten	Grünschiefer (Phyllite, Glimmerschiefer)	Pyrit, Kupferkies (Magnetkies, Fahlerz, Bleiglanz, Zinkblende, Bi- und Au-Minerales)	Martelltal (Lyfi-Alm, Mutspitze), Borromeo, Madritschtal/Pedertal	
34.	Alpidische Mylonit-Kupfer-Vererzungen	Mylonit zwischen Orthogneis und Paragneisen	Pyrit, Kupferkies (Arsenkies, Fahlerz, Bleiglanz, Zinkblende, Jamesonit)	Mutzköpfe (Reschenpaß)	
35.	Alpidische Mylonit-Blei-Zink-Kupfer-Vererzungen	Mylonit zwischen Unterostalpin und Mittelostalpin	Pyrit, Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, Magnetkies (Antimonit)	Schloßbachgraben (Kaunerberg)	
36.	Pyritlager	Phyllit, Glimmerschiefer	Pyrit (Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende)	Vinschgau, Ultental, Suldental	
37.	Scheelit-Lagervererzung	Karbonatglimmerschiefer, Quarzite, Phyllite	Scheelit	Antholzertal, Schwarzwand (Hochgall), Rosimtal (Suldental), Ultental, Martelltal, Laaser Tal	23

„Phyllit von Eyrs“

38.	Polymetallische Vererzung	phyllonitischer Gneis	Ag-haltiger Bleiglanz, Zinkblende, Fahlerz (Kupferkies, Schapbachit, Baryt)	Vinschgau (Eyrs, Annaberg, Kortsch)	24
-----	---------------------------	-----------------------	---	-------------------------------------	----

Ortlerdecke

39.	Blei-Zink-Vererzung	(untertriadischer?) Dolomit	Bleiglanz, Zinkblende, Fluorit, Baryt	Stilfs	
40.	Spatmagnetit-Lagerstätten	Ferrodolomit (Anis – Ladin)	Magnetit (Pyrit, Kupferkies, Tennantit)	Zumpanell, Stiereckkamm	25
41.	Eisen-Kupfer-Vererzung	Hauptdolomit (Nor)	Pyrit, Magnetit, Hämatit, Kupferkies, Zinkblende	Königsjoch	26

Brenner-Mesozoikum

42.	Polymetallische Erzgänge der Tribulaun-Trias	Dolomit des Wettersteinkalk-Niveaus	Pyrit, Kupferkies, Fahlerz, Bournonit, Jamesonit, Zinkblende (Bleiglanz)	Obernberg/Brenner	
-----	--	-------------------------------------	--	-------------------	--

Altkristallin des Deferegger Gebirges

43.	Kieslager	Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, Glimmerquarzite, phyllitische Gneise	Pyrit, Magnetkies, Arsenkies (Kupferkies, Fahlerz, Bleiglanz, Zinkblende)	Iseltal (Schlaitener Berg, Tratte, Ainet) Defereggental (Knappengruben), Kalsertal (Staniska), Lienzer Schloßberg, Schloß Bruck	
44.	Jungalpidische Kiesgänge	phyllitische Gneise	Arsenkies (Pyrit, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende, Magnetkies)	Hopfgarten in Def.	27

Kreuzeck-Kristallin, Gailtal-Kristallin

45. Polymetallische Lager- und Gangvererzungen	Augengneise, Glimmerschiefer, Grünschiefer, Graphitschiefer	Antimonit, Arsenkies (Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Fahlerz, Bleiglanz, Zinkblende, Scheelit)	Rabant (Gomig, Marien-grube bei Nikolsdorf, Johannsgrube bei Nörsach), oberer Auenbach-graben (südlich Abfallersbach), Obertilliach, St. Oswald bei Kartitsch, Oberberg	28
--	---	--	---	----

Tab. 5: Mineralisationstypen des Oberostalpins

MINERALISATIONSTYPEN	ERZTRÄGER	ERZMINERALE	BEISPIELE	BEMERKUNGEN
Nördliche Grauwackenzone				
46. Polymetallische Kupferkies-Fahlerz-Lagerstätten der Typen Röhrrerbühel und Schwaz	Wildschönauer Schiefer (Phyllite – z.T. „Falbenschiefer“, Grünschiefer - Diabasabkömmlinge) (Kambro-) Ordoviz	Silberfahlerz, Kupferkies, Pyrit, Bleiglanz, Siderit (Argentit, Pyrrargyrit Linneit, Millerit)	Röhrrerbühel (Fuggerbau), Schattberg, Kelchalpe, Bachalpe, Wildalpe, Blaufeldalm, Grünthal, Sinnwell, Kupferplatte, Schwaderalpe, Arzberg (Schwaz), Alte Zeche (Zapfenschuh)	29
47. Sideritlager	Wildschönauer Schiefer (Serizitquarzitphyllonite)	Siderit (Pyrit, Rotnickelkies, Bleiglanz, Zinnober)	Gebra-Lanern (bei Fieberbrunn), Foidling-Hochalpe	30
48. Polymetallische Kupferkies-Fahlerz-lagerstätten des Typus Schwaz-Brixlegg	Schwazer Dolomit (Unterdevon)	Kupferkies, Fahlerz, Baryt (Pyrit, Antimonit)	Brixlegg (Großkogel, Kleinkogel) Ringenwechsel, Brixental, Grattspitze-Holzalpe, Bürgelkopf, Pfeiferkogel, Niederkogel-Alm	31
49. Fahlerzgänge	Schwazer Dolomit (Unterdevon)	Silberfahlerz (Realgar, Auripigment)	Lagerstätten in der Umgebung von Schwaz (z.B. Falkenstein)	
50. Barytgänge	Diabas	Baryt (Bleiglanz)	Vorkommen westlich von Fieberbrunn	
51. Spatmagnetitlagerstätten	„Südfazies“ (Dolomit, Obersilur – Devon)	Magnetit	Ofenberg (südwestlich Hochfilzen), Spießnägel (südwestlich Kirchberg/T.), Schmerlalm, Schwarzenbauer, Spielberg, Bürglkopf, Weißenstein	32
52. Barytlagerstätten, Typus Kitzbüheler Horn	Spielbergdolomit (Unter-/Mitteldevon), Wilde Hag-Pfeiferkogel-Serie	Baryt	Lagerstätten in der Umgebung des Kitzbüheler Horns (Wilde Hag, Pfeiferkogel, Streiteggalm-Gwindalm)	33
Thurntaler Quarzphyllit				
53. Kieslager, Typus Panzendorf-Tessenberg	vulkanogen beeinflusste Metasedimente (Silur-Devon)	Pyrit, Kupferkies, Magnetkies (Arsenkies, Bleiglanz, Zinkblende, Cubanit, Valerit)	Lagerstätten der Umgebung von Panzendorf und Tessenberg und des Pustertales	34
54. Arsenkieslager	Grünschiefer, Amphibolite, Quarzite (Silur – Devon)	Arsenkies, Scheelit (Gold)	Lagerstätten des Villgratentales, Hochrast, Gumriaul, Markinkele (Marchginggele), Lagerstätten des Pustertales	
Landecker Quarzphyllit				
55. Sideritlager	diaphoritischer Quarzphyllit	Siderit und andere eisenreiche Karbonate (Pyrit, Kupferkies)	Tobadill, Imsterberg (Spadegg, Venetalpe), Lagerstätten östlich von Landeck	
Steinacher Quarzphyllit				
56. Spatmagnetit-lagerstätten	Eisendolomit, Kalk (Altpaläozoikum)	Magnetit	Nößlacher Joch	

Phyllitgneiszone

57.	Brandenvererzung	Brande in Glimmerschiefer	Pyrit, Magnetkies (Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende, Markasit)	St. Christoph/Arldberg	35
58.	Gangvererzung	Glimmerschiefer	Pyrit, Magnetkies, Kupferkies	St. Anton/Arldberg	36

Nördliche Kalkalpen

59.	Sideritlager	Muschelkalk (Anis – Ladin)	Siderit, Ankerit	Lagerstätten der Krabachjochdecke (Bodenalm, Erlachalm)	37
60.	Blei-Zink-Lagerstätten der Inntaldecke	Wettersteinkalk, Muschelkalk, Partnachkalk	Cd-, Ge-haltige Zinkblende, Ag-haltiger Bleiglanz, Pyrit (Fluorit, Fahlerz, Wulfenit)	Lagerstätten der Umgebung von Nassereith (Dirstentritt, Telfs, Imst, Karrösten), der Heiterwand (St. Veit, Imster Ochsenalm), Bibberwier (Silberleithen), Lafatsch, Repts, Arzl, Gleirsch, Christeneck	38
61.	Blei-Zink-Lagerstätten der Lechtaldecke	Reichenhaller Dolomit, Muschelkalk (?)	Bleiglanz, Pyrit (Fahlerz?)	Hötting, Gramart (?)	39
62.	Fahlerz-Kupferkies-Lagerstätten	Ramsaudolomit, Dolomit des Muschelkalk-Niveaus, Partnachschichten	Fahlerz, Kupferkies, Enargit (Pyrit, Markasit, Bleiglanz, Zinkblende)	Lagerstätten der Umgebung von Brixlegg (Matzenköpfl, Geyer, Silberberg), Mauknerötzt (bei Rattenberg)	40
63.	Manganerzlager	Lias-Fleckenmergel	Rhodochrosit (Pyrit)	Eisenspitze, Davin-Alpe (nördlich von Strengen)	
64.	Karstiforme Eisen- und Aluminium-Verwitterungslagerstätten	triadische Karbonatgesteine	Limonit	Lagerstätten bei Reutte (Säuling, Frauensee, Hohl-Alpe), bei Vils (Taurach-Alpe), bei Füssen; Lagerstätten bei Brandenberg	41

Tab. 6: Südalpine Mineralisationstypen

MINERALISATIONSTYPEN	ERZTRÄGER	ERZMINERALE	BEISPIELE	BEMERKUNGEN
65. Polymetallische Kieslager	Brixener Quarzphyllit (Phyllite, Chloritschiefer, Graphitschiefer, Quarzite)	Pyrit, Kupferkies (Magnetkies, Arsenkies, Molybdänglanz, Bleiglanz, Zinkblende, Fahlerz, Bourmonit, Boulangerit, Jamesonit, Antimonit)	Aferertal (bei Albeins), Villnößtal (Bad Froj), Durnholzertal (Plattenbach), Lüsental (Lüsen-Plansohl), Pensertal (bei Astfeld), Pustertal (Welsberg, Toblach), Pfeffersberg (bei Brixen)	42
66. Polymetallische Gänge, Typus Pfundererberg	Brixener Quarzphyllit, Klausener Diorit	Ag-führender Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies (Fluorit, Pyrit)	Lagerstätten in der Umgebung von Klausen (Pfundererberg, bei Tinnebach), Pfeffersberg bei Brixen	43
67. Polymetallische Gänge, Typus Rabenstein	Brixener Quarzphyllit, Brixener Granit	Fluorit, Ag-führender Bleiglanz, Zinkblende (Kupferkies, Baryt, Siderit)	Pensertal (Rabenstein, Asten), Eggertal, Lagerstätten in der Umgebung von Mauls	44
68. Polymetallische Gänge, Typus Pensertal	Brixener Quarzphyllit	Ag-führender Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit (Arsenkies, Kupferkies, Magnetkies, Fahlerz, Baryt)	Pensertal (Kesselberg, Nisthof)	45
69. Bleiglanggänge	Brixener Quarzphyllit	Bleiglanz (Zinkblende, Kupferkies, Pyrit)	Wiesenbach (Ultental)	46
70. Disseminierte Uran-Mineralisationen	Bozener Quarzporphyr	Uraninit, Metatorbernit	Etschtal (Haffing, Prissian, Nals)	47
71. Polymetallische Gänge, Typus Terlan	Bozener Quarzporphyr	Ag-führender Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit	Terlan (Silberleiten)	48
72. Blei-Kupfer-Uran-Lagerstätten	Schichten von Tregiovo	Ag-führender Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, Bornit, Fahlerz	Nals (St. Apollonia, St. Jakob; Pb), Oberbozen-Ritten (Pb-U), Kastelruth, einige Vorkommen östlich von Terlan (U)	49
73. Pechblendegänge	Bozener Quarzporphyr	Uraninit, Metatorbernit	Altenburg, Sinnichbach (östlich von Meran)	50
74. Sanderz-Lagerstätten	Grödener Sandstein	Uranpechblende, Bleiglanz, Baryt (Zinkblende, Pyrit, Magnetkies, Arsenkies, Kupferkies, Fahlerz)	Nals, Prissian, Maraunental, Ultental, Mölten, Jenesien, Neumarkt, Altenburg, Tramin, Innichen, Sexten	51

75.	Fluorit-Bleiglanz-Zinkblende-Gänge	Grödener Sandstein	Fluorit, Ag-führender Bleiglanz, Zinkblende (Uranerzminerale)	Nals, Altenburg	52
76.	Polymetallische Mineralisationen, Typus Kalischberg/Trient	Bellerophonkalk	Ag-haltiger Bleiglanz, (Zinkblende, Pyrit, Markasit, Kupferkies, Fahlerz, Bleispißglanze, Baryt, Fluorit)	St. Ulrich	53
77.	Kontaktmetamorphe Hämatit-Lagerstätten	Latemarkalk (Anis – Ladin)	Hämatit	Latemar (Erzlahn)	54
78.	Rejuvenierte Sulfid-lagerstätten, junge Fluoritgänge	Randbereich des Brixener Granits, Bozener Quarzporphyr	Bleiglanz, Zinkblende (Kupferkies, Fluorit)	Asten, Brantental	55

Tab. 7: Mineralisationstypen des Verrucano

MINERALISATIONSTYPEN	ERZTRÄGER	ERZMINERALE	BEISPIELE	BEMERKUNGEN
79. Uran-Lagerstätten, Typus Hochfilzen-Fieberbrunn	Glimmersandstein	Uranpechblende, Pyrit (Coffinit, Zippeit, Fahlerz, Kupferkies, Bornit, Bleiglanz)	Lagerstätten im Raum Hochfilzen-Fieberbrunn-Scheffau-St.Johann/T.-Wörgl, Afingertal (Urtiolbach, Arundakopf), St. Valentin a.d.H.	56
80. Kupfersandstein-Lagerstätten	Sandsteine, Quarzite	Siderit, Fahlerz, Kupferkies, Bornit, Pyrit (Bleiglanz, Kobaltglanz, Maucherit, Zinnober, Kupferglanz)	Steißbachtal, Strohsack, Kohlwald, Flirscher Skihütte, Stanzertal, Serfaus-Pfunds (Rotenstein-Komperdell)	57
81. Barytmineralisation	Quarzsandstein, Quarzkonglomerat	Baryt	Endkopf (östlich des Reschensees)	
82. Eisenlagerstätten, Typus Stubai	Quarzglimmersandstein, -konglomerat	Magnetit, Hämatit (Pyrit, Bleiglanz)	Halsbach (bei Fulpmes), Burgstall (bei Fulpmes), Stubaital (Kampl, Seibachtal)	58

Tab. 8: Metallisation, Mineralisationsform und Alter der Mineralisationstypen

I	II														III	IV							V					
	F	Mg	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Ag	Sb	Ba	W		Au	Hg	Pb	U	O	S	D		K	P	T	J	K
1				(+)						+								/										+
2																(+)		/										+
3																		/										+
4				+														/										+
5																		=	+	+								+
6																		/					?	?				?
7																		=					?	+	?			
8				+						(+)								=								?		
9				+						(+)								=								+	→?	
10				+						(+)								//								+	?	
11				+						(+)								=								+		
12			+	+														=								+		
13										(+)							(+)	=									?	
14				(+)						+	(+)							=	+									
15				+						(+)							(+)	=		+								
16				+						(+)	(+)						(+)	=		?								
17				(+)						(+)							(+)	=		+	→?							
18		+		(+)						(+)							(+)	=		+	→?							
19				+						+							(+)	=		+	→?							
20				+						(+)							(+)	=		+	→?							
21																		/									+	
22				+	(+)	(+)				+							(+)	/										?
23				+						+	(+)						+	::										?
24				+														/ (?)										+
25										(+)								/										+
26				+						+							(+)	=/		+	+							?
27				(+)						(+)							(+)	::= /		?	?							+
28				+						(+)							(+)	=		?	?							+
29				+						+	(+)						(+)	/										+
30				+						+							(+)	::/										?

I	II																III	IV								V		
	F	Mg	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Ag	Sb	Ba	W	Au	Hg		Pb	U	O	S	D	K	P	T		J	K
31				+			+	+	(+)			(+)				+		/										+
32				+	(+)	(+)	(+)	+	(+)		(+)	(+)				+		/ (?)		?	?							+
33				+			+	(+)			(+)				(+)		=		?	?								
34				+			+	(+)	(+)		(+)				(+)		/										+	
35				+			+	+			(+)				+		/										?	
36				+			(+)	(+)							(+)		=		?	?								
37														+			=		?	?								
38							(+)	+		(+)	+	(+)			+		= (?)				?	?						
39	+							+				+			+		/ (?)							+				
40		+		(+)			(+)		(+)								=							+				
41				+			+	+									/							+				
42				+			+	+				+					/							+			+	
43				+			(+)	(+)	+		(+)				(+)		= (?)		?	?							+	
44				+			(+)	(+)	+						(+)		/										+	
45				+			(+)	(+)	+		+		(+)	(+)	(+)		= /		+	+							+	
46				+	(+)	(+)				+	+				+	+	=		+									
47				+		(+)			(+)						(+)	(+)	=		+									
48				+			+		(+)		+	+	+		+		= /				+							
49							+		(+)		+	+			+		/				+							
50									(+)				+		(+)		/				?							
51		+															=		+	+								
52													+				V					+						
53				+			+	(+)	(+)						(+)		=				+	→?						
54									+				+	(+)			=				+	→?						
55				+			(+)				(+)				(+)		=				+	→?						
56		+															=				+	→?						
57				+			(+)	(+)		(+)					(+)		=				+	+						
58				+			+				(+)				(+)		/										+	
59				+													=							+				
60	(+)			+				+		(+)	(+)	(+)			+		=							+				

Mittelostalpin

Oberostalpin

Tab. 9: Stoffliche metallogenetische Spezialisierung des Tiroler Erzreviers

Alter der Mineralisation	Metallisation der metallogenetischen Stockwerke													
	Mg	Fe	Cu	Zn	As	Mo	Ag	Sb	Ba	W	Au	Hg	Pb	U
Ordoviz/Silur	2, 4	2, 3, 4	2, 3, 4	3	2		4	2, 3, 4		1		4	3, 4	
Devon			4				4	4	4			4		
Perm		5, 6	5, 6	3				5, 6	5				5, 6	5, 6
Trias	3	4	3	3, 4				4					3, 4	
Tertiär		1, 3, 4	3, 4	3	1, 3	1	1	3		2	1		1, 3	1

Metallogenetische Stockwerke: 1 Penninikum
 2 Unterostalpin
 3 Mittelostalpin
 4 Oberostalpin
 5 Südalpin
 6 Verrucano

Tab. 10: Strukturelle metallogenetische Spezialisierung des Tiroler Erzreviers

Alter der Mineralisation	Lagerstättenform der Mineralisationen			
	Imprägnation	Lager	Gang, Trum	karstiform
Ordoviz/Silur	3	1, 2, 3, 4, 5	3	
Devon		4	4	4
Perm	5, 6	1, 5, 6	1, 5, 6	
Trias		3, 4	3	
Tertiär	3	3	1, 2, 3	4*

Metallogenetische Stockwerke: 1 Penninikum
 2 Unterostalpin
 3 Mittelostalpin
 4 Oberostalpin
 5 Südalpin
 6 Verrucano

* Kretazische Karstlagerstätten
 – z.B. Brandenburg – wurden
 hier nicht berücksichtigt.

Tab. 11: Mögliche vererbte Metallisationen verschiedener Mineralisationstypen
 (Fragezeichen vor der Typenbezeichnung geben stärkere Unsicherheiten an)

Typ und Alter des Metallspenders	Typ und Alter der Vererbungsmetallisation	Element-	
		Verarmung der jüngeren Erzmineralisation durch Mobilisation bzw. Zufuhr	Anreicherung
5 W Tertiär	6 W (Tertiär)		
17 (Fe) – Cu – (Sb) – W (Silur)	21 W (Tertiär)	(Fe), Cu, (Sb)	
43 (Fe – (Cu) – (Zn) – As – (Sb) – (Pb) (Ordoviz/Silur)	44 Fe – (Cu) – (Zn) – As – (Pb) (Tertiär)	(Sb)	
48 Fe – Cu – (As) – Ag – Sb – Ba – Hg (Devon)	49 Cu – (As) – Ag – Sb – Hg (Devon)	Fe, Ba	
48 Fe – Cu – (As) – Ag – Sb – Ba – Hg (Devon)	62 Cu – (Zn) – As – Sb – (Pb) (Tertiär)	Fe, Ag, Ba, Hg	(Zn), (Pb)
68 Fe – (Cu) – Zn – (As) – (Ag) – Sb – (Ba) – Pb (Perm)	74 Fe – (Cu) – (Zn) – (As) – (Sb) – Ba – Pb – U (Perm)		
? 71 Fe – Zn – (Ag) – Pb (Perm)	74 Fe – (Cu) – (Zn) – (As) – (Sb) – Ba – Pb – U (Perm)		
70 U (Perm)	74 Fe – (Cu) – (Zn) – (As) – (Sb) – Ba – Pb – U (Perm)		
70 U (Perm)	73 U (Perm)		
72 Fe – Cu – Zn – (Ag) – Sb – Pb (Perm)	75 F – Zn – (Ag) – Pb – U (Perm)	Cu, Sb	F
? 73 U (Perm)	75 F – Zn – (Ag) – Pb – U (Perm)		

Tab. 12: Metallogenetische Abfolge und Rayonierung des Tiroler Erzreviers der ostmediterranen metallogenetischen Provinz

Räumliche metallogenetische Einheiten (mit den in Tirol auftretenden Hauptmetallisationen)	Ostalpine metallogenetische Zone					Südalpine metallogenetische Zone
	Penn.	UOA	MOA	OOA	Verr.	
Altpaläozoische Erzzone (Fe, Cu, As, Sb, W, Au)		+				
Altpaläozoische, alpidisch regenerierte Erzzone (Fe, Cu, Zn, As, Sb, Pb)			+			
Permischer magmatogener Erzknoten (F, Fe, Cu, Zn, As, Ba, Pb, U)						+
Permische detritäre Erzfelder (Cu, Pb)					+	
Triassische vulkano-sedimentäre metallogenetische Zone (Fe, Zn, Pb)			(+)	+		
Jurassische Erzzone (Fe, Cu)	+					
Neogene spätorogene Erzzone (As, Sb, Au, Pb, U)	+					

Bemerkungen:
Die triassische vulkano-sedimentäre metallogenetische Zone ist im Mittelostalpin nur in der Ortler-Decke nachgewiesen.

Penn: Penninikum
UOA: Unterostalpin
MOA: Mittelostalpin
OOA: Oberostalpin
Verr.: Verrucano

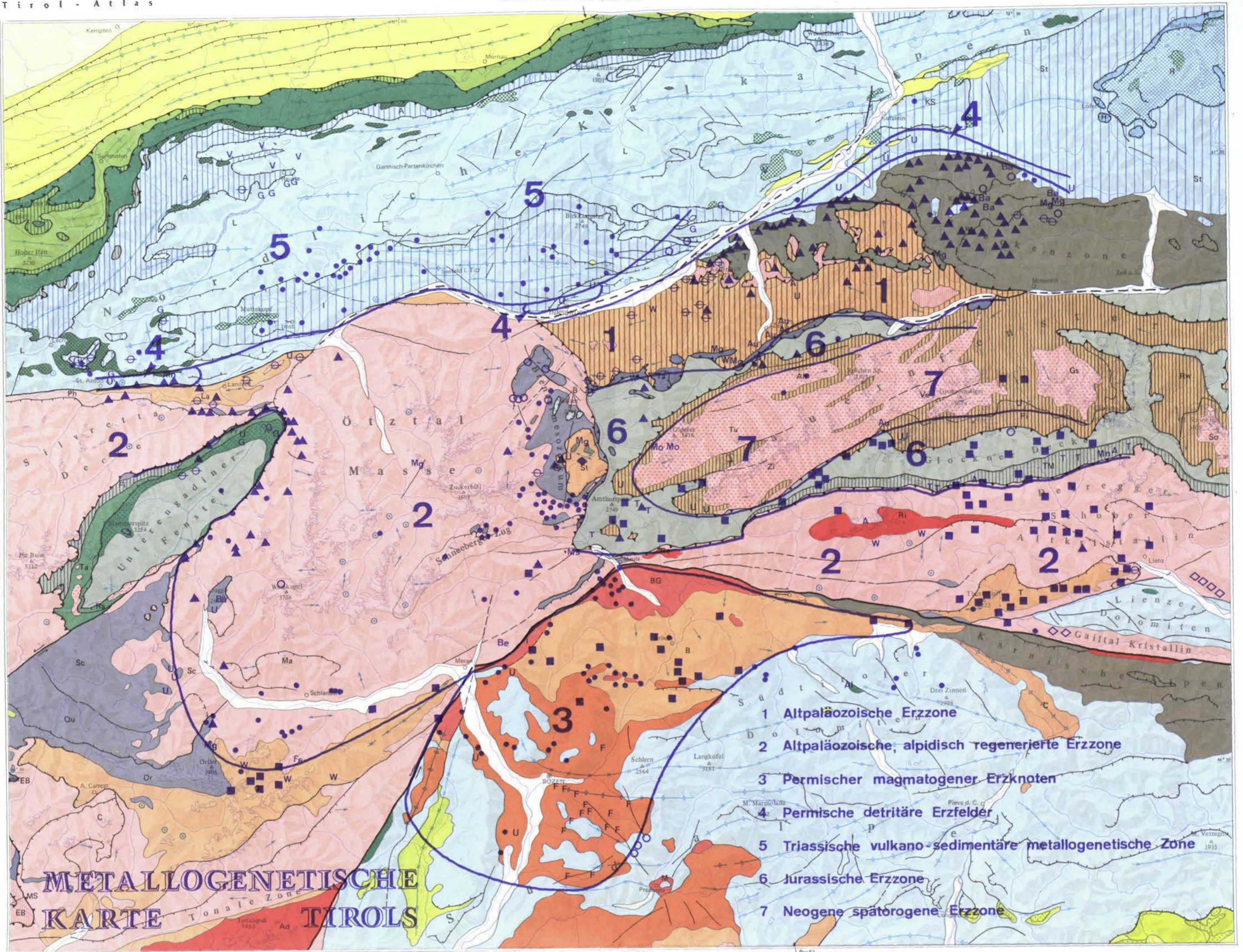
Bemerkungen zu den Tabellen

- 1 Mobilisate voralpidischer syngenetischer Anreicherungen.
- 2 Schichtgebundene, hydrothermal-sedimentäre, an submarine basische Effusiva gebundene Mineralisationen.
- 3 Mineralisation ?permischen Alters, am Transgressionskontakt der Permotrias gelegen, synsedimentär, z.T. disseminiert, epikontinental oder lagunär gebildet, durch den Gehalt an organischer Substanz und durch die Permeabilität kontrolliert (da an die Zirkulation uranhaltiger Tiefenwässer gebunden), die Sulfide möglicherweise bakterio-gener Bildung. P und Pb sind positiv korreliert. Primär ?permischen (oberkarbonisch-permotriadischen) Alters, im Tertiär epi- bis mesozonal metamorphosiert. Ähnliche Vererzungen in den Piemonteser Alpen.
- 4 Submarin-extrusiv-hydrothermale Vererzung (Linsen, Lager) nachtriadischen Alters (Malm bis Unterkreide?).
- 5 Vererzung nachtriadischen Alters.
- 6 Alter der Erzträger: Malm.
- 7 Schichtgebundene Mineralisationen.
- 8 Junge, an die Überschiebung des Altkristallins auf die Matreier Schuppenzone im Südrahmen des Tauernfensters gebundene Mineralisationen.
- 9 Stratiforme, an Metavulkanite gebundene Vererzungen.
- 10 Konkordante Vererzungen in Quarzitlagern und -linsen. Erzlineale. Hydrothermal-sedimentäre Mineralisationen oder fossile Seifenlagerstätten?

- 11 Vulkano-sedimentäre Vererzung in der Form von Imprägnationen in Schwarzschiefern und als Nester und Linsen in Dolomitmarmoren.
- 12 Mehrere Lager nahe der Quarzphyllit-Basis.
- 13 Diskordante Gänge mit alpidischen Mobilisationen.
- 14 Erzgänge. Augengneise: Reste des mittelostalpinen Kristallins (der Ötztaldecke?). Phyllonitisation alpidisch (vorcenoman?). Vererzung jünger.
- 15 Vererzungen am Rand des Engadiner Fensters.
- 16 Gänge im unmittelbar Hangenden der Überschiebung.
- 17 Horizontgebundene, ursprünglich synsedimentäre und konkordante, prävariszische kata- bis meso(pseudo)hydrothermale Lager und Linsen. Die Vererzung wurde polymetamorph (d.h. herzynisch und frühalpidisch) überprägt; die durch eine alpidische Regeneration verursachte Gangvererzung wird durch vortriadische Scherflächensysteme kontrolliert.
- 18 Die Vererzungen weisen einen stark wechselnden Mineralbestand auf. Sie haben die Form von Imprägnationen, Lagern und Gängen, sind in bezug auf die Trägergesteine postgenetisch und leicht tektonisiert.
- 19 Heißhydrothermale, alpidische Vererzungen, die postgenetisch tektonisch überprägt wurden.
- 20 Mesothermale Imprägnationen und Gangvererzungen.
- 21 Lagerartige Vererzungen in mylonitisierten Orthogneisen.
- 22 Meso- bis katathermale Sb-Cu-Ni-Fe-Vererzungen, bei denen das völlige Fehlen von As-, Mo-, Bi- und Au-Mineralen auffällt.
- 23 Wahrscheinlich submarin-vulkanogen-sedimentäre Mineralisationen.
- 24 Vererzungen permokarbonischen oder oberpermischen Alters.
- 25 Mehrere mehr oder minder konkordante Linsen und Lager hydrothermal-metasomatischer Entstehung und ein diskordanter Magnetitgang. Der Tennantit wurde in der älteren Literatur fälschlicherweise als „Tetraedrit“ beschrieben.
- 26 Die Vererzung liegt am Kontakt zu einem Mikrodiorit („Ortlerit“, „Suldenit“).
- 27 Die Metallisationen sind an die jungalpidischen Rieserferner-Porphyr-Schwärme gebunden.
- 28 Die stratiformen Vererzungen (Lager, Linsen) stellen schichtgebundene, syngenetische (submarin-vulkanogen-sedimentäre) Metallkonzentrationen innerhalb des Altkristallins (Ordoviz-Silur) dar, die Gangvererzungen Produkte alpidischer, tektonisch kontrollierter Mobilisationen. Im Gailtal-Kristallin kam es zur Bildung mehrerer Gangzüge.
- 29 Hydrothermal-sedimentäre Mineralisationen. Bei Schwaz und Brixlegg überwiegt das Fahlerz gegenüber dem Kupferkies, wogegen die Lagerstätten im Raum zwischen Kitzbühel und Leogang etwa gleiche Mengen an Fahlerz und Kupferkies beinhalten.
- 30 Hydrothermal-synsedimentäre Bildungen.
- 31 Ursprünglich hauptsächlich marin-hydrothermale konkordante Lager, Nester u. dgl., daneben auch diskordante Gänge und belteropor bedingte Verdrängungen. Die Barium-Zufuhr erfolgte vielleicht über eine Mobilisation aus den Wildschönauer Schiefer, möglicherweise im Perm. Die Vererzung ist z.T. hochvariszisch, z.T. alpidisch.

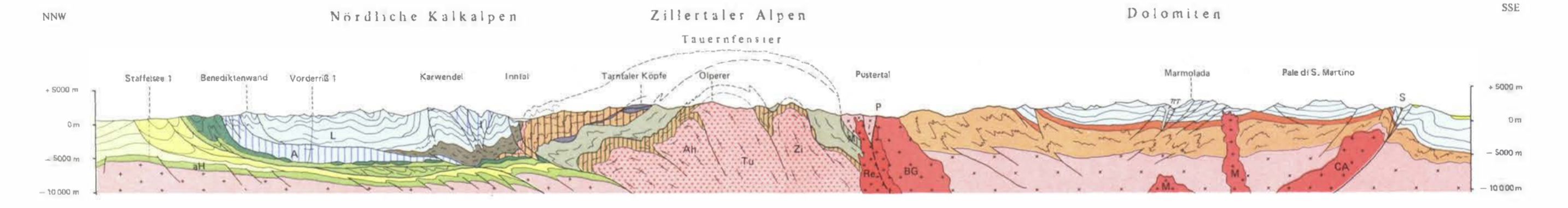
- 32 Faziesgebundene, metamorphogene Mineralisationen in unterschiedlich alten Trägergesteinen (Ofenberg: Ober-Ludlow; Spießnägel: Unterdevon). Die Stoffwanderungen erfolgten (präpermisch) während der variszischen Orogenese.
- 33 Die Lagerstättenformen (Lager, Linsen, Nester, Butzen, Gänge) werden durch die Morphologie einer spätvariszischen (oberkarbonen bis unterpermischen) Verkarstung bedingt; demnach sind die Lagerstätten karstiform.
- 34 Vulkanogen-hydrothermal-sedimentäre metamorphosierte Lagerstätten.
- 35 Im alten Sprachgebrauch: Edle Branden. Schieferungskonkordante, metamorphosierete und möglicherweise auch stratigene Vererzungen.
- 36 Diskordant durchsetzende Brandenmobilisate.
- 37 Schichtige Vererzungen an der Basis der Krabachjoch-Decke (Tirolikum).
- 38 Submarine, schwach hydrothermale Lagerstätten, möglicherweise auch mit vulkanisch-extrusiver Stoffzufuhr. In der Umgebung von Nassereith haben die Lagerstätten einen erhöhten Kupfergehalt.
- 39 Die Zugehörigkeit der Vererzung von Gramart zur Lechtaler Decke ist ungewiß.
- 40 Diese Lagerstätten liegen im Trias-Streifen südlich des Inn, in nächster Umgebung zu ähnlichen Mineralisationen im Schwazer Dolomit.
- 41 Die Eisenvorkommen sind miozäne und pliozäne karstiforme, durch die Verwitterung pyrithaltiger Raibler Schiefer gebildete (karstigene) Lagerstätten.
- 42 Ordovizisch-silurische, konkordante, mehrphasige, pneumatolytisch-mesothermale Vererzungen in Lagern und Linsen.
- 43 Syn- bis spätorogene, spätvariszische, permagmatisch-hydrothermale Gänge. Erzbringer: Klausener Diorit (Tilser Diorit).
- 44 Erzbringer: Brixener Granit (Diorit) für die angeführten Lagerstätten; Alter dieser Vererzungen: ca. 280 Mio. Jahre. Daneben gibt es für eine Mineralisation – mit Ag-haltigem Bleiglanz, Pyrit, Fluorit, Baryt (Zinkblende, Kupferkies) – auch den Ifinger Granit („Meraner Granit“) als Erzbringer. Das Alter dieser Vererzung (Alfreider Wald) beträgt 290 Mio. Jahre. Diese Vererzungen haben also ein unterpermisches Alter.
- 45 Erzbringer: Bozener Quarzporphyr („Kastelruther Porphyre“; Mittelperm).
- 46 Erzbringer: Kreuzberg-Granodiorit.
- 47 Unregelmäßige Erzlinsen, fumarolisch und durch Oberflächenalteration gebildet.
- 48 Subvulkanische, mesothermale Vererzungen als Imprägnationen oder in bei der Abkühlung des unteren Bozener Quarzporphyrs durch Kontraktion entstandenen Gängen.
- 49 Alter der Schichten von Tregiovo: Artinsk – Basis Kungur. Metallquellen z.T. terrigen (Verwitterungslösungen), z.T. wahrscheinlich hydrothermal. Die Vererzung erfolgte örtlich in bis zu fünf Phasen (von frühdiagenetischen Konkretionen über mechanische und chemische Sedimentationen und fraglich hydrothermal-sedimentäre Bildungen bis zu epigenetischen, diskordanten Mineralisationen).
- 50 Möglicherweise Mobilisate aus disseminierten Uranmineralisationen.

- 51 Die Mineralisationen sind denen des Typus Colorado-Plateau sehr ähnlich. Die Vererzungen treten disseminiert oder konkretionär oder linsenförmig auf und haben terrigene Metallquellen. Sie sind Erosionsprodukte des variszischen Sockels und postorogener Vulkanite. Die Erze liegen in grauen Sandsteinen (nahe zum Kontakt mit roten Sandsteinen) und sind an kohlige Substanzen gebunden.
- 52 Hydrothermale Gänge mit Mobilisaten.
- 53 Dieser Typus zeigt disseminierte und Trümer-Vererzungen, die als hydrothermal-sedimentäre Bildungen oder durch Auslaugen des Bozener Quarzporphyrs, untergeordnet auch als mikrobiologisch gebildet erklärt wurden.
- 54 Durch Kontaktmetamorphose (am Kontakt des Kalkes mit einem Lamprophyr) gebildet.
- 55 Einige Vorkommen sind Produkte einer Deformation und Aufheizung längs der Periadriatischen Naht. Die jungalpidischen Gangfüllungen wurden noch von Kataklasten erfaßt.
- 56 Die Lagerstättenformen werden durch das postherzynische Relief kontrolliert. Die Vererzungen sind in Form von Linsen und Knoten nicht an kohlige Substanzen gebunden.
- 57 Von den bekannten Lagerstätten des Redbed-Typus durch die Fahlerzführung unterschieden. Die Erzminerale sind in den Lagerstätten oftmals in mehreren (im Steißbachtal in bis zu sieben) Lagen angereichert. Neben konkordanten Mineralisationen gibt es (z.B. in Gand, Stanzertal) auch altalpidischen, vorgosauisch angelegten Strukturen folgende diskordante Gänge.
- 58 Linsenförmige Lagerstättenkörper noch nicht eindeutig geklärt Bildung (Paläoseife?, epigenetische Bildung?).



- Kieslagerstätte (Pyrit, Magnetkies, Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As-Mineralie)
- ▲ Lagerstätten mit vorwiegend Kupferkies und Fahlerz
- Lagerstätten mit vorwiegend Bleiglanz und Zinkblende
- ⊖ Eisenlagerstätten (vorwiegend karbonatische Vererzungen)
- Eisenlagerstätten (vorwiegend oxydische Vererzungen)
- ▽ Karst-Bauxite, -Laterite, -Eisenerzlagerstätten
- ◇ Antimonit-Lagerstätten
- Steinsalzlagerstätte
- ◆ Anthrazit-Vorkommen

Tektonisches Profil durch Ost- und Südalpen

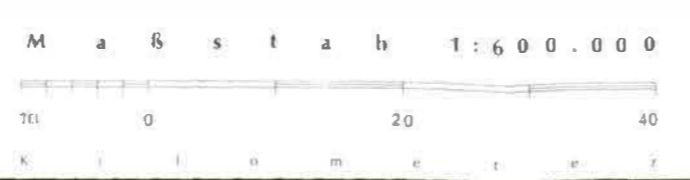


- | | | | |
|--|---|---|---|
| <p>MOLASSE</p> <ul style="list-style-type: none"> ■ Vorlandmolasse ■ Faltenmolasse <p>HELVETIKUM</p> <ul style="list-style-type: none"> ■ Helvetikum, autochthones Helvetikum (aH)* ■ Tektonische Einheiten zwischen Helvetikum u. Flysch <p>FLYSCH, PENNINIKUM</p> <ul style="list-style-type: none"> ■ Rhodanubischer Flysch ■ Schuppenzone von Roz-Champatsch-Pezid mit Unterengadiner Flysch p. p. und Bündner Schiefer (Nordpenninikum) ■ Bündner Schiefer mit Ophiolithen, Obere Schieferhülle-Decke (= Glockner-Decke) des Tauernfensters (Südpenninikum), Pfundscher Zone des Engadiner Fensters (Nordpenninikum) ■ Matreiser Schuppenzone (M), z. T. unterostalpin; „Fimber Einheit“ (Fi), Flysch mit Ophiolithen und Olistolithen (= Arosa Zone); Arosaschürflinge am Kalkalpenrand (Arl. Südpenninikum, ? Reckner-Decke d. Tarnaler Zone) ■ Mesozoikum der Tasna-Decke (Ta); Ramoseher Zone (Ra); Prutzer-Zone (Pr), Mittelpenninikum. ■ (Par)autochthones „Altes Dach“ und Untere Schieferhülle mit „Altkristallin“; Altpaläozoikum und Permo-mesozoikum; Riffldecken (Ri), Rotzwand-Decke (Rw) ■ Zentralgneis des Tauernfensters mit Ahorn-Kern (Ah), Granatspitz-K. (Gs), Sonnblück-K. (So), Tuxer-K. (Tu), Zillertaler-Venediger-K. (Zi, Ve), Kristallin der Tasna-Decke, Ransoscher Zoner und der Magna-Sella-Decke (MS) | <p>OSTALPIN</p> <p>Unterostalpin</p> <ul style="list-style-type: none"> ■ Sedimente (Permo-Mesozoikum) der Tarnaler Zone (Ta), Err-Bernina-Decke (EB) ■ Innsbrucker Quarzphyllit-Decke mit Altkristallin unsicherer tektonischer Stellung ■ Kristallin (Err-Bernina-Decke EB) <p>Oberostalpin</p> <ul style="list-style-type: none"> ■ Innitaler tflar ■ Oberkreide (Gosau) ■ Mittelkreide („Cenoman mit Exoika“) <p>Permo-Mesozoikum</p> <ul style="list-style-type: none"> ■ Juvavikum: Hallstätter-Decke (H), Reiteralm-Decke (R) ■ Tirolikum: „Inntaldecke“ (I), Kaiserbachgusscholle (KS), Staufen-Höllengebirgs-Decke (St), Krabachjoch-Deckschollen (K) ■ Bajuvarikum: Allgäu-Decke (A), Lechtaldecke (L) <p>Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone</p> <ul style="list-style-type: none"> ■ Quarzphyllit (z. T. Altpaläozoikum); Landecker Qu. (La), Thurntaler Qu. (T), Orterer Qu. (O), Qu. der Steinacher-Decke (St) ■ Zentralalpines Permo-Mesozoikum; Blaser-Decke (B), Scarf-Decke (Sc), Quaitzeins-Umbraill-D. (Qu), Orterer-Decke (Or) ■ Altkristallin der Ötztal-Decke, Silvretta-D., Phyllitgneiszone (Ph), Scarf-D. (Sc), Campo-D. (C), „Matscher-D.“ (Ma) | <p>SÜDALPIN</p> <ul style="list-style-type: none"> ■ Älterter Flysch ■ Kreideflysch ■ Oberkreide u. Älterter ■ Permo-Mesozoikum: Vulkanite der Mitteltrias (tr*) ■ permische Ergußgesteine (Quarzporphyrit) ■ Paläozoikum der südlichen Grauwackenzone ■ Quarzphyllit (z. T. Altpaläozoikum); Brixener Qu. (B), Comelico Qu. (C) ■ Kristallin <p>TIEFENGESTEINE</p> <ul style="list-style-type: none"> ■ tertiäre Plutone: Rieserferner Tonalit (Ri), Rensen-Granit (Re), Adamello (Ad) ■ triassische und permische Plutone: Predazzo u. Monzoni (M); Pfingger- u. Brixener Granit (I, BG) Cima d'Asta Granit (CA)* | <p>STRUKTUREN</p> <ul style="list-style-type: none"> ■ Überschiebungen von Großeinheiten ■ Auf- und Überschiebungen von Teileinheiten u. Schuppen — Periadriatische Naht (P), Engadiner Störung, Inntal-Störung, Salzachtal-Störung, Val Sugana-Linie (S)* — Bruchlinien — Müdenlinien — Sattellinien — Raumlage der Faltenachsen — horizontal — flach geneigt — steil ● Schlingenbau <p>*) scheint nur im Profil auf</p> <p>Tektonische Strukturen im Profil durch zusätzliche Signaturen verdeutlicht</p> |
|--|---|---|---|

METALLOGENETISCHE KARTE TIROLS von J.G. Haditsch

Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Band 20, S. 447-465, 1995
 Aufdruck auf die „Tektonische Übersichtskarte von Tirol“
 Druck: Brünker, 1995

Entwurf: Rainer Brändner
 Gesamtbearbeitung: Institut für Landeskunde - Universität Innsbruck
 Kartographie: Klaus Form und Wälfried Keller
 Druck: Alpina-Offset
 Kommissionsverlag: Universitätsverlag Wagner - Innsbruck 1988



Quelle: Anghesler, G., Bäger, H., Morisani, G.: Die Ostalpen im Bereich einer Geotransverse vom Chiemsee bis Venedig. In: N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148, Stuttgart 1975. - Agerberg, F. P.: Tectonics of the crystalline basement of the Dolomites in North Italy. In: Geol. Ultram. 8, Utrecht 1961. - Atlas der Schweiz, Tafel 5 Geotektonik 1:500000, 1972. - Bachmann, G. H.: Die Erdgas-Tiefenaufschlußbohrung Vorderriß I, ein erster Schritt zur Eisenlieferung der Kalkalpen im Prealpen-Bayern. In: Compendium 1978/79, Ergänzungsb. d. Zschrft. Erwiß. & Köhler, Erdgas, Petrochem., Dornöfö, D. A., Heisel, G. und Moxler, H.: Beiträge zur Kenntnis der Paragneissdecken des Tauern und Rontales und zum Problem der Abgrenzung der Lechtaldecke im Nordkarawendel (Tirol). In: Mitt. Geol. Ges. Wien, 73, 1980. - Fraai, G., Frank, W.: Exkursion 1/2: Mittlere Hohe Tauern. In: Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 1, 1964. - Frisch, W.: Der alpidische Internista der Venetideckende im westlichen Tauernfenster (Östalpen). In: N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 11, 1977. - Heisel, G.: Karwendel - geologischer Bau und Versuch einer tektonischen Rückformung. In: Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. 8, (Festschrift W. Heisel 1977). - Heisel, W.: Zur Tektonik der Nördlichen Kalkalpen. In: Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 1958. - Leonardi, P.: Le Dolomiti, geologia del mont. ital. - Ann. P. N. B. I. 2, 1967. - Pres, S.: Die Geologie Österreichs in ihrem heutigen geodynamischen Entwicklungsstand sowie die geologischen Bauteile und ihre Zusammenhänge. In: Oberhauser, R. (Ed.): Der geologische Aufbau Österreichs. Wien - New York, 1980. - Sarnthein, M.: Versuch einer Rekonstruktion der mittelmiozänen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. In: Geol. Röse, 36, 1967. - Schmidegg, O.: Der Trüzug von Kalkstein im Schlingengebiet der Villgrater Berge. In: Jb. Geol. B.-A., 87, 1937. - Schmidegg, O.: Pustertal-Kolbe bei Innsbruck. In: Verh. Geol. B.-A., S. 1951. - Schmidegg, O.: Geologische Übersicht der Venetiger-Gruppe. In: Verh. Geol. B.-A., 1961. - Schmidegg, O.: Die Ötztal-Schubmasse und ihre Umgebung. In: Verh. Geol. B.-A., 1964. - Theie, O.: Das Tauernfenster. In: Oberhauser, R. (Ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, Wien - New York, 1980. - Tollmann, A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen 1976. - Tollmann, A.: Geologie von Österreich, Bd. 1, 1977. - Trunpny, R.: An outline of the geology of Switzerland. In: Trunpny, R. (Ed.): Geology of Switzerland, a guide-book, 26th IGC, Schweiz, Geol. Konv., 1980. - Eigene Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen.

GEOLOGIE IN WIRTSCHAFT UND GESELLSCHAFT EIN DANK AN DEN JUBILAR MIT GEDANKEN ZUM „GEOLOGENERLASS“

Peter Baumgartner, Walter Friedel, Roman Lahodynsky & Günter Moser

*Die Geschwindigkeit
ist der Feind
der Wahrheit und der Tatsachen*

Peter Turrini

Oft ist es Gesprächsthema im Büro der Autoren dieses kleinen Beitrages und schon oft haben wir es unserem verehrten Lehrer, Herrn Univ.-Prof. Dr. Helfried MOSTLER, und auch anderen gegenüber betont, daß am Anfang unserer praktischen Tätigkeit eine wichtige, grundlegende und – nach 20 Jahren läßt sich das wohl sagen – weitsichtige Aufmunterung von der Seite des Jubilars gestanden ist. Bereits 1970/71 hat Herr Prof. MOSTLER uns Studenten von seiner Erfahrung erzählt, daß sich auf breiter Ebene von Bundes- und Landesstellen, Gemeinden, Firmen und Privatleuten ein steigender Bedarf an geologischer Hilfe entwickelt, der außerhalb der bereits bekannten geologischen Tätigkeiten in der Bauwirtschaft liegt.

Diese Hilfe, die über die klassischen geologischen Gutachtertätigkeiten bei Kraftwerken, Staudämmern, Tunnels und anderen Ingenieurbauwerken hinausgeht, wurde in der Lehrtätigkeit bereits damals von H. MOSTLER an uns Studenten vermittelt. In Exkursionen konnten wir von den vielfältigen, zum Teil auch sehr kleinen Fragen z.B. von Bürgermeistern erfahren, die die spezielle Arbeits- und Denkweise des Geologen erforderten und herausforderten. Die Herausforderung bestand damals, und besteht auch heute noch, in einer naturwissenschaftlich sehr flexiblen Denk-

weise im Kontakt zu Nachbarfachgebieten und in der für Laien verständlichen Darlegung der Denkansätze, Argumente und Schlußfolgerungen. Nicht zu vergessen die für den Auftraggeber praktikablen und beweglichen Ratschläge für die Ausführung von Grabungen, Baumaßnahmen, Pumpversuchen und ähnlichem mehr. Und das alles zu Preisen, die es jedem Verbraucher erlauben, eine spezialisierte Fachperson aus der Geologie jederzeit beizuziehen. Vor zwanzig Jahren auf den Weg geschickt, durch eigene Absicht und besonders durch die Bestärkung von Herrn Prof. MOSTLER, hat sich eine solche Vielzahl der praktischen Anwendung der Geologie ergeben, daß selbst bereits langjährig in der Ingenieurgeologie tätige Kollegen sich bei persönlichen Kontakten wunderten, zu welchen Fachfragen Geologen und Geologinnen beigezogen wurden und Beiträge liefern können. Längst hat sich ein Satz als überholt erwiesen, den P. BAUMGARTNER und H. SORDIAN bei einer der frühen Akquisitionsfahrten im salzburgisch-oberösterreichischen Grenzgebiet hören konnten. Nach dem Verlassen des Bürgermeisterzimmers einer kleinen Gemeinde konnte man noch den Bürgermeister zu seinem Amtsleiter sagen hören: „Hast Du es gehört, Hans, Geologen waren das. Hoffentlich brauchen wir sie nie. Denn wenn Du die brauchst, brennt schon der Hut.“

Wir erlauben uns, in unserem Beitrag auch Informationen zu bringen, die von manchen Kolleginnen und Kollegen vielleicht nicht auf den ersten Blick der hohen Wissenschaft zugeordnet werden. Aber gerade die Erfahrung auf dem Institut in Innsbruck, bei der Verwertung und Anwendung der „Geologie“ auch über die profansten Zwecke und Möglichkeiten reden zu dürfen, war eine wichtige Grundlage für die Tätigkeit unserer Bürogruppe, die in den letzten Jahren immerhin mit 5 bis 8 Geologen an die 200 Geschäftsfälle pro Jahr behandelt hat. Die Vermittlung der Einstellung, daß es um Lösungen geht und daß man frei von wissenschaftlichem Dünkel und ohne Angst vor akademischer Abwertung über alle Wege nachdenken und sprechen konnte, ist ein besonderes Kennzeichen des in vielen Jahren von Prof. MOSTLER geleiteten Innsbrucker Institutes. Diese Stimmung, von der wir immer profitiert haben und die als Hauptausstrahlung vom Innsbrucker Geologischen Institut her uns durch die Jahre begleitet und angezogen hat, ist sicher auch ein Verdienst des Vorgängers von Prof. MOSTLER, Herrn Univ.-Prof. Dr. Werner HEISSEL, und des gesamten Personals des Institutes.

Diese für uns wichtigen Grundstimmungen am Institut des Jubilars haben im Lauf der Jahre dazu geführt, daß in Zusammenarbeit mit unserer Bürogruppe mehrere Diplomarbeiten und Dissertationen entstanden sind. Besonders möchten wir uns bei dieser Gelegenheit für die objektive und konstruktive Art von Univ.-Prof. Dr. Helfried MOSTLER bedanken, die er uns beim Abschluß der Dissertation von zwei Mitgliedern unserer Bürogruppe, entgegengebracht hat. Unser Dank gilt auch Herrn Univ.-Prof. Dr. Rainer BRANDNER und Herrn Univ.-Doz. Dr. Werner RESCH, die uns in gleicher Weise unterstützt haben. In den Vorlesungen und in den Gesprächen zum Abschluß der Dissertationen hat uns Herr Prof. MOSTLER angeregt, als Geologen ohne Scheu auf die kleinsten und beim ersten Blick der Geologie fern liegenden Probleme zuzugehen. Als wichtigste Grundlage hat er uns gezeigt, dabei jedoch auf die Vielzahl von ver-

fügbaren und von Praktikern oft abgewerteten wissenschaftlichen Einsichten und Daten nicht nur nicht zu vergessen, sondern gerade diese als spezielle Möglichkeit des Geologen, die keinem anderen der beteiligten Fachleute zur Verfügung steht, einzubringen und für die Problemlösungen sowie für uns selbst finanziell nutzbar zu machen.

Auf dem jetzt schon fast zwanzig Jahre dauernden Weg unserer Bürogruppe bei der Verwendung und Verwertung von Geologie in Wirtschaft und Gesellschaft sind uns viele Geschäftsfälle von winzig kleinen bis zu relativ großen untergekommen, die uns gezeigt haben, wie vielfältig unsere Fachdisziplin im gesellschaftlichen Leben anwendbar und notwendig ist. Wir denken da an kleine und kleinste Beurteilungen von Quellen, die Beurteilung ihrer Ergiebigkeit, Schutzwürdigkeit und der Möglichkeit ihres Schutzes. Gerade der sogenannte „hydrogeologisch begründete Schutzgebietsvorschlag“ für Wasserfassungsanlagen benötigt eine breite geologische Bearbeitung. Aus Kostengründen kann kaum einmal eine (sehr) aufwendige Untersuchung gemacht werden, um Durchlässigkeitsbeiwerte, Abstandsgeschwindigkeiten und die Unterschiede in der Verbreitung der Deckschichten genauestens zu untersuchen. Hier kann eine breite, oft aus sehr speziell wissenschaftlichen Quellen gespeiste geologische Analyse und Begründung bei einer wirtschaftlich sinnvollen Flächenabgrenzung der Schutzgebiete helfen und immense Kosten sparen. Wir denken hier vor allem an die in den letzten Jahrzehnten entstandenen quartärgeologischen Kartierungen und Sedimentanalysen aus unserem geographischen Arbeitsgebiet (vorwiegend Oberösterreich).

Viele Geschäftsfälle bezogen sich auf die Erstellung von Einreichunterlagen für Wasser-Wasser-Wärmepumpen, die die Entwärmung von Grundwasser als Grundlage haben (kurz Grundwasserwärmepumpen). Von der voraussichtlichen Funktionstüchtigkeit in Abhängigkeit des Grundwasserdargebotes über Hinweise

zur geologisch-technisch einwandfreien Ausschreibung der Brunnenbauarbeiten können hier von Geologen wichtige und kostengünstige Beiträge geleistet werden. Diese münden in der Möglichkeit, als Träger einer Befugnis für Technische Büros oder als Ziviltechniker Gesamtprojekte einzureichen, deren Untergrunddaten mit angemessenem finanziellen Aufwand und trotzdem umfassend erarbeitet werden können. Damit war für die Amtssachverständigen, die für den Grundwasserschutz zuständig sind, auch die Schutzwirkung oft ohne kostspielige Untersuchungen feststellbar und nachvollziehbar. Die Grundwasserwärmepumpen sind vielleicht die exotischsten Beispiele für eine umfassende Anwendung der Geologie in der Wirtschaft. Es konnte durch die Bearbeitung von etwa eintausend solcher Projekte erreicht werden, daß bereits bei der Verwertung der geologischen Karte treffsichere Prognosen über die grundsätzliche Möglichkeit solcher Anlagen, den Standort des Entnahme- und Versickerungsbrunnens, und auch über (hydro)geologische Einflüsse auf Wirkungsgrad sowie Bau- und Bohrkosten möglich sind.

Traditionell dagegen ist die Anwendung geologischer Denkweisen, Daten und Methoden bei der Beurteilung von Baugrundstücken. Was jedoch die Anregungen von Herrn Prof. MOSTLER bereits vorhergesehen haben und zu Beginn der 70er Jahre noch nicht üblich war, ist die Anwendung der Baugeologie auch für kleine Bauvorhaben. Aufgrund der Erfahrungen bei Trassenbeurteilungen der verschiedensten Art und bei vielen Baugrundgutachten entwickelt sich in Oberösterreich nun auch die Anwendung von baugeologischen Gesichtspunkten bereits im Flächenwidmungsplan (1:5 000) und bei der Sicherung von Naturräumen, z.B. für Grundwasserreserven. Die Ausweisung von Schutz- und Vorbehaltsflächen in Zusammenarbeit mit dem Geologen erstreckt sich auf Gemeinde-, Bundes- und Landesebenen und betrifft nicht nur Grundwasser, Bauland, Erholungsgebiete, Natur- und Landschaftsschutzgebiete. Auch geologisch geeignete Flächen für Abfalldeponien und Kompo-

stieranlagen sollten durch Vorbehaltsflächen gesichert werden.

Dies ist ein besonderer Fall der Anwendung der vielfältigen geologischen Möglichkeiten, nämlich die Suche nach geologisch geeigneten Standorten für Abfalldeponien und deren Sicherung in Raumordnungskonzepten. Hier trifft sich die Anwendung der Hydrogeologie, Bau- und Ingenieurgeologie und der Bodenmechanik mit umweltgeologischen Fragen (Einwirkung auf Boden und Grundwasser).

Das Erkennen und Aufgreifen von Anwendungsmöglichkeiten der Geologie in Wirtschaft und Gesellschaft ist in der Lehrtätigkeit von Herrn Univ.-Prof. Dr. Helfried MOSTLER ganz besonders gefördert worden. Dazu gehört vor allem, daß er uns die Scheu davor genommen hat, die akademischen Sphären mit dem kleinsten praktischen Anlaß zu verbinden. Das wurde sicher auch dadurch ermöglicht, daß die Ausbildung am Innsbrucker Institut immer auch eine gewisse Lebensfreude, persönliche Kontakte, und eine stete Verbindung oder besser gesagt eine nie praktizierte Trennung von akademischem Leben und den allgemeinen Lebenssituationen zur Grundlage hatte.

Dies wirkte sich vor allem darin aus, daß immer die Notwendigkeit einer flexiblen und konstruktiven Arbeit mit dem Auftraggeber selbstverständlich war, ohne dabei fachliche Erkenntnisse, weit-sichtige Planungsvorhaben der Behörden oder auch eigene menschliche Grundsätze einzuschränken oder zu beugen. Auch eine Kultur des Miteinander der Fachleute aus der Geologie hat uns der Jubilar mitgegeben. Und dieser Punkt führt uns zu einem aktuellen Anlaß, der bereits im Titel angesprochen ist, zum sogenannten „Geologenerlaß“. In verschiedenen Gruppen und bei mehreren Personen stellt sich die Frage, warum nun vom Bundesministerium für Wirtschaftliche Angelegenheiten mit dem Erlaß vom 5. Mai 1993 mit der Zahl 800.040/5-VI/a/93 auf die Einschaltung eines zusätzlichen Geologen beim Tunnelbau Wert gelegt wird. Es heißt näm-

lich dort unter dem Punkt 3.2. auf Seite 4 im Abschnitt 3 über „Tunnel“:

„Analog zu Punkt 1.2. sind bei Tunnels die technischen Auswirkungen des geologischen Gutachtens im Leistungsverzeichnis betreffend die Gebirgsgüteklassenverteilung und die damit im Zusammenhang stehenden Regelstützmaßnahmen durch einen bisher nicht befaßten, von d.o. beauftragten Geologen zu überprüfen.“

Nun sind in unserem Büro bereits mehrere solcher „Prüfgeologieaufträge“ in Bearbeitung. Dabei haben sich mehrere Probleme aufgetan, die zu verschiedenen Lösungsansätzen geführt haben. Zum ersten ist einsichtig, daß eine sogenannte „Prüfgeologie“ in Anlehnung an Vorgangswesen, wie sie einer Prüfstatik zugrunde liegen, aus mehreren Gründen schlecht möglich ist. Da ist einmal der Umstand zu nennen, daß durch die Schwerpunktsetzung bei geologischen Methoden, das Fehlen des direkten Einblickes in die Aufschlüsse, die Bewertung von Bohrungen während des Bohrvorganges und ähnliches eine nachträgliche Beurteilung einer Projektgeologie nur durch die vorgelegten Unterlagen und die vorhandenen Bohrproben nicht in dem Ausmaß möglich ist, daß die Projektgeologie 1:1 nachvollziehbar wäre. Schon gar nicht erscheint es uns möglich, dem im oben zitierten Punkt 3.2. gerecht zu werden, wonach der „Prüfgeologe“ die Projektgeologie soweit zu überprüfen hätte, daß er auch die Gebirgsgüteklassenverteilung – wie sie dort dann angegeben wird – mit der eigenen Verantwortung und den versicherungstechnischen Konsequenzen bestätigen könnte.

Neben diesen fachlichen Hintergründen, die für geologische Entscheidungen immer auch direkte Kontakte des Sachbearbeiters – auch des „Prüfgeologen“ – mit der jeweils ausgeführten Methode und den Untersuchungsvorgängen voraussetzt, hat sich auch folgendes als Problem erwiesen: Die gesamte geologische Bearbeitung orientiert sich zwar an zahlreichen Hinweisen in der RVS und anderen Richtlinien über Art und Umfang der geologischen Untersuchungen für

Tunnelbauten, sie ist aber insgesamt – wie die Praxis beweist – trotzdem sehr von der Persönlichkeit des Bearbeiters geprägt. Dies muß hervorgehoben werden, da es sich um Tatsachen handelt, die in der Praxis leicht einsehbar sind, auch wenn in den meisten Fällen doch sichergestellt ist, daß die Kernnotwendigkeiten der Bearbeitung einer Geologie für ein Tunnelprojekt bei aller persönlichen Färbung meist gewahrt sind oder jedenfalls gewahrt sein sollten.

Es bleibt jedoch ein mehr oder weniger großer Unterschied in der Setzung von Schwerpunkten bei bestimmten Methoden, die von verschiedenen Personen verschieden gewichtet werden. So zum Beispiel die Frage einer Luftbildauswertung, die Frage der notwendigen Breite der geologischen Kartierung entlang der Tunnelachse und andere Beispiele mehr. Aufgrund dieser Unterschiede in den Bearbeitungsumfängen und der Setzung von methodischen und inhaltlichen Schwerpunkten bei der Erstellung von geologischen Prognosen für Tunnelprojekte ist es nahezu unmöglich, eine bereits fertiggestellte Geologie nachträglich sozusagen zu überprüfen und einen Prüfgutachter zu finden, der auch nur die Chance hat, ohne Verbesserungsvorschläge, Veränderungsvorschläge und damit ohne komplizierte organisatorische Fragen die vorgelegten geologischen Ergebnisse „überprüfen“ zu können.

Es hat sich bei einigen Tunnels am Traunsee und in weiteren Gebieten Oberösterreichs bewährt, aus der sogenannten „Prüfgeologie“ eine „Begleitgeologie“ zu machen. Das heißt, es wird bereits zu Beginn der Arbeiten des Projektgeologen ein Geologe bestimmt, der die Arbeiten begleitet. Und zwar deswegen, weil der Begleit- oder Kontrollgeologe während der gesamten Arbeiten zur Projektgeologie mit dem betreffenden Geologen in Kontakt ist, bei den Bohrungen beigezogen wird, die methodischen Vorgangswesen und die Schwerpunkte in den Bearbeitungen mit beeinflussen kann. Auf diese Weise entsteht eine Projektgeologie, die der Prüfgeologe durch die vorangegangene ständige Beglei-

tung des Projektsgeologen sehr wohl nachvollziehen und der er schließlich zustimmen kann. Damit erhält der Auftraggeber geologische Prognosen und Bearbeitungen von Tunnelprojekten, die sich nicht auf Arbeitsmethode und Umfang und wohl auch auf die Fehlermöglichkeit eines einzelnen beziehen: Die geologische Tunnelprognose ist vielmehr objektiviert und kontrolliert im Sinne des Erlasses.

Diese Vorgangsweise hat noch einen anderen großen Vorteil: Erfahrungsgemäß kommt die geologische Arbeit bei der Erstellung von Tunnelbauprojekten aus den verschiedenen Richtungen in der letzten Zeit stark unter Druck. Da ist einmal der vielzitierte Geist der Zeit, der immer weniger Zeit für einzelne Arbeiten zuläßt (angeblich). Das trifft sowohl für Geologen zu, die ihre Tunnelgeologie selber als Bürovorstände ausarbeiten, als auch für die Zeit, die man angestellten Geologen läßt, um Tunnelbauprojekte zu bearbeiten. Hier kann der Begleitgeologe sowohl auf den Auftraggeber als auch auf den bearbeitenden Geologen einwirken.

Auch hat die Erfahrung der letzten Jahre gezeigt, daß offensichtlich von mancher Bauherenseite oder auch von einzelnen Bearbeitern auf unbedingt notwendige Bohrungen, Zeitaufwände oder Untersuchungsstufen bei der Erkundung der Geologie von Tunnelbauwerken verzichtet wird. Hier ist es dem Begleitgeologen leicht möglich, Standards und Forderungen einzubringen, an denen er nicht unmittelbar verdient, da er mit der Ausweitung der Bearbeitungen seinen Auftrag nicht oder nur geringfügig vergrößert. Hier kann der Begleitgeologe für den Projektsgeologen eine große Hilfe darstellen, unverzichtbare Zeitaufwände, Untersuchungsschritte und Bohrungen durchzusetzen. Es sei nämlich darauf ausdrücklich hingewiesen, daß in der letzten Zeit Kritik an geologischen Prognosen geübt wurde, bei denen der Verzicht auf Bohrungen, unzulänglicher Zeitaufwand für geologische Kartierungen (vor allem für geologische Kartierungen!) usw. als Erklärungen für Mängel in der Projektsgeologie

herangezogen werden. Es erscheint uns, daß diese Erklärung des Mangels der Projektsgeologie auch tatsächlich in Einzelfällen zutrifft, und wir haben die Erfahrung gemacht, daß ein „Begleitgeologe“ im Sinne des sogenannten Geologenerlasses – wie oben beschrieben – den Projektgeologen sehr gut und stark dahingehend unterstützen kann, daß der tatsächlich notwendige Standard der geologischen Arbeiten auch erreicht werden kann und vom Bauherren finanziert wird.

Diese Einschaltung von bereits zwei Geologen in der Projektierungsphase verhindert einander mehr oder weniger diametral gegenüberliegende Standpunkte bei einer nachträglichen „Prüfung“ der Projektsgeologie und die daraus folgenden Konsequenzen eines sehr schlechten Images der Geologen oder organisatorischer Probleme für die Bauausführung oder damit zusammenhängende rechtliche Probleme.

In der Zusammenarbeit dieser beiden Geologen ist eine persönliche, menschliche und fachliche Offenheit und ein konstruktives Zusammenwirken notwendig, von dem wir glauben, daß es gerade am Institut des Jubilars als Grundlage für die in der Wirtschaft tätigen Geologen in der Ausbildung mitgegeben wird.

Dieser Grundeinstellung fachlicher und menschlicher Natur kommt gerade im Tunnelbau mit seiner komplexen Wechselwirkung zwischen der Natur, den erkannten geologischen Verhältnissen der Bauausführung und der meist mit viel Geld verbundenen Abrechnung oder auch Nachforderung große Bedeutung zu. Insbesondere dann, wenn bei einem Projekt nicht nur ein Projektsgeologe, ein „Prüfgeologe“ im Sinne des „Geologenerlasses“, sondern auch ein Schiedsgeologe für die Entscheidung von Streitfragen eingeschaltet wird. Für die Frage der Einschaltung eines Schiedsgeologen hat sich aus der Anwendung des „Geologenerlasses“ in mehreren Projekten, die von unserer Bürogruppe bearbeitet werden, eine sehr praktikable Methode herausgebildet, nämlich der Kontakt mit

dem Schiedsgeologen bereits vor Baubeginn und die Abstimmung sämtlicher Arbeitsschritte der Dokumentation, für die ja ein weiterer Geologe eingeschaltet ist, mit dem Schiedsgeologen. Dies reicht von der Erstellung der Aufnahmeprotokolle über regelmäßige gemeinsame Begehungen und gemeinsame Einblicke in die noch nicht versiegelten und damit später nicht einsehbaren Gesteinsbereiche. Auch eine gemeinsame Bestätigung der jeweils bis zum Begehungstag erfolgten Dokumentationen hilft sehr, nachträgliche Diskussionen über die tatsächlich im Tunnel angetroffene Geologie zu vermeiden. Hier möchten wir den Herren von den Abteilungen für Straßenplanung und -neubau des Amtes der OÖ Landesregierung danken, die die Arbeit von bis zu vier Geologen an einem Projekt ermöglichen.

Wenn man nun davon ausgeht, daß in manchen Tunnelprojekten ein Projektsgeologe, ein Prüfgeologe, ein Geologe für Dokumentationen und ein Schiedsgeologe eingeschaltet werden, so ist leicht einsehbar, daß einer fachlich und menschlich fundierten und konstruktiven Umgangsweise in der angewandten Geologie große Bedeutung zukommt. Sonst entsteht ein heillooses Chaos fachlicher und menschlicher Divergenzen zum Schaden aller (dies soll auch schon manchmal vorgekommen sein).

Um den Kreis zur Einleitung zu schließen, möchten wir uns beim Jubilar und bei allen Mitarbeitern des Geologischen Institutes in Innsbruck bedanken, daß uns beim Studium, bei der Betreuung von Dissertationen und den langjährigen Kontakten bei der Zusammenarbeit mit der Universität und bei Anfragen von unserer Seite

eine fachliche und menschliche Grundlage vermittelt wurde, um mit einer Anwendung der Geologie in Wirtschaft und Gesellschaft unseren Lebensunterhalt verdienen zu können. Unausgesprochen oder auch nach Analyse und mit einleuchtenden Begründungen konnten wir am Institut in Innsbruck erfahren, daß gesellschaftliche, menschliche und fachliche Dimensionen in der Angewandten Geologie so eng miteinander verbunden sind, daß praktikable und umsetzbare Vorschläge und oft sogar Ergebnisse ohne ausreichende Berücksichtigung einer dieser Dimensionen nicht zustandekommen.

Wir wünschen Herrn Univ.-Prof. Dr. Helfried MOSTLER noch viele Jahre stressfreie geologische Arbeit zu seinem persönlichen Nutzen, zum Nutzen seiner Studenten und Mitarbeiter und zum Vorteil der Forschung und der Anwendung der Geologie in Österreich.

Unterlagen:

Allgemeine bautechnische Angelegenheiten; geotechnische Maßnahmen.- Bundesministerium für wirtschaftliche Angelegenheiten, GZ:800.040/5-VI/A93, Wien 1993

Anschrift der Verfasser:

Dr. Peter Baumgartner, Dr. Walter Friedel, Dr. Roman Lahodynsky, Mag. Günter Moser, Büros für Geologie, Im Winkl 7, A-4801 Traunkirchen, Austria.

Manuskript eingegangen: 1. Februar 1995