

Neue Poriferen aus oberkambrischen Gesteinen der Milaformation
im Elburzgebirge (Iran)

von H. Mostler & A. Mosleh-Yazdi⁺⁾

Zusammenfassung

Die Milaformation bei Fashand (nördlich von Karadj im Elburzgebirge, Iran) wurde sowohl lithologisch, als auch stratigraphisch aufgegliedert. Über dem unterkambrischen Lalunsandstein folgt eine Dolomit-Serie des Mittelkambriums, die von sechs lithologischen Einheiten oberkambrischen Alters überlagert wird. Die Alterseinstufung wurde mit Hilfe von Megafossilien und Conodonten vorgenommen. In der höchsten der sechs lithologischen Einheiten vollzieht sich bereits der Übergang vom Kambrium zum Ordoviz; die beiden darauffolgenden Serien sind demnach in das tiefere Ordovizium zu stellen.

Die massenhaft auftretenden Poriferenspiculae sind auf die tiefere und höhere Fragmentkalk-Sandstein-Serie beschränkt. Aus diesem Grunde wurden die beiden Serien einer näheren Untersuchung, speziell in mikrofazieller und mikropaläontologischer Hinsicht, unterzogen. Die vielen Poriferenspiculae setzen sich zum überwiegenden Teil aus hexactinen bzw. vom Hexactin abzuleitenden Nadeln zusammen. Daneben treten noch pentactine (Anatetraene etc.) und tetractine (Oxytetractin, Caltrop) Spiculae auf.

Stark "angeschwollene" hexactine Nadeln in Verbindung mit zwei weiteren modifizierten Sechsstrahlern wurden einer neuen Gattung zugeordnet (*Rigbyella ruttneri* n. gen. n. sp.). Sie gehören wahrscheinlich einer neuen Familie der Hexactinellida an.

Massenhaft verbreitet sind in den Fragmentkalken die Nadeln heteractinider Poriferen. Es handelt sich um Vertreter der Gattungen *Chancelloria*, *Archiasterella* und *Eiffelia*; zwei neue *Chancelloria*-Arten wurden aufgestellt. Im Zuge der Poriferenbearbeitung mußte die bisherige Reichweite der Gattungen *Archiasterella* und *Eiffelia* eine Revision erfahren; die bisher auf das Unterkambrium beschränkte Gattung *Archiasterella* reicht bis zur Kambrium/Ordoviz-Grenze, *Eiffelia*, bisher nur aus dem Mittelkambrium bekannt, reicht ebenfalls bis an den Top des Kambriums.

⁺⁾ Anschriften der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck; Dr. Ali Mosleh-Yazdi, Baharestan Square, Nezamieh Kuche 72, Teheran, Iran

Schirmförmige Spiculae unsicherer systematischer Stellung wurden im höchsten Kambrium, im Kambrium/Ordoviz-Grenzbereich und basalen Ordoviz nachgewiesen (*Nabaviella elegans* n. gen. n. sp. und *Nabaviella ? triradiata* n. gen. n. sp.).

Summary

The Milaformation near Fashand (in the north of Karadj, Alborz-Mountains, Iran) was subdivided as well lithologically as stratigraphically. Above the Lower Cambrian Lalun-sandstone follows a dolomite-member of the Middle Cambrian, which is overlaid by six lithological members of Upper Cambrian/Lower Ordovician age.

The enormously arising sponge spicules are bound to the lower and higher "Fragmentkalk-Sandstein-Serie". Chiefly they consist of hexactine needles. Also pentactine and tetractine spicules are abundant.

Unusually swollen hexactine needles in connexion with two modified hexactine spicules were appointed to a new genus (*Rigbyella ruttneri* n. gen. n. sp.). Probably they belong to a new family of Hexactinellida.

Heteractinid sponges appear numerously: *Chancelloria*, *Archiasterella* and *Eiffelia*. Two new *Chancelloria*-species were described. The genera *Archiasterella* and *Eiffelia* reach up to the top of the Upper Cambrian.

Umbrella-needles of uncertain systematic position were established in the Upper Cambrian, the Cambrian/Ordovician boundary and the basal Ordovician (*Nabaviella elegans* n. gen.n.sp. and *Nabaviella ? triradiata* n.gen.n.sp.).

Inhalt

1. Einleitung
2. Profilübersicht und kurze Erläuterung
3. Beschreibung der poriferenführenden Sedimente
4. Zur Altersstellung der Fragmentkalk-Serien
5. Kurze Beschreibung der Poriferenspiculae
6. Systematische Beschreibung
7. Zur stratigraphischen Verwertbarkeit der im Kambrium beobachteten Poriferenspiculae

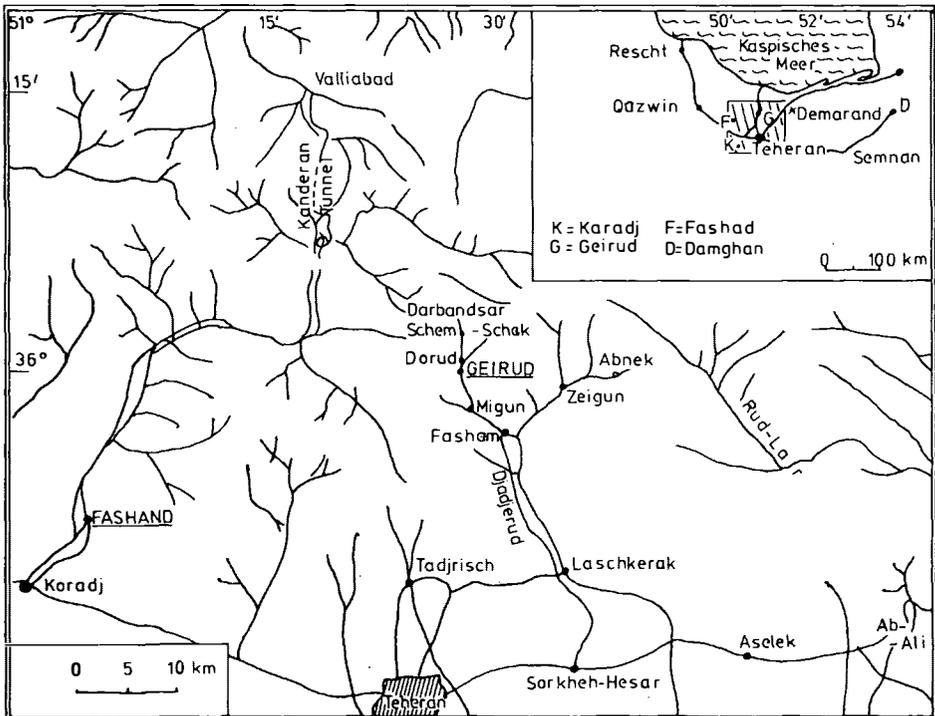
Literaturnachweis

Tafelerläuterungen

1. Einleitung

Im Zuge mikrofazieller und mikropaläontologischer Untersuchungen, die sich insbesondere mit kambrischen Karbonatgesteinsfolgen befaßten, fanden die Verfasser sehr viele Poriferen-Skelettelemente. Besonders reichhaltige Poriferenfaunen konnten aus den höheren Profilabschnitten der Milaformation herausgelöst werden. Solche sind nicht nur innerhalb der Milaformation recht häufig, sondern finden sich auch in mittel- bis oberkambrischen Schichtfolgen des Gebirgszuges zwischen Kerman und Isfahan, wie einer der Verfasser (MOSTLER) feststellen konnte. Besonders häufig, manchmal sogar gesteinsbildend, sind sie im Elburzgebirge in der Nähe der Ortschaft Fashand (siehe Abb. 1), 90 km nordwestlich von Teheran. Aus diesem Grunde wurde das Profil Fashand für diese Studie ausgewählt.

Die Milaformation, nach dem Typ-Profil am Mila-Kuh westlich Dangan benannt (STÖCKLIN, RUTTNER & NABAVI 1964), wurde seinerzeit lithostratigraphisch in fünf Einheiten (member) aufgliedert. Man vermutete im basalen member ein mittelkambrisches Alter, während das höchste Schichtglied bereits dem basalen Ordovizium zugeordnet wurde. Mittlerweile verfügt man über mehr paläontologische Daten, die es uns erlauben, auch das Profil von Fashand zeitlich besser in den Griff zu bekommen. Der Lalunsandstein, der die Milaformation unterlagert, konnte, entgegen früherer Meinungen, endgültig in das Unterkambrium eingestuft werden. Das member 1 der Milaformation ist nach R. WOLFART (1973: 350) ins mittlere Kambrium einzuordnen (siehe



dazu auch B. KUSCHAN 1974). Im Profil Fashand (Abb. 2) entspricht die lithologisch recht analog entwickelte, 146 m mächtige Dolomitserie dem member 1 und somit dem mittleren Kambrium. Die darauffolgenden Serien (2-7) sind in das Oberkambrium zu stellen, ausgenommen der hangendste Abschnitt der Serie 7, der bereits zum basalen Ordovizium aufgrund unserer Conodontenuntersuchungen überleitet. Um dem Leser einen kurzen Überblick über die gesamte Profilabfolge zu vermitteln, sollen die auf Abb. 2 festgehaltenen Serien kurz besprochen werden.

2. Profilübersicht und kurze Erläuterung

Das Profil von Fashand wurde von N. SIEBER 1970 im Zuge von Kartierungsarbeiten entdeckt und auch lithostratigraphisch gegliedert. Die bei der Profilaufnahme uns leitenden mikro-faziellen Gesichtspunkte haben eine von SIEBER abweichende Gliederung ergeben.

2.1. Dolomit-Serie (146 m)

Über den weißen hangendsten Sandsteinen (Topquarzite des Lalunsandsteinkomplexes) entwickelt sich ein Sandstein mit dolomitischem Bindemittel, in dem sich zum Teil der Dolomit bereits zu Dolosparit-Arealen konzentriert. Unter Mitanolieferung von toniger Substanz entstehen nun die ersten sandigen, zum Teil schon siltigen Dolomitmergel, die rauhwackenähnlich anwittern. Die Sandschüttung läßt plötzlich nach und es entstehen die ersten reinen Dolomite, die meist eine deutliche Laminierung aufweisen, wenn sie nicht aus arenitischen bis ruditischen Komponenten aufgebaut werden, wie dies zwischendurch immer wieder vorkommt.

In den mittleren und höheren Abschnitten der Dolomitserie wird erstmals Fossildetritus erkennbar und in der Folge wechsellagern nun Dolomitbänke, bestehend aus Biogendetritus, mit solchen aus Stromatolithrasen. Gegen das Hangende zu setzen wiederum sandige Schüttungen ein; die sandigen Dolomitmergel sind zum Teil sehr stark durchwühlt. Ein Charakteristikum der laminierten Dolomite sind Kieselknauer bzw. bis zu 1 cm dicke SiO_2 -Bänder. Ihre Entstehung konnte bisher noch nicht geklärt werden.

Die Gesteine der Dolomitserie wurden also zunächst noch von der auslaufenden klastischen Schüttung beherrscht und erst im Laufe der Zeit konnten sich reine karbonatische Flachwassersedimente herausbilden, wie etwa laminierte Dolomite, die noch in einem etwas übersalzten Milieu entstanden. Mit Annäherung an normale Salinitätsverhältnisse war auch eine erste Besiedlung durch eine Reihe von Biogenen möglich. Gleichzeitig verbesserte sich auch der Grad der Durchlüftung, wie die umkrusteten Komponenten einzelner Dolomitbänke zeigen. Gegen Ende der Serie stellten sich wieder schlechte Lebensbedingungen ein, die auch prompt zum Erlöschen der erst zuvor entstandenen Organismen führten.

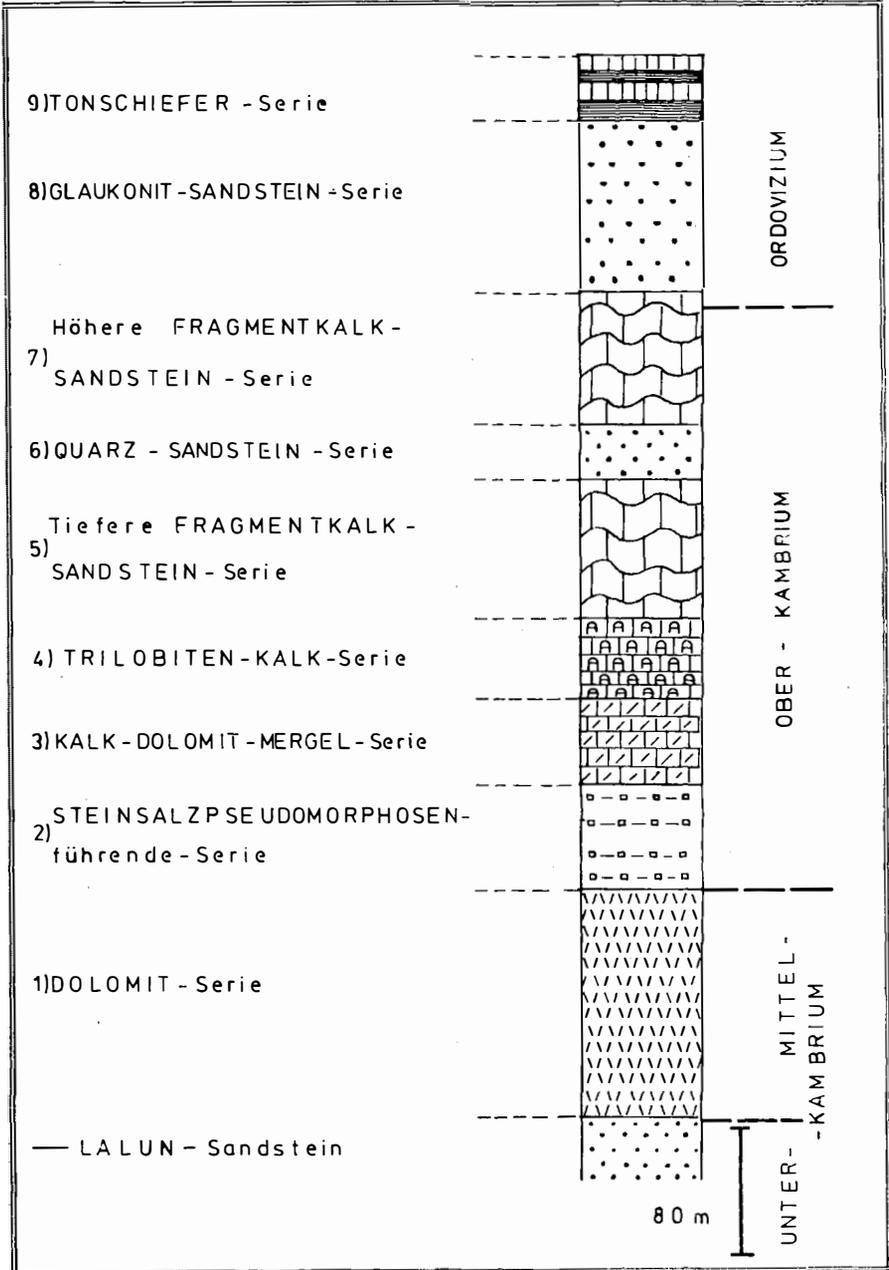


Abb. 2: Gliederung der Milaformation im Profil Fashand (Elburzgebirge)

2.2. Steinsalzpseudomorphosenführende Serie (67 m)

Über den letzten Dolomitmergeln der Dolomit-Serie setzen zellig struierte Dolomite ein, die an den Bankoberflächen Steinsalz-pseudomorphosen führen. Die ganze Serie besteht praktisch nur aus einer Wechsellagerung von laminierten Dolomiten mit steinsalzpseudomorphosenführenden Dolomitmergeln, die zum Teil auch Trockenrisse aufweisen. Dazwischen treten hin und wieder Dolomite mit LF-Gefügen auf.

Das übersalzene Milieu, das sich schon in der höheren Dolomitserie andeutete, verstärkte sich noch etwas. Die Stromatolithen, Trockenrisse und LF-Gefüge sprechen für allerflachstes Wasser bzw. zeitweises Trockenfallen.

2.3. Kalk-Dolomitmergel-Serie (156 m)

Die schon in Serie 2 angedeutete rhythmische Sedimentation (Dolomitmergel mit Steinsalzpseudomorphosen im steten Wechsel mit laminierten, z.T. IF-führenden Dolomiten) setzt in der Serie 3 fort. Jeder Rhythmus beginnt mit einer Dolomitmergel-Sedimentation, gefolgt von gut gebankten Stromatolithen-führenden Dolomiten, worauf Komponentenkalke bzw. Kalkoolithe folgen, um schließlich von geringmächtigen sterilen Dolomiten abgeschlossen zu werden. Die Komponentenkalke (Fossil detritus) weisen aufgrund ihrer faunistischen Zusammensetzung und der Entstehung von Ooiden auf sauerstoffreiches, turbulentes Flachwasser hin.

2.4. Trilobitenkalk-Serie (51 m)

Wenn man den basalen Teil dieser Serie studiert, hat man das Gefühl, daß der Sedimentationsraum nun endgültig jenem des dauernden Subtidals angehört, wie die biogenreichen Kalke (Brachiopoden; Trilobiten, Echinodermaten) zeigen. Doch im mittleren Abschnitt der Schichtfolge setzen überraschenderweise biogenfreie (sterile) Dolomite mit Hohlraumgefügen ein, die im Hangenden von einer 30 cm mächtigen Crinoidenbank (plötzliche Crinoidendetritus-Schüttung) abgelöst werden, gefolgt von Dolomitmergeln, über denen wiederum Bioarenite und -rudite bis zum Top dieser Serie reichen.

2.5. Tiefere Fragmentkalk-Sandstein-Serie (90 m)

Sandige Filamentkalke mit knolligen Bankoberflächen (reich an Trilobiten); dazwischen grüngraue bis graue mergelige Tonschiefer bis Tonmergel (eine ausführlichere Besprechung erfolgt im nächsten Kapitel).

2.6. Quarz-Sandstein-Serie (35 m)

Die Serie beginnt mit Konglomeraten bis Breccien (es handelt sich also um richtige Aufarbeitungsprodukte), wobei wiederum ein sehr hoher Anteil an Glaukonit zu beobachten ist. Manchmal scheint es, als ob der Glaukonit das Bindemittel der Konglomerate darstellt. Darüber setzen karbonatführende Sandsteine ein, die von bankigem Dolomit überlagert werden. In diesen schalten sich zunächst allmählich dolomitische Quarzite ein, die dann von mächtigen Glaukonit-Quarziten überlagert werden.

Nur einmal wird diese Folge von einer Lage von Fragmentkalcken

unterbrochen, die das Hangende der Quarzite darstellen (rund 20 m sind glaukonitarm bis glaukonitfrei). Nur die letzten 4 m bestehen aus Glaukonit-Quarziten.

2.7. Höhere Fragmentkalk-Sandstein-Serie (86 m)

Sandige Fragmentkalke, knollig herauswitternd, in Wechsellagerung mit grüngrauen bis grauen Tonschiefern und Kalklagen, wobei einzelne Kalbänke reich an Trilobiten und "Obolus" sind.

2.8. Glaukonit-Sandstein-Serie (114 m)

Diese Serie ist relativ eintönig entwickelt, d.h. sie setzt sich im unteren Teil im wesentlichen aus glaukonitführenden Sandsteinen (untergeordnet) und vor allem aus sitligen Schiefern mit Quarzit und Sandsteineinlagerungen zusammen. Der höhere Anteil wird nur aus eintönigen Glaukonit-Quarziten aufgebaut.

2.9. Tonschiefer-Serie (40 m)

Die Glaukonit-Sandstein-Serie wird abrupt unterbrochen; darüber folgen siltige Tonschiefer mit Graptolithen, in denen nur sehr spärlich dünne Karbonatlagen eingeschaltet sind. Diese Karbonatlagen sind sehr biogenreich, wobei besonders Brachiopodenschill auftritt; einzelne Lagen sind auch sehr reich an Orthoceren, es handelt sich hier also bereits um eine ordovizische Serie. Die fossilreichen Kalke werden zu 10-20% aus Silikatdetritus aufgebaut. Die Biogene setzen sich aus Brachiopoden (relativ dickschalig), Orthoceren, Echinodermaten und Trilobiten zusammen.

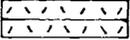
3. Beschreibung der poriferenführenden Sedimente

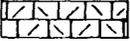
Sämtliche im Profil von Fashand angetroffenen Poriferen-Skelettelemente stammen aus Fragmentkalcken. Diese Fazies muß einen besonders günstigen Einfluß auf die Poriferenentwicklung gehabt haben. Denn, obwohl ab der Kalkdolomitmergel-Serie biogenführende Kalke auftreten, die sowohl von der Fazies her (Flachwasser), als auch zeitlich gesehen zumindest Vertreter der Gattungen *Allonia*, *Chancelloria* und *Archiasterella* führen sollten, fehlen diese. Chancelloriida sind durchwegs Flachwasserbewohner und dies ist weltweit nachgewiesen. Nach ZURAVLEVA & KORDE (1968: 27) sollen die Chancelloriida in tonigen Schichten, aber auch in der typischen Trilobitenfazies so gut wie nicht vorkommen; dies würde sehr gut mit unseren Beobachtungen übereinstimmen. Auch bei den von FUCHS & MOSTLER 1972 aus der Hazira-Formation (Niederer Himalaya) nachgewiesenen Chancelloriida handelt es sich um Flachwasserablagerungen. Mittlerweile liegen aber bereits Beobachtungen vor, daß eine Gruppe der Chancelloriida sich auch tiefere Meeresbereiche mit schlammigen Böden erobert hat.

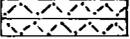
3.1. Tiefere Fragmentkalk-Sandstein-Serie (Abb. 3 und 4)

Zur Namensgebung sei kurz folgendes angeführt: Durch spätdiagenetische Lösungsvorgänge kommt es zu einer Anlösung der Kalkknollen, durch in der tonig-siltigen Matrix sprossende Dolomitrhomboeder, wobei eine lappige Begrenzung der ehemaligen Knollen entstand. An dieser Grenze kam es in der weiteren Folge zu Drucklösungen bzw. zur Styrolithenbildung und somit zu einer Überprä-

DOLOMITE: 

 laminiert

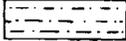
 gebankt

 sandig

 rauhwackoid

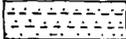
 kalkig

siltige SANDSTEINE bzw. QUARZITE

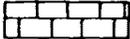
 siltige Schiefer

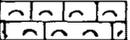
 Sandsteine

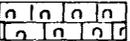
 Quarzite

 schieferige Quarzite

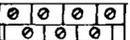
 Konglomerate

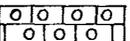
KALKE: 

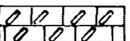
 fossildetritusführend

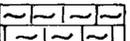
 Stromatolithen

 trilobitenführend

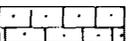
 ooid-, oncoïdführend

 komponentenführend

 Resedimente
intraform. Breccie

 wurstelig (vermicular)

 knollig

 sandig

tonig-mergelige Gesteine:

 Ton-Tonmergel (z.T. Schieferung)

 Mergel

 Dolomitmergel

-  Kieselknauer
-  Steinsalzpseudom.
- Ba Baryt
- Fe Eisen
-  Glaukonit
-  Diabasgang
-  Brachiopoden
-  Crinoiden
-  Orthoceren

Abb. 3: Legende zu den Profilen

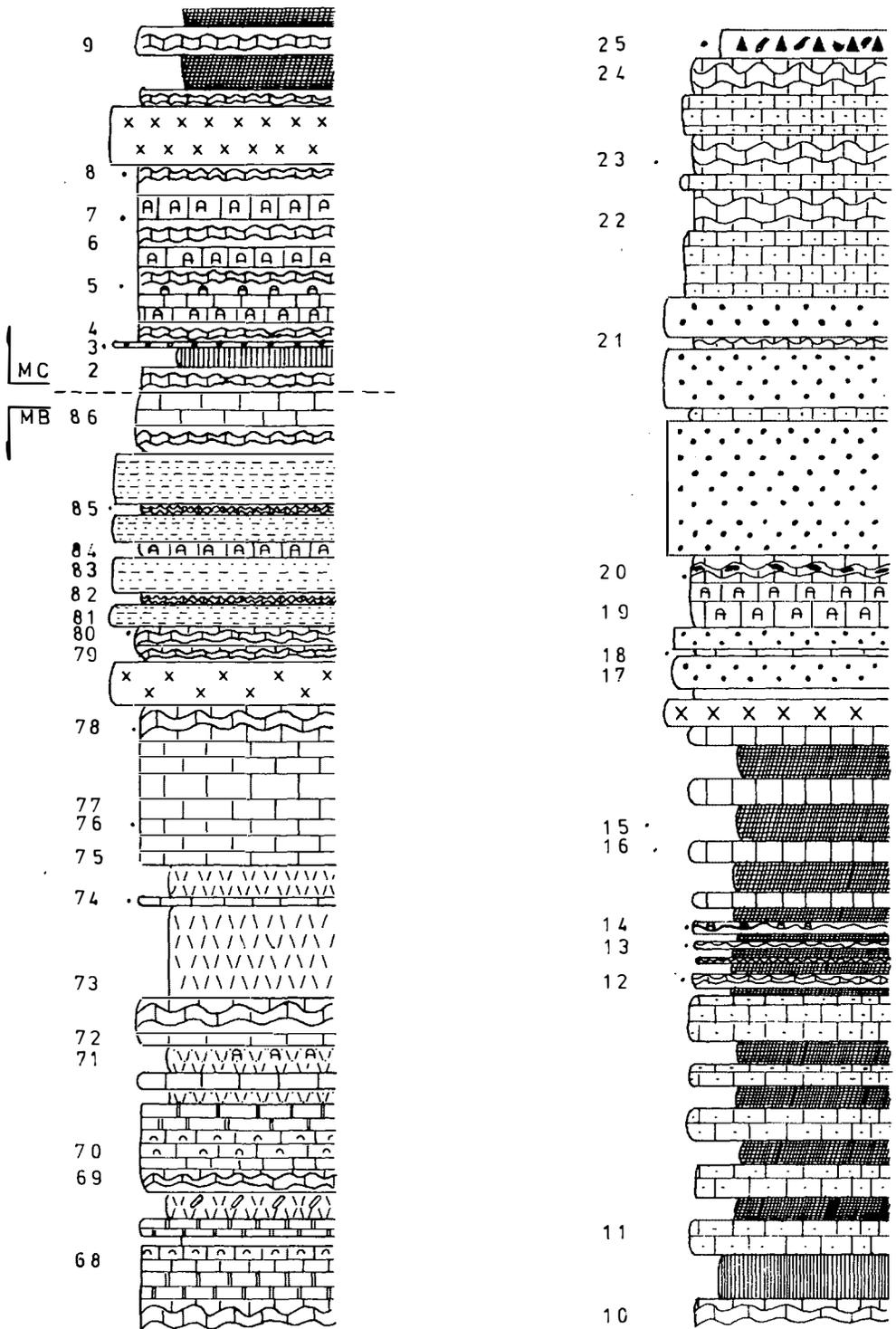


Abb. 4: Tiefere Fragmentkalk-Sandstein-Serie (90 m). - MB68-86, MC2-25

gung der Kontakte. Im Endeffekt entstanden also unregelmäßige Kalkfragmente, die zur Bezeichnung Fragmentkalk Anlaß gaben.

3.1.1. Profilbeschreibung

Typisch für diese Serie sind einerseits die knolligen Fragmentkalke, andererseits die z.T. geringmächtigen Sandsteineinschaltungen. Die Basis der Serie wird mit knolligem Fragmentkalk eingeleitet, gefolgt von dolomitischen Kalken und fossildetritusführenden Kalken. Diese Folge leitet über eine geringmächtige Dolomitmergellage in dolomitische Kalke bzw. Dolomite mit Resedimenten über. Darüber beginnt ein zweiter, sehr ähnlich ablaufender Zyklus, der wiederum mit knolligen Fragmentkalken beginnt und mit Dolomiten z.T. etwas sandig endet. Der dritte Zyklus beginnt nun entweder wie bisher mit knolligem Fragmentkalk oder mit einer geringmächtigen Bank von Bioareniten. Darüber folgen gebankte Dolomite, in die sich dünngebankte Bioarenite einschalten können. Diese geringmächtigen Bänke sind bereits stark durch Quarz- und Glimmerdetritus beeinflusst. Die vierte Folge beginnt auch mit Fragmentkalken, die reich an Trilobitenbruchstücken und Schwammspiculae sind.

3.2. Höhere Fragmentkalk-Sandstein-Serie

3.2.1. Profilbeschreibung

Die unterlagernde Glaukonit-Sandstein-Serie wird ganz abrupt von einer relativ mächtigen Tonmergelfolge (erster Zyklus), in die sich geringmächtige Bänke von Fragmentkalken einschalten, abgelöst. Auch die Fragmentkalke sind zum Teil relativ stark sandig. Dieses Milieu scheint den Chancelloriiden besonders gut gefallen zu haben, denn die Fragmentkalke setzen sich zum Großteil aus ihren Schwammspiculae zusammen.

Auffallend sind immer noch auftretende Trilobitenbruchstücke und Brachiopodenschalen (von hornschaligen Typen). Darüber beginnen relativ konzentriert Trilobitenkalke, d.h. es handelt sich z.T. bis zu 50% um Trilobiten-Skelettelemente. Ziemlich selten sind Echinodermenbruchstücke eingestreut. Typisch für diese Kalke (Biomikrite bis Biorudite) ist, daß sie stark dolomitisiert sind; es handelt sich um fleckenhaft auftretende Dolomitrhomboeder. Wiederum setzt eine Glaukonit-Sandsteinfolge ein, der in der Mächtigkeit schwankende Fragmentkalke (stets etwas sandig) zwischengeschaltet sind.

Ein zweiter Zyklus beginnt mit Tonmergeln, die mit Fragmentkalken alternieren. Darauf folgt ebenso wie vorher eine stark durch Sandstein betonte Schichtfolge. Abgeschlossen wird diese von einem polymikten Konglomerat.

3.2.2. Zur Mikrofazies der Fragmentkalke

Sparitisierte Biomikrite bis Biosparite, zum Teil biogenreiche Pseudosparite:

Isolierte Kalkfragmente unterschiedlicher Größe schwimmen in einer tonig-siltigen Matrix. Die Matrix der Kalkknollen setzt sich aus Mikrit, Mikrosparit und Sparit zusammen; in einigen Fällen entsteht durch Kornvergrößerung eine mittel- bis grobkristalline Matrix = Pseudosparit. Die Übergänge von Mikrit

(Mikrit II; Korngröße im Siltbereich) zu Mikrosparit bzw. Sparit weisen wohl auf einen ursprünglich höheren Anteil von Mikrit hin, der im Zuge der Diagenese einer Sparitisierung verfiel. Selten tritt über größeren Schalenfragmenten eine Spatithaube auf.

Die Komponenten der Kalkknollen setzen sich aus Biogenen, Pellets, terrigenem Detritus bzw. umgelagerten Mineralneubildungen zusammen.

Biogene: Dasycladaceen (selten), "Calcisphären" (selten), Poriferen (häufig bis sehr häufig), Brachiopoden (häufig), Trilobiten (häufig bis sehr häufig), Ostracoden (selten), Echinodermaten (selten), Schalenbruchstücke unbekannter Herkunft, zum Großteil als Filamente anzuspüren.

Pellets: faecal Pellets dürften wohl ausscheiden, es handelt sich vielmehr um angerundete homogene Kalkkomponenten.

Umgelagerte Mineralneubildungen: es sind Glaukonit- und Kieselsäurekomponenten, die aus dem Untergrund aufgearbeitet wurden. Sowohl die Glaukonitisierung, als auch die Verkieselung muß sehr rasch vor sich gegangen sein, wie die aufgearbeiteten Spiculae aus Glaukonit und Kieselsäure beweisen.

Terrigener Detritus: Quarz ist bei weitem vorherrschend, sehr selten treten Feldspat und Glimmer auf. Die Anlieferung von Tonmineralien dürfte ziemlich konstant gewesen sein.

Bemerkungen zu den Biogenen: Bei den Dasycladaceen handelt es sich um nicht näher bestimmbar Thallus-Bruchstücke. Die Calcisphären entsprechen etwa den aus dem Devon beschriebenen Formen; inwieweit sie eventuell Foraminiferen angehören könnten, läßt sich wegen der schlechten Erhaltung nicht sagen. Unter der Rubrik Porifera sind stets nur Spiculae dieser gemeint, deren Formenreichtum sich zum Teil schon in den Schliffbildern abzeichnet. Die Brachiopoden sind durch hornige Schalen schon im Gelände sehr auffallend. Im wesentlichen sind es Vertreter der Obolacea. Bei den zum Teil sehr häufig auftretenden Trilobitenresten sind es vor allem Querschnitte durch Panzerfragmente und Pleuralstacheln. Die selten auftretenden Ostracoden (isolierte Einzelklappen) sind glattschalig. Die Echinodermaten, die etwas häufiger auftreten, dürften auf Eocrinoidea zurückgehen; eine genauere Zuordnung ist unmöglich, zumal sie im unlöslichen Rückstand nur sehr stark korrodiert aufscheinen.

Soweit zur Kennzeichnung der Kalkfragmente. Die zwischen den Kalkfragmenten auftretende Matrix ist die eines Mergels bis Tonmergels mit einem nicht unbedeutenden Siltanteil. Nicht selten treten Quarz und Glaukonit in der Matrix auf. Besonders auffallend sind sie sich zu Arealen zusammenschließenden eisenreichen Dolomitrhomboeder.

Die Fragmentkalk sind Ablagerungen eines flachen Subtidals. Dafür spricht die relativ stark aufgespaltene Biofraktion (individuenreich); alle Biogene können nur unter stetiger Wasserbedeckung überleben. Durch das Auftreten von Dasycladaceen hat man die Möglichkeit, das tiefere Subtidal, das aufgrund der oben angeführten Tiergruppen auch in Betracht zu ziehen wäre, auszuschließen.

Was die Ablagerungsbedingungen betrifft, so herrschte stets eine

nicht unbedeutende Wasserbewegung, wofür der terrigene Detritus spricht, aber auch die Aufarbeitung von frühdiagenetischer Kieselsäure und Glaukonit sowie zum Teil stark zerbrochene Biogene.

4. Zur Altersstellung der Fragmentkalk-Serien

Für die tiefere Fragmentkalk-Serie ist aufgrund folgender Faunen die Einstufung in das Oberkambrium sicher: *Billingsella tonkiniana* MANSUY; *Chelidonocephalus* sp.; *Eochuangia* sp.; *Anomocarella* sp.

Die höhere Fragmentkalk-Sandstein-Serie weist bis zur Schicht MC41 eine noch sehr ähnliche Faunenzusammensetzung auf, dann wird aber die Megafossilführung spärlich; wirklich aussagekräftige Fossilien sind erst innerhalb der 40 m mächtigen Tonschiefer-Serie, also nach 172 m, anzutreffen, und die gehört, wie wir mit Hilfe von Conodonten überprüft haben, in das höhere Tremadoc, zum Teil schon dem basalen Arenig an.

Aus diesem Grunde wurde mit Hilfe von Mikrofossilien versucht, den hangenden Teil der höheren Fragmentkalk-Sandstein-Serie einzustufen. Während der erste conodontenführende Bereich in den Fragmentkalken, der der assemblage-Zone 1 nach MÜLLER zugeordnet werden kann, noch etwa die gleiche Megafaunenzusammensetzung wie oben führt, also sicher noch dem Oberkambrium entspricht, tritt im Bereich zwischen MC47 und MC54 bereits eine Conodontenfauna auf, die für assemblage-Zone 4 nach MÜLLER 1974 spricht. Leider fehlen im weiteren Profil Conodonten, möglicherweise wegen der stärker werdenden terrigenen Schüttungen, sodaß wir nicht genau wissen, wo die Grenze zu assemblage-Zone 5 nach MÜLLER liegt, die, verglichen mit den Verhältnissen in Australien, die Oberkambrium/Ordoviz-Grenze einigermaßen gut markieren würde. Aus diesem Grunde müssen wir nach unseren mikrofaunistischen Untersuchungen vorerst einen 12 m mächtigen Bereich als Übergangsbereich zwischen Oberkambrium und basalem Ordovizium freihalten (siehe Abb. 5).

Versuchen wir, die stratigraphisch nicht unbedeutenden Chanceloriida für eine Einstufung mit heranzuziehen, so wissen wir aus der Literatur, daß Vertreter von *Chancelloria*, *Archiasterella* im höheren Kambrium aussterben. Spiculae dieser Gattungen treten zum letzten Mal in der Schicht MC57 auf. Nachdem die Kalke darüber sedimentologisch völlig gleich ausgebildet sind wie die zuvor, darf man in diesem Fall wohl von einem Erlöschen dieser Poriferengruppe sprechen. Außerdem treten z.B. in den darüberliegenden Kalken nur noch Poriferen anderer Gattungen auf. Nach dem heutigen Wissensstand müssen wir konsequenterweise die Kambrium/Ordoviz-Grenze über dem letzten Vorkommen von *Chancelloria* etc. (siehe Abb. 5) ziehen.

Höhere FRAGMENTKALK-
SANDSTEIN - Serie (86m):
— MC (Maßstab 1:200/1cm±2 m)

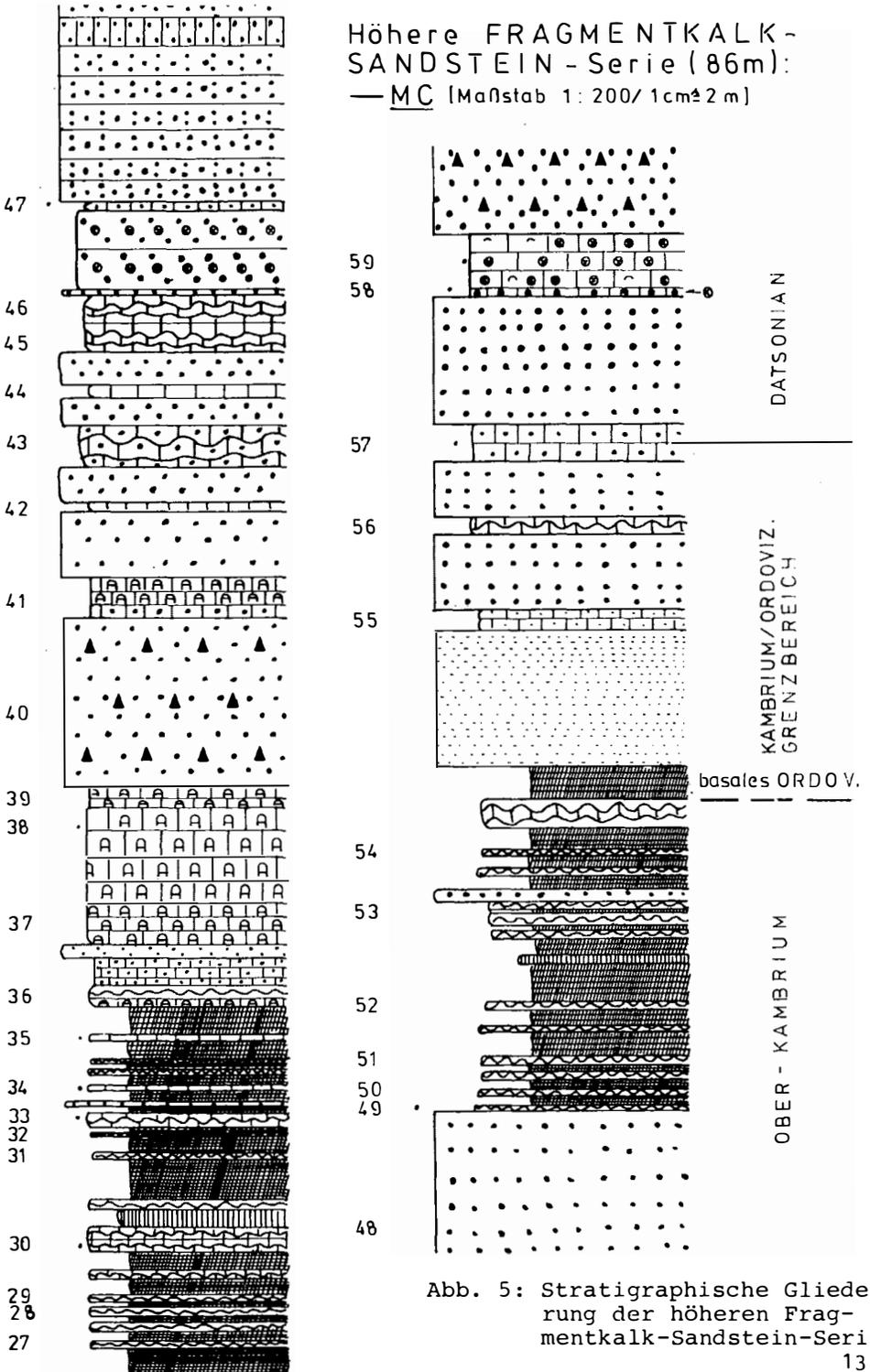


Abb. 5: Stratigraphische Gliederung der höheren Fragmentkalk-Sandstein-Serie

5. Kurze Beschreibung der Poriferenspiculae

5.1. Allgemeine Bemerkungen

Megaskleren von Poriferen finden sich in den Lösungsrückständen des Oberkambriums innerhalb der tieferen und höheren "Fragmentkalk-Sandstein-Serie" sehr häufig, zum Teil treten diese massenhaft auf. Ihr Erhaltungszustand kann als gut bis sehr gut bezeichnet werden. Das Baumaterial der Schwammnadeln besteht zum größten Teil aus SiO_2 und Glaukonit, seltener aus Pyrit. In Glaukoniterhaltung liegen vorwiegend die Achsenkanalfüllungen der Chanceloriiden-Nadeln vor. Das ursprünglich kalkige Skelett dieser Spiculae ist nicht mehr erhalten, es wurde vielmehr durch Kieselsäure ersetzt, welchem Umstand wir die Erhaltung ganzer Nadeln bei der Essigsäureaufbereitung verdanken. Der Ersatz der karbonatischen Nadelsubstanz durch eine kieselige macht bei einer Reihe von Spiculae selbst eine systematische Zuordnung zu taxonomischen Groseinheiten unmöglich, da es in einigen Fällen nicht möglich ist, zu entscheiden, ob diese ursprünglich als Kalk- oder Kieselsäurenadeln vorlagen. So konnten z.B. bei schirmförmigen Spiculae einerseits Merkmale entdeckt werden, die eher für eine Abkunft von Kalknadeln sprechen, andererseits aber auch Hinweise für ursprüngliches Kieselsäurebaumaterial gefunden werden.

Eine Reihe von Kieselsäureumlagerungen, in mehreren Generationen ablaufend, produziert Bildungen von zwei bis drei ineinander geschachtelten Röhren (innerhalb einer Nadel), wobei es schwierig wird, welche dieser Röhren nun dem ursprünglichen Achsenkanal entsprechen könnte. Ebenso sind die in den ungemein stark verdickten Hexactinen auftretenden "Kugeln" recht problematisch, die von den Verfassern am ehesten als diagenetisch entstandene Produkte gedeutet werden.

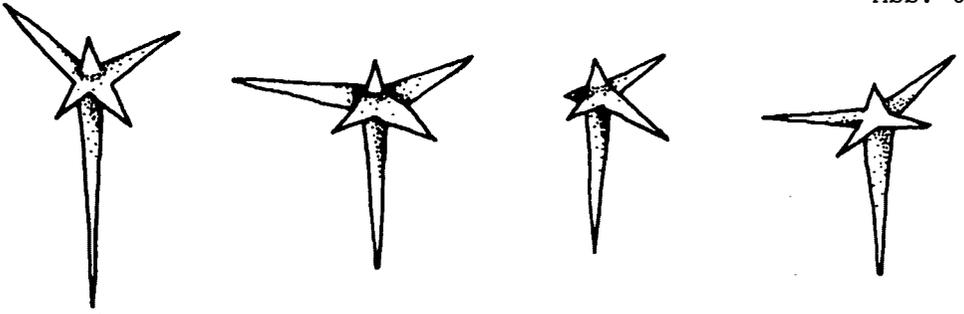
5.2. Hexactine und von Hexactinen abzuleitende Nadeln

Ein Großteil der Schwammspiculae ist der Klasse Hexactinellida SCHMIDT (1870) zuzuordnen. Es handelt sich hier um primär aus Kieselsäure aufgebaute Schwammnadeln. Ein Teil, möglicherweise überhaupt der Großteil der Kieselsäureknauer, dürfte auf eine frühdiagenetische Auflösung der Kieselspiculae im Zuge einer Dolomitisierung zurückzuführen sein, denn es ist auffallend, daß z.B. in dem wesentlich stärker dolomitisierten Profil von Geirud (hier nicht besprochen) Schwammspiculae fehlen, obwohl sie aufgrund stratigraphischer Position, als auch aufgrund lithofazieller Entwicklung vorhanden sein müßten.

5.2.1. Hexactin mit ungleich langen Seitenstrahlen (Abb. 6)

Der Hauptstrahl ist unterhalb der abzweigenden Seitenstrahlen mindestens vier bis fünfmal so lang als darüber; außerdem ist der kurze Abschnitt des Hauptstrahles etwas schmaler als der lange. So sind zwei der vier Seitenstrahlen sehr kurz und ein Seitenstrahl ist extrem lang. Alle vier Seitenstrahlen entsprechen einander in der Länge nicht, d.h. keiner der vier Seitenstrahlen ist gleich lang.

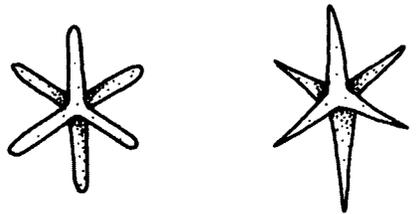
Abb. 6



5.2.2. Oxyhexactine-Nadeln (Abb. 7)

Zwei Typen von oxyhexactinen Nadeln konnten beobachtet werden, und zwar einmal solche, deren sechs gleich lange Stacheln am Ende stark abgerundet sind, zum anderen Male solche, deren Enden alle spitz zulaufen.

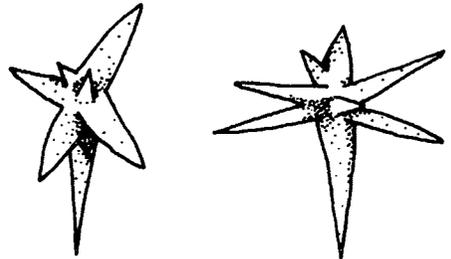
Abb. 7



5.2.3. Vom Hexactin abzuleitende Nadeln (meist fünf, selten sechs Seitenstrahlen), (siehe dazu Abb. 8)

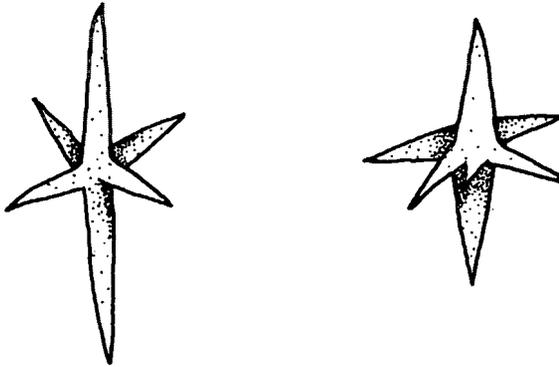
Generell zeigt sich die gleiche Anlage wie bei dem vorher besprochenen Typus (Abb. 6), was die Ausbildung des Hauptstrahles betrifft. Die Seitenstrahlen sind so angeordnet, daß sie nicht mehr streng in einer Ebene liegen, während die Strahlenlänge ähnlich wie bei Formen von Abb. 6 nicht so variiert.

Abb. 8



5.2.4. Vom Hexactin abzuleitende Nadeln mit fünf Seitenstrahlen (Abb. 9)

Es handelt sich um Formen, die einen Hauptstrahl aufweisen, der durch die Seitenstrahlen in zwei gleich lange Teile gegliedert wird. Anstelle von vier in einer Ebene auftretenden Seitenstrahlen zeigt sich bei diesen Formen bereits der Ansatz eines fünften Strahls, der bei einigen Nadeln schon zu einem vollen Seitenstrahl ausgewachsen sein kann.



5.2.5. Möglicherweise noch vom Hexactin abzuleitende Nadeln
(Abb. 10)

Da es nicht ganz sicher ist, ob sich der Hauptstrahl nach der Abzweigung der Seitenstrahlen noch weiter fortsetzt, oder ob der etwas abgewinkelte Strahl bereits als Seitenstrahl anzusprechen ist, muß eine Zuordnung zu den hexactinen Nadeln unsicher bleiben. Nachdem es sich aber um Formen handelt, die stets mit hexactinen Nadeln vergesellschaftet sind, dürfte eine Ableitung von Hexactin nicht völlig auszuschließen sein.

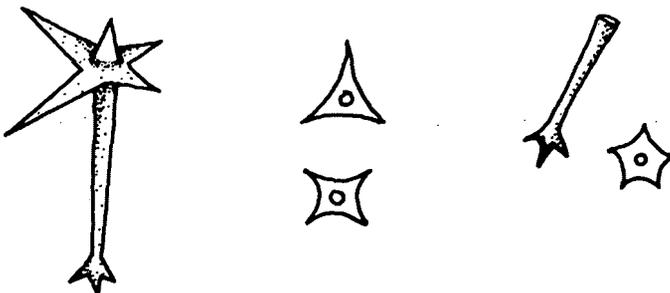
Abb. 10



5.2.6. Hexactine Nadeln mit an einem Ende "aufgespaltenem" Hauptstrahl (Abb. 11)

Grundsätzlich entspricht dieser hexactine Typus dem unter Abb. 6 angeführten Typus; d.h. vier ungleich lange Seitenstrahlen, ein Hauptstrahl, der unten vier- bis fünfmal länger ist als oben. Der Unterschied liegt also nur in der Ausbildung des unteren Teiles des Hauptstrahles. Dieser Teil spaltet sich in ein drei-, vier- bzw. fünfstrahliges Ende (Sternfigur) auf.

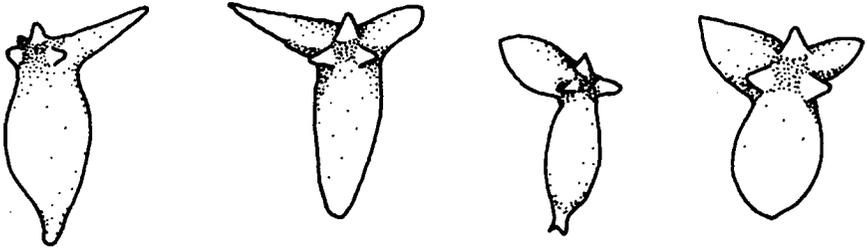
Abb. 11



5.2.7. Hexactine Nadeln mit ein bis drei stark "angeschwollenen" Strahlen (Abb. 12)

Hiebei handelt es sich um Formen, die durch eine sehr starke Verdickung eines oder mehrerer Strahlen charakterisiert sind. Typisch für diese Nadeln ist eine Sechsstrahligkeit, d.h. ihr hexactiner Grundbau ist stets erkennbar, selbst wenn in vielen Fällen drei, in seltenen Fällen fünf Strahlen nie mehr als kleine "hütchenförmige" Aufragungen bilden (Taf. 5, Fig. 12). Sehr häufig kommt es am freien Ende des Hauptstrahles, der stets stark verdickt ist, zur Ausbildung eines drei-, vier- oder fünfstrahligen Kranzes bzw. einer Sternfigur. Eine solche wurde bereits bei den hexactinen Nadeln mit an einem Ende aufgespaltenem Hauptstrahl erwähnt (siehe Abb. 11).

Abb. 12

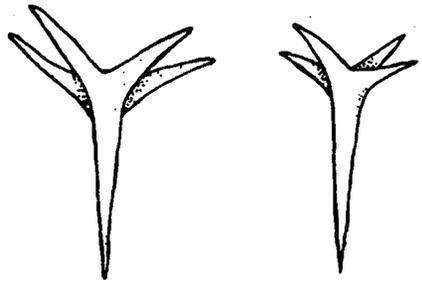


5.3. Pentactine Nadeltypen

5.3.1. Anatetraene Spiculae (Abb. 13, 14)

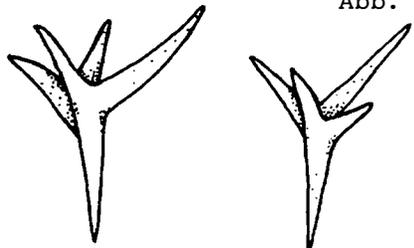
Hiebei handelt es sich um Formen mit einem relativ langen Schaft, von dessen Ende vier mehr oder weniger gleich lange Aststrahlen abgehen. Die Aststrahlen sind etwas nach oben gebogen, ihre Enden sind stets spitz zulaufend. Rhabdom und Cladisk schließen einen stumpfen Winkel ein.

Abb. 13



Ein zweiter Typus, der noch zu den anatetraenen Nadeln zu zählen ist, ist ebenso durch einen langen Schaft gekennzeichnet. Die vier Aststrahlen dagegen sind ungleich lang, wobei ein Aststrahl die Länge des Schaftes erreichen kann.

Abb. 14



5.3.2. Unregelmäßiges Pentactin (Abb. 15, 16)

Die fünf von einem Punkt ausgehenden Strahlen zeigen einen unregelmäßigen Aufbau. Vier Strahlen liegen in einer Ebene, wobei es zu einer Art paarigen Ausbildung kommt. Die Winkel zwischen den paarigen und unpaarigen Strahlen variieren sehr stark; der senkrecht aufragende Strahl ist sehr kurz.

In einigen Fällen wird neben den ursprünglichen vier Strahlen ein fünfter Strahl in derselben Ebene angelegt, wobei es gleichzeitig zu einer starken Reduktion des senkrecht aufragenden Strahles kommt.

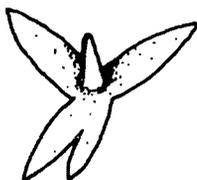


Abb. 15

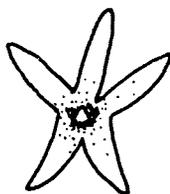


Abb. 16

5.3.3. Pentactine Nadeln mit stumpfen Nadelenden (Abb. 17)

Die Spiculae weisen vier in einer Ebene liegende konkav oder konvex gebogene Strahlen auf. Je zwei dieser Strahlen sind gleich lang und enden stets sehr stumpf, auch der fünfte, senkrecht aufragende sehr kleine Strahl weist ein stumpfes Ende auf.

Abb. 17

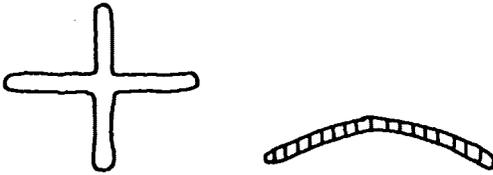


5.4. Tetractine Nadeln

5.4.1. Plane bis gewölbte, im wesentlichen oxytetractine Nadeln (Abb. 18)

Eshandelt sich um Formen, die aus vier Strahlen bestehen, die meist gleich lang sind. Zum Teil sind zwei Strahlen etwas kürzer als die anderen. Grundsätzlich besteht die Möglichkeit, daß die vorher genannten pentactinen Nadeln aus den hier genannten hervorgegangen sind, denn sie entsprechen einander, sowohl was die Länge der Nadeln betrifft, als auch was die Wölbung und das stumpfe Ende der Strahlen betrifft.

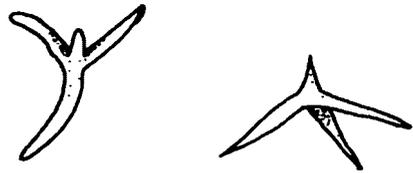
Abb. 18



5.4.2. Caltrop mit spitzen Enden (Abb. 19)

Diese nur selten vorkommenden Nadeln bestehen aus zwei gleich langen und einem etwas längeren in einer Ebene verlaufenden Strahlen. Sie sind leicht geschwungen und nach oben aufgewölbt. Ein kurzer, ebenfalls spitz endender Strahl ragt senkrecht dazu auf.

Abb. 19



6. Systematische Beschreibung

Stamm Porifera GRANT 1872

Klasse Hexactinellida SCHMIDT 1870

I n c e r t e s e d i s

Rigbyella n. gen.

Typusart *Rigbyella ruttneri* n. gen. n. sp.

Derivatio nominis: Nach Dr. J. Keith RIGBY (Brigham Young University, Provo, Utah), der 1975 ähnliche Spiculae aus dem Kambrium der Wilberns-Formation, Texas, beschrieben hat.

Diagnose: Ein Schwamm, dessen Skelett sich aus Hexactinen mit ungleich langen Strahlen, aus Hexactinen, deren Hauptstrahl am freien Ende aufgespalten ist (Sternfigur), und aus stark "angeschwollenen" Hexactinen aufbaut. Weitere Merkmale sind unbekannt.

Vorkommen: Bisher nur innerhalb der "höheren Fragmentkalk-Sandstein-Serie" beobachtet und hier wiederum nur im höheren Teil dieser Serie. Also noch im gesicherten Kambrium/Ordoviz-Grenzbereich und im basalen Ordovizium, welches mit dem australischen Datsonian korrelierbar ist.

Rigbyella ruttneri n. gen. n. sp.

(Taf. 3, Fig. 1-3, 5, 6; Taf. 5, Fig. 1-19; Abb. 6)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Dr. RUTTNER, Direktor der Geologischen Bundesanstalt Wien, der sich um die Erforschung der Milaformation sehr verdient gemacht hat.

Holotypus: (Folgende Spiculae-Vergesellschaftung) Taf. 3, Fig. 6; Taf. 5, Fig. 3; Abb. 11, Fig. 2.

Diagnose: Da bisher monospezifisch, siehe Gattungsdiagnose.

Beschreibung: Zur Zeit wissen wir nur über den Spiculae-Besatz der neuen Poriferenart Bescheid. Es handelt sich hierbei um drei verschieden ausgebildete Hexactine.

- 1) Spitz endende schmale Hexactine mit ungleich langen Strahlen; ein Seitenstrahl ist sehr lang, in den meisten Fällen ebenso lang wie der Hauptstrahl (siehe Abb. 6, Fig. 1-2, 4).
- 2) Hexactine mit spitz endenden Strahlen; das freie Ende des Hauptstrahles dagegen zeigt eine kronenartige Aufspaltung. Bei Betrachtung senkrecht auf die Hauptstrahlenachse erkennt man eine drei-, vier- oder auch fünfstrahlige Sternfigur, in deren Mitte der Achsenkanal frei austritt (siehe Taf. 5, Fig. 1-2, 3, 6; Abb. 11, Fig. 1-5).
- 3) Am auffallendsten sind diejenigen Hexactine, deren Strahlen eine ungewöhnlich starke Verdickung aufweisen. Der Hauptstrahl ist immer von dieser Verdickung erfaßt und ist dabei mindestens so dick wie alle Strahlen zusammen (siehe Taf. 3, Fig. 6; Taf. 5, Fig. 12). In den meisten Fällen ist aber auch ein Seitenstrahl, in einigen Fällen aber auch ein zweiter Seitenstrahl stark "angeschwollen" (siehe Taf. 3, Fig. 1, 3, 5; Taf. 5, Fig. 8-11, 13-18). Zu den Seltenheiten gehören Spiculae, bei denen mehr als drei Strahlen "angeschwollen" sind; in diesen Fällen sind die Verdickungen nicht so extrem entwickelt (siehe Taf. 5, Fig. 4). Die stark verdickten Spiculae können ebenso wie die unter Punkt 2 beschriebenen Hexactine am freien Ende des Hauptstrahles eine Sternfigur aufweisen; diese ist meist fünfstrahlig (siehe Taf. 3, Fig. 2). Recht häufig ist aber auch ein kleiner, stumpf kegelförmiger Fortsatz (Taf. 3, Fig. 6), seltener dagegen sind zwei zapfenartige Fortsätze (siehe Taf. 3, Fig. 1).

Der Achsenkanal ist ebenso schmal wie bei den unter 1) genannten Hexactinen (siehe Taf. 5, Fig. 19). Bemerkenswert ist es allerdings, daß sich zwischen Achsenkanal und der Außenbegrenzung der stark "angeschwollenen" Spiculae kugelige Gebilde fanden; sie konnten aber auch im Schnittpunkt aller Strahlen gefunden werden. In diesem Falle war kein Achsenkanal sichtbar. Möglicherweise handelt es sich bei diesen Kugeln um sekundäre Bildungen, die im Zuge der Diagenese entstanden. Jedenfalls gehen alle in den Lösungsrückständen in Verbindung mit den Poriferenspiculae gefundenen Kugeln auf die "angeschwollenen" Spiculae zurück (auf Taf. 3, Fig. 3 ist eine Kugel innerhalb des stark verlängerten aufgetriebenen Seitenstrahles zu sehen; auf Taf. 5, Fig. 5 ist eine Kugel im Schnittpunkt aller sechs Strahlen

dargestellt).

Größe der Spiculae: 0,3-1,6 mm.

Abschließend sei noch auf ein Merkmal verwiesen, das bei allen drei Typen von Hexactinen auftritt, nämlich ein der Länge des Hauptstrahles entsprechender Seitenstrahl. Damit ist es unseres Erachtens gesichert, daß die obengenannten drei Typen von Hexactinen einer Schwammart angehören.

Vorkommen: siehe unter Gattung.

Bemerkungen: J.K. RIGBY hat ungewöhnlich dicke hexactinellide Poriferenspiculae aus dem Kambrium der Wilberns-Formation (Texas) bekanntgemacht, von denen er schreibt, daß er bisher keine frühpaläozoischen Poriferen kennt, die eine derartige Spiculae-Vergesellschaftung wie diese aufweisen. Die meisten kambrischen und ordovizischen lyssakiden Poriferen haben relativ einfach gebaute bzw. wenig modifizierte Spiculae (einfache Hexactine, acanthose Pentactine). RIGBY glaubt, daß drei Spiculae-Typen (aus kambrischen Kalken herausgelöst) zu einem Schwamm gehören: einfache Hexactine, bedornete Hexactine und Pentactine, "angeschwollene" Hexactine und Pentactine und deren Abkömmlinge. Man kann bei den von RIGBY (1975: Textfigur 1) abgebildeten Spiculae ganz deutlich den hexactinen und pentactinen Grundbau bei den stark "angeschwollenen" Nadeln erkennen, und zwar immer mit langem Hauptstrahl und kurzen Seitenstrahlen. Diese Grundanlage kommt selbst bei den extrem aufgeblähten Spiculae-Typen, die neben sechs Strahlen noch eine Vielzahl von Sekundärstrahlen (untergeordneter Natur) ausbilden, noch klar zum Ausdruck.

Es ist eine Reihe von Analogien zwischen den von RIGBY und uns dargestellten Spiculae-Typen feststellbar. Besonders auffallend sind Merkmale, die für alle an einem Schwamm beteiligten Spiculae-Typen zutreffen. Bei *Rigbyella ruttneri* n. gen. n. sp. ist es der stets erkennbare, in der Länge dem Hauptstrahl entsprechende Seitenstrahl; bei den von RIGBY 1975 abgebildeten Spiculae-Typen ist es immer ein langer Hauptstrahl in Verbindung mit kurzen Seitenstrahlen.

Es erscheint nun sehr wahrscheinlich, daß die hier mit der charakteristischen Spiculae-Vergesellschaftung angeführten Poriferen aus dem Kambrium einer Familie angehören. Inwieweit man die von RIGBY dargestellten Spiculae noch der Gattung *Rigbyella* n. gen. zuordnen kann, allerdings unter Modifizierung der Gattungsdiagnose, kann erst nach Vorliegen weiteren kambrischen Materials entschieden werden. Ebenso steht die Verbindung zu *Stioderma coscinum* FINKS (aus dem Perm) noch offen.

Ordnung Heteractinida DE LAUBENFELS 1955

Familie Chancelloriidae WALCOTT 1920

emend. RIGBY & NITECKI 1975

Genus *Chancelloria* WALCOTT 1920

Typusart *Chancelloria eros* WALCOTT

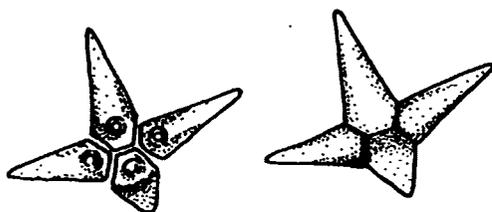
Chancelloria n. sp.

(Abb. 20, Fig. 1-2)

Es handelt sich um Nadeln mit vier Strahlen, wovon ein Strahl stark aufgebogen ist und somit als V-Strahl anzusprechen wäre; dieser könnte aber ebenso wie bei *Archiaster* (*Archiasterella pentactina*) auch als H-Strahl angesehen werden.

Bemerkungen: vierstrahlige Nadeln sind bei *Chancelloria marroccana* SDZUY (allerdings nur in Verbindung mit fünf-, sechs-, sieben- und achtstrahligen Nadeln) und bei *Chancelloria eros* WALCOTT (in Verbindung mit fünf- bis neunstrahligen Nadeln) bekannt geworden. Bei den eben aufgezählten Arten gibt es keine einzige vierstrahlige Nadel, bei der ein Strahl so stark aufgebogen wäre wie bei *Chancelloria* n. sp. Es ist allerdings nichtvöllig auszuschließen, daß eine Verbindung zu den Nadeln von *Chancelloria iranica* n. sp. besteht, zumal in zwei Proben vier- und achtstrahlige Formen miteinander vorkommen, obwohl sonst in den anderen Proben die achtstrahligen ohne Begleitung anderer *Chancelloria*-Nadeln auftreten.

Abb. 20



Chancelloria iranica n. sp.

(Abb. 21, Fig. 1-2)

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen.

Holotypus: Abb. 21, Fig. 1, 2.

Locus typicus: Fashand nördlich Qazwin (Elburz, Iran).

Stratum typicum: Höhere Fragmentkalk-Sandstein-Serie in knolligen Kalken (MC51).

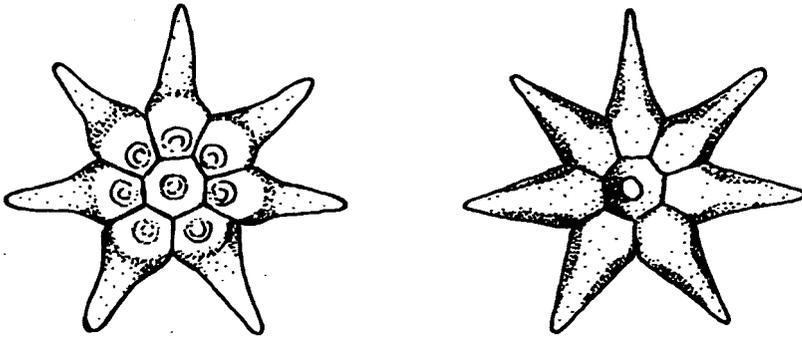
Diagnose: Eine Art der Gattung *Chancelloria* WALCOTT mit konstant acht Strahlen (sieben Horizontalstrahlen und ein Vertikalstrahl).

Beschreibung: Der senkrecht aufragende V-Strahl ist an der Basis sehr breit; die sieben Ecken, an die die sieben H-Strahlen angrenzen, sind ungleich breit; dementsprechend variiert auch die Breite der H-Strahlen.

Bemerkungen: Bis auf zwei Ausnahmen wurden die Nadeln von *Chancelloria iranica* n. sp. mit keinen anderen Nadeltypen vergesellschaftet angetroffen. Nur der vierstrahlige Typus tritt damit vergesellschaftet auf, wodurch eine Möglichkeit besteht, daß auch die vierstrahligen Formen dem Spiculae-Besatz von *Chancelloria iranica* angehören könnten.

Vorkommen: Bisher auf das höhere bis höchste Oberkambrium beschränkt.

Abb. 21



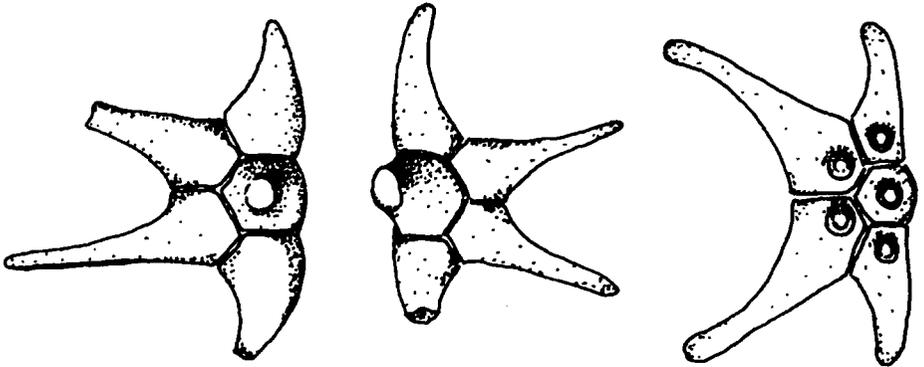
Genus *Archiasterella* SDZUY 1969

Typusart *Archiasterella pentactina* SDZUY 1969

Archiasterella pentactina SDZUY

(Abb. 22, Fig. 1-3)

Diese Nadeln werden von K. SDZUY (1969: 133) der Familie Archiasterellidae zugeordnet. SDZUY stellt sich vor, daß alle fünf Strahlen als Horizontalstrahlen aufzufassen sind, weil der eine aufgebogene Strahl keine völlig senkrechte Lage zur Basisebene aufweist. Damit kommt er zu seinem Nadelkranz, dem typischen Archiaster.



Genus *Eiffelia* WALCOTT 1920

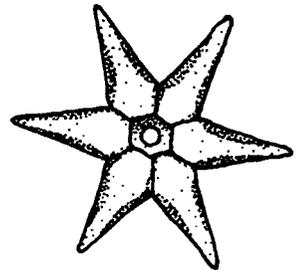
Typusart *Eiffelia globosa* WALCOTT 1920

Eiffelia ? cf. *hispanica* SDZUY

(Abb. 23, Fig. 1)

Die relativ selten vorkommenden Nadeln sind am ehesten der Art *Eiffelia hispanica* SDZUY zuzuordnen. Sie treten nur in der tieferen Fragmentkalk-Sandstein-Serie auf.

Abb. 23



I n c e r t e s e d i s

Gattung *Nabaviella* n. gen.

Typusart *Nabaviella elegans* n. gen. n. sp.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Dipl.Geologen M.H. NABAVI, Leiter der Geologischen Landesaufnahme, Geological Survey of Iran (Teheran), benannt.

Diagnose: Schirmartige Spiculae, deren Horizontalstrahlen (drei, sechs bis elf) sich zu einem in der Größe stark variierenden

Schirmbereich zusammenschließen. Der Vertikalstrahl, der ursprünglich sicher von den Horizontalstrahlen getrennt war, verjüngt sich in Richtung des freien Strahlenendes, um entweder mit stumpfem Ende abzuschließen oder knopfartig anzuschwellen.

Nabaviella elegans n. gen. n. sp.

(Taf. 1, Fig. 1-8; Taf. 2, Fig. 1-3, 5; Taf. 3, Fig. 4)

Derivatio nominis: Nach der eleganten Spiculaeform benannt.

Holotypus: Taf. 3, Fig. 4.

Locus typicus: Fashand, westlich von Teheran zwischen Karaj und Qazwin (Elburzgebirge).

Stratum typicum: Höhere Fragmentkalk-Sandstein-Serie.

Diagnose: Spiculae mit sechs bis elf aufgebogenen Horizontalstrahlen, die sich in der Mitte zu einem mehr oder minder breiten Schirm zusammenschließen. Der zentral liegende Vertikalstrahl ist sehr lang und trägt am Ende eine knopfartige Erweiterung.

Beschreibung: Die sechs bis elf Horizontalstrahlen schließen sich zu einem in der Breite stark variierenden Schirm zusammen. Acht bis zehn Seitenstrahlen sind sehr häufig, sieben sind häufig, sechs bzw. elf Strahlen sind selten bis sehr selten. Die Horizontalstrahlen sind seitlich stark komprimiert und weisen auf der Oberseite zwei gut erkennbare Grate auf (siehe Taf. 1, Fig. 5, 7; Taf. 2, Fig. 1-2). Bei einigen Exemplaren sind noch weitere schwächer entwickelte gratartige Strukturen zu erkennen (Taf. 3, Fig. 4). Die Horizontalstrahlen verjüngen sich in Richtung des zentralen Schirmbereiches bis kurz vor ihre Einmündung in diesen.

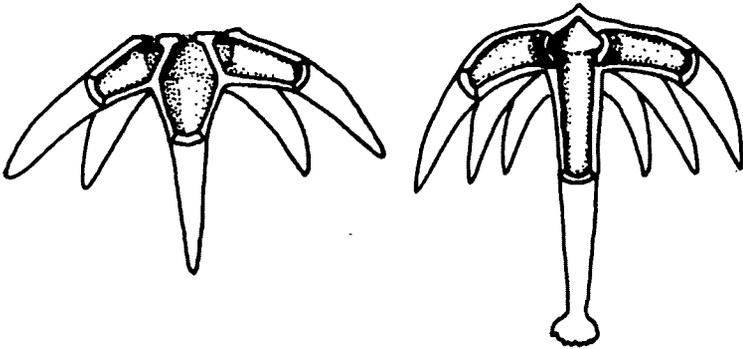
Der Vertikalstrahl ist mindestens zweimal so lang als ein Horizontalstrahl. An seinem Unterende führt er eine knopfartige Erweiterung, wobei entweder nur der untere Abschnitt in viele Zacken aufgelöst ist (Taf. 2, Fig. 8) oder in manchen Fällen der gesamte Bereich von diesem übersät wird (Taf. 1, Fig. 8). Der Vertikalstrahl nimmt in Richtung zum Schirm an Breite zu, wobei sein Querschnitt stets rund ist. Im Schirmbereich selbst kommt es zu einer spitz zulaufenden Ausbuchtung. Diese geht auf den dachförmigen Bau des festen Endes vom Hauptstrahl zurück, der hier durchpaust.

Größe der Spiculae: 0,6-3,2 mm.

Bemerkungen: Nach unseren Untersuchungen dürfte es sich hierbei um Spiculae handeln, die sich aus dem Formenkreis der kambrischen Chancelloriiden herausentwickelt haben bzw. von diesen im höheren Kambrium abzweigen. Maßgebend für diese Ansicht ist der ähnliche Aufbau des Spiculums, wie wir ihn bei den Gattungen *Chancelloria* und *Eiffelia* finden (siehe Abb. 24; Fig. 1 stellt den Bautypus einer Chancelloriiden-Nadel nach SDZUY 1969 dar; Fig. 2 den möglichen Aufbau eines Spiculums von *Nabaviella elegans* n. gen. n. sp.). Der Vertikalstrahl von *N. elegans* ist deutlich vom Horizontalstrahl abgesetzt; er findet sich deshalb, wenn auch selten, isoliert im unlöslichen Rückstand (siehe auch Taf. 2, Fig. 6). Daß der

Vertikalstrahl sich zum Teil nach Aufbrechen der Deckschicht relativ leicht von den Horizontalstrahlen ablöst, dafür sprechen die Bilder auf Taf. 1, Fig. 5, 7; Taf. 2, Fig. 1-2, 5. Zu denken geben allerdings Baumerkmale, die die Abkunft von Chancelloriiden stark in Frage stellen. Es konnten Vertikalstrahlen gefunden werden, die im Zentrum einen schmalen Achsenkanal aufweisen. Zusammen mit der unregelmäßigen Netz- bis Maschenstruktur an der Oberfläche der Nadeln (sie entsprechen z.B. ganz der Oberflächenstruktur von *Rigbyella ruttneri* n. gen. n. sp.) scheint daher die Abkunft von hexactinelliden Poriferen nicht ausgeschlossen.

Abb. 24



Nabaviella ? triradiata n. gen. n. sp.

(Taf. 2, Fig. 4)

Derivatio nominis: Nach den drei Strahlen der Spiculae benannt.
Holotypus: Taf. 2, Fig. 4.

Locus typicus: Fashand westlich von Teheran.

Stratum typicum: Höhere Fragmentkalk-Sandstein-Serie.

Diagnose: Spiculae mit drei stark aufgebogenen Horizontalstrahlen und einem zentralen, sich nach oben stark verjüngenden, stumpf endenden Vertikalstrahl.

Stratigraphische Verbreitung: Bisher auf das Oberkambrium beschränkt.

Beschreibung: Das stets nur aus drei Horizontalstrahlen und einem Vertikalstrahl bestehende Spiculum fällt vor allem durch seine drei stark aufgebogenen, relativ kurzen H-Strahlen auf. Der Vertikalstrahl ragt, ähnlich wie bei *Nabaviella elegans*, etwas über den sehr kleinen Schirmbereich auf. Auch er scheint, wie bei *Nabaviella elegans*, ursprünglich vollkommen von den H-Strahlen abgesetzt; gegenüber *Nabaviella elegans* fällt eine knopfartige Erweiterung auf, d.h. das obere Ende hat einen stumpfen Abschluß.

Größe der Spiculae: 0,4-1,3 mm.

Bemerkungen: Ebenso wie bei *Nabaviella elegans* n. gen. n. sp. treten dieselben Probleme bezüglich Achsenkanalentwicklung,

isoliertem Vertikalstrahl und Oberflächenbeschaffenheit auf.

7. Zur stratigraphischen Verwertbarkeit der im Kambrium beobachteten Poriferenspiculae

Die aus den oberkambrischen Karbonatgesteinen isolierten Poriferenspiculae lassen sich den Klassen Heteractinida HINDE 1887 und Hexatinellida SCHMIDT 1872 zuordnen.

Zu den Heteractinida zählen folgende Gattungen:

Allonia DORE & REID
Archiasterella SDZUY
Chancelloria WALCOTT
Eiffelia WALCOTT

Aus dem Oberkambrium des Elburz konnten die Verfasser bis auf *Allonia* die Arten aller hier genannten Gattungen nachweisen (*Chancelloria* n. sp., *Chancelloria iranica* n. sp., *Archiasterella pentactina* SDZUY, *Eiffelia* ? cf. *hispanica* SDZUY).

Nach SDZUY (1969: 123) ist die Verbreitung der Chancelloriida WALCOTT 1920 auf das Kambrium beschränkt. RIGBY & NITECKI (1975: 329) ordnen im Gegensatz zu SDZUY die Vertreter der Familie Chancelloriidae der Ordnung Heteractinida DE LAUBENFELS 1955 zu und emendierten gleichzeitig die Familie Chancelloriidae WALCOTT 1920. Durch die Neufassung der Familie Chancelloriidae kann man nun nicht mehr von einer Beschränkung dieser Familie auf das Kambrium sprechen, da die Vertreter der Chancelloriidae nach RIGBY & NITECKI (1975: 333) bis in das Oberkarbon reichen. Man kann also nur davon sprechen, daß die Vertreter der Gattungen *Allonia*, *Archiasterella*, *Chancelloria* und *Eiffelia* auf das Kambrium beschränkt sind. Nach SDZUY 1969 sind die beiden Gattungen *Allonia* und *Archiasterella* auf das Unterkambrium beschränkt; diese Verbreitungszeit haben auch RIGBY & NITECKI in ihrem Entwicklungsschema der Heteractiniden aufgenommen. Wir konnten aber für *Archiasterella* sichernachweisen, daß diese bis in das Oberkambrium reicht (siehe Abb. 25). Bei *Allonia* ist es noch insoferne unklar, als wir keine sicheren Belege dafür haben, daß die vierstrahligen Nadeln zu dieser Gattung gehören. Auch die von SDZUY 1969 angeführte Verbreitungszeit für *Eiffelia* muß vom Mittelkambrium auf das Oberkambrium erweitert werden. Was die Gattung *Chancelloria* betrifft, so wußte man bereits, daß sie vom Unter- bis in das Oberkambrium reicht, nur blieb es bisher offen, wie weit die Gattung in das Oberkambrium hinaufreicht. Wir konnten nachweisen, daß Vertreter dieser Gattung bis in den Kambrium/Ordoviz-Grenzbereich hinaufreichen.

Es muß offen bleiben, inwieweit Formen der neu aufgestellten Gattung *Nabaviella* den Heteractinida zugeordnet werden können. Zum Teil gibt es Anzeichen dafür, daß sie sich aus den Gattungen *Chancelloria* oder *Eiffelia* herausentwickeln; trifft dies zu, so müßte man sie zu den Chancelloriidae WALCOTT emend. RIGBY et al. stellen (siehe Abb. 25).

Die Arten der Gattungen *Chancelloria*, *Archiasterella* und *Eiffelia* treten zum letzten Mal in jenem Bereich auf, den wir als Kambrium/Ordoviz-Grenzbereich ausgeschieden haben. Da die poriferen-

freundliche Fazies bis in das Ordovizium hinaufreicht (die Fragmentkalke setzen in das Ordoviz hinein kontinuierlich fort), dürfen wir zweifellos von einem Erlöschen der obengenannten Poriferen sprechen. Wir sind daher der Meinung, daß man mit den Chancellorien-Spiculae ein Instrument zur Hand hat, mit dem man die Kambrium/Ordoviz-Grenze einigermaßen gut fassen kann.

Die Spiculae der Gattung *Nabaviella* setzen im höheren Oberkambrium ein, reichen in das basale Ordoviz hinauf und werden schließlich unseres Erachtens durch den starken Fazieswechsel verdrängt, sodaß wir über ihre stratigraphische Verwertbarkeit keine Aussage treffen können.

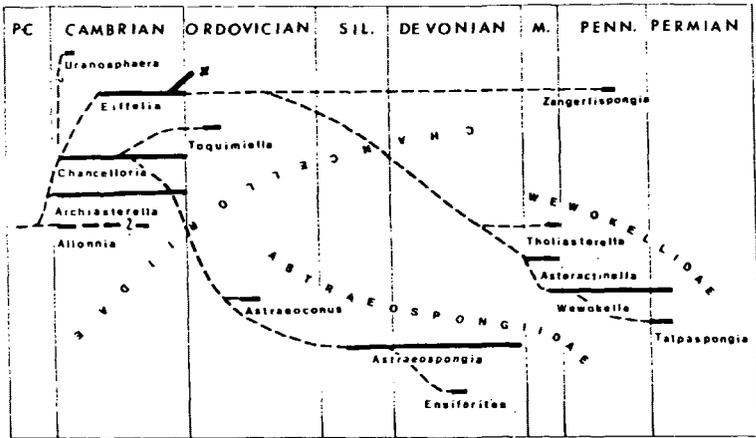


Abb. 25: Entwicklungsschema der Heteractinida nach RIGBY & NITECKI 1975. Die Verbreitungszeiten der einzelnen Gattungen wurden aufgrund unserer Untersuchungen erweitert bzw. ergänzt. Die vermutete Abkunft von *Nabaviella* n. gen. wurde mit x gekennzeichnet.

Danksagung

Zu besonderem Dank sind wir Herrn Dipl. Geol. Dr. M.H. NABAVI, Geological Survey, Teheran, für die Zurverfügungstellung eines Landrovers.

Dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich sei für die Bereitstellung von Sachmitteln gedankt.

Literaturnachweis

- FINKS, R.M. (1972): Late Paleozoic sponge faunas of Texas region, the silicious sponges. - Bull. Amer.Mus.Nat.Hist. 120, art.1, 160 Seiten, New York 1960.
- FUCHS, G. & H. MOSTLER (1972): Der erste Nachweis von Fossilien (kambrischen Alters) in der Hazira-Formation, Hazara, Pakistan. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, Bd. 2, 2, 1-12, Innsbruck.
- MOSLEH-YAZDI, A. (1975): Mikrofazies und Mikrofauna der Mila-Formation (Kambrium/Ordovizium) im Elburz (Iran). - Unveröff. Dissertation, 135 Seiten, Innsbruck.
- MÜLLER, K.J. (1973): Late Cambrian and early Ordovician Conodonts from Northern Iran. - Geol.Survey of Iran, Report Nr. 30, Teheran.
- RIGBY, J.K. (1975): Some unusual hexactinellid sponge spicules from the Cambrian Wilberns Formation of Texas. - J.Paleontol. v. 49, 412-415, Tulsa/Oklahoma 1975.
- RIGBY, J.K. & M.H. NITECKI (1975): An unusually well preserved heteractinid sponge from the Pennsylvanian of Illinois and a possible classification and evolutionary scheme for the Heteractinida. - J. Paleontol. v. 49, 329-339, Tulsa/Oklahoma.
- SDZUY, K. (1969): Unter- und mittelkambrische Porifera (Chancelioriida und Hexactinellida). - Paläont.Z. 43, 115-147, Stuttgart.
- SIEBER, N. (1970): Zur Geologie des Gebietes südlich des Taleghan-Tales, Zentral-Elburz (Iran). - Europ.-Hochschulschr., Reihe 17, Erdwiss. 2, 126 Seiten, Zürich.
- STÖCKLIN, J.; RUTTNER, A. & M. NABAVI (1964): New data on the Lower Paleozoic and Pre-Cambrian of North Iran. - Geol.Survey of Iran, Rep. 1, 22 Seiten, Teheran.
- WOLFART, R. (1973): Das Kambrium im mittleren Südasien (Irak bis Nordindien). - Zbl.Geol.Paläont. Teil I, 5/6, 227-256, Stuttgart.
- ZURAVLEVA, I.T. & K.B. KORDE (1955): Nachodka gubki *Chancelloria WALCOTT* votloženijach nižnego kembrija sibirii. - Dokl.Akad. Nauk. SSSR, 104 (3), 474-477, Moskau.

Tafelerklärungen

TAFEL 1

(Vergrößerungen, bis auf Fig. 3, alle 150x)

- Fig. 1 *Nabaviella elegans* n. gen. n. sp., mit sehr breitem Schirm und 11 H-Strahlen. Auffallend ist die grobmaschige Netzstruktur.
- Fig. 2 *Nabaviella elegans*, mit ebenfalls 11 H-Strahlen, wobei die Unterseite absichtlich eingedrückt wurde, um den Hohlraum darunter sichtbar zu machen.
- Fig. 3 *Nabaviella elegans*, von der Seite mit stark aufgebogenen H-Strahlen; sehr deutlich kann man die seitliche Komprimierung der H-Strahlen sehen, die im Querschnitt stark langoval sind. Den zwei Graten auf der Oberseite entspricht ein Grat auf der Unterseite. Sehr gut kommt bei der Seitenansicht auch das Auftragen des V-Strahles zum Ausdruck (100x).
- Fig. 4 zeigt *Nabaviella elegans* von unten.
- Fig. 5 Siebenstrahlige *Nabaviella elegans* von oben. Es handelt sich um eine Form mit einem sehr schmalen Schirmbereich und sehr langen gebogenen H-Strahlen. Das zentrale Loch kennzeichnet den Bereich, wo der V-Strahl seine größte Dicke aufweist.
- Fig. 6 Siebenstrahliges Spiculum von unten. Der Schirmbereich ist nach Wegbrechen des V-Strahles gut sichtbar.
- Fig. 7 Das achtstrahlige Spiculum wurde so aufgenommen, daß man den Bereich der V-Strahlverdickung gut einsehen kann.
- Fig. 8 Freies Ende eines V-Strahles von *Nabaviella elegans*, das zu einem knopfartigen Bereich aufgebläht ist. Die Auflösung des verdickten Bereiches in kleine Knoten bzw. spitz endende dornenartige Gebilde wird hier sehr deutlich.

TAFEL 2

- Fig. 1-2 *Nabaviella elegans*, mit sehr kleinem Schirmbereich, aber sehr langen, seitlich stark komprimierten H-Strahlen und herausgebrochenem V-Strahl (150x).
- Fig. 3 *Nabaviella elegans*, seitlich von oben aufgenommen (100x).
- Fig. 4 *Nabaviella triradiata* n. gen. n. sp. (Holotypus), von unten aufgenommen, um vor allem den herausgebrochenen Teil des V-Strahles darzustellen (150x).
- Fig. 5 *Nabaviella elegans*, von oben: wichtig vor allem sind der sehr breite Schirmbereich und die sehr stark reduzierten H-Strahlen (200x).
- Fig. 6 zeigt einen V-Strahl (aus zwei Bruchstücken zusammengesetzt) mit seinem typischen Ober- und Unterende (200x).
- Fig. 7 stellt den Teilbereich der Oberfläche aus der Schirmregion in der Vergrößerung 1:500 dar.
- Fig. 8 Verdicktes freies Ende eines V-Strahles von *Nabaviella elegans* mit schmalen, zentralem "Innenkanal" (200x)

TAFEL 3

(Vergrößerungen, bis auf Taf. 4, alle 300x)

- Fig. 1 Stark "angeschwollene" hexactine Nadeln von *Rigbyella ruttneri* n. gen. n. sp. mit zapfenartigen Fortsätzen am Hauptstrahl.
- Fig. 2 "Angeschwollene" hexactine Nadeln mit fünfstrahliger Sternfigur am Hauptstrahl (*Rigbyella ruttneri* n. gen. n. sp.).
- Fig. 3 Stark aufgetriebene Nadel von *Rigbyella ruttneri* n. gen. n. sp. (Hauptstrahl und ein Seitenstrahl sind stark verdickt; Kugel im aufgebrochenen Seitenstrahl).
- Fig. 4 Schirmstachel von *Nabaviella elegans* n. gen. n. sp. mit mehreren "gratartigen" Bildungen an den H-Strahlen (200x).
- Fig. 5 Nadel von *Rigbyella ruttneri* n. gen. n. sp., so fotografiert, daß man gut den charakteristischen, überlangen Seitenstrahl erkennen kann.
- Fig. 6 Sehr stark "angeschwollener" Hauptstrahl mit den nur ansatzweise sichtbaren Nebenstrahlen (*Rigbyella ruttneri* n. gen. n. sp.).

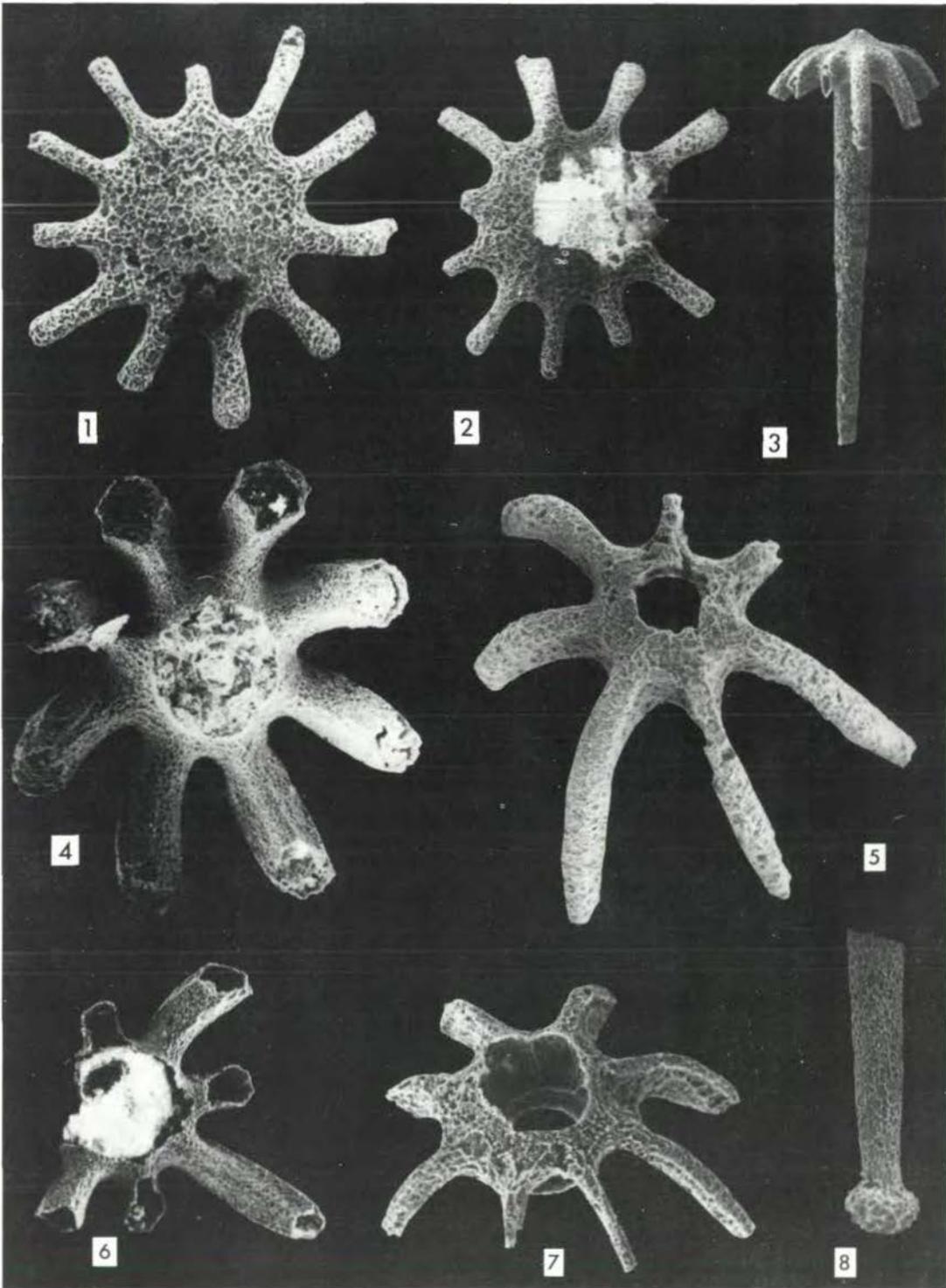
TAFEL 4

- Fig. 1-2 Querschnitte durch Chancelloriiden-Nadeln, die z.T. nahezu gesteinsbildend in den Fragmentkalken auftreten (40x).
- Fig. 3-4 In den lappig angelösten Bereichen (Fragmenten) auftretende Chancelloriiden-Nadeln (20x).
- Fig. 5 Trilobitenführender Fragmentkalk mit nur selten auftretenden Chancelloriiden (20x).
- Fig. 6 Stark klastischer Bereich in der höheren Fragmentkalk-Sandstein-Serie mit viel Quarz und Glaukonit, Brachiopodenschalen und dem aufgearbeiteten Steinkern (Glaukonit) eines Chancellorien-Strahles (30x).

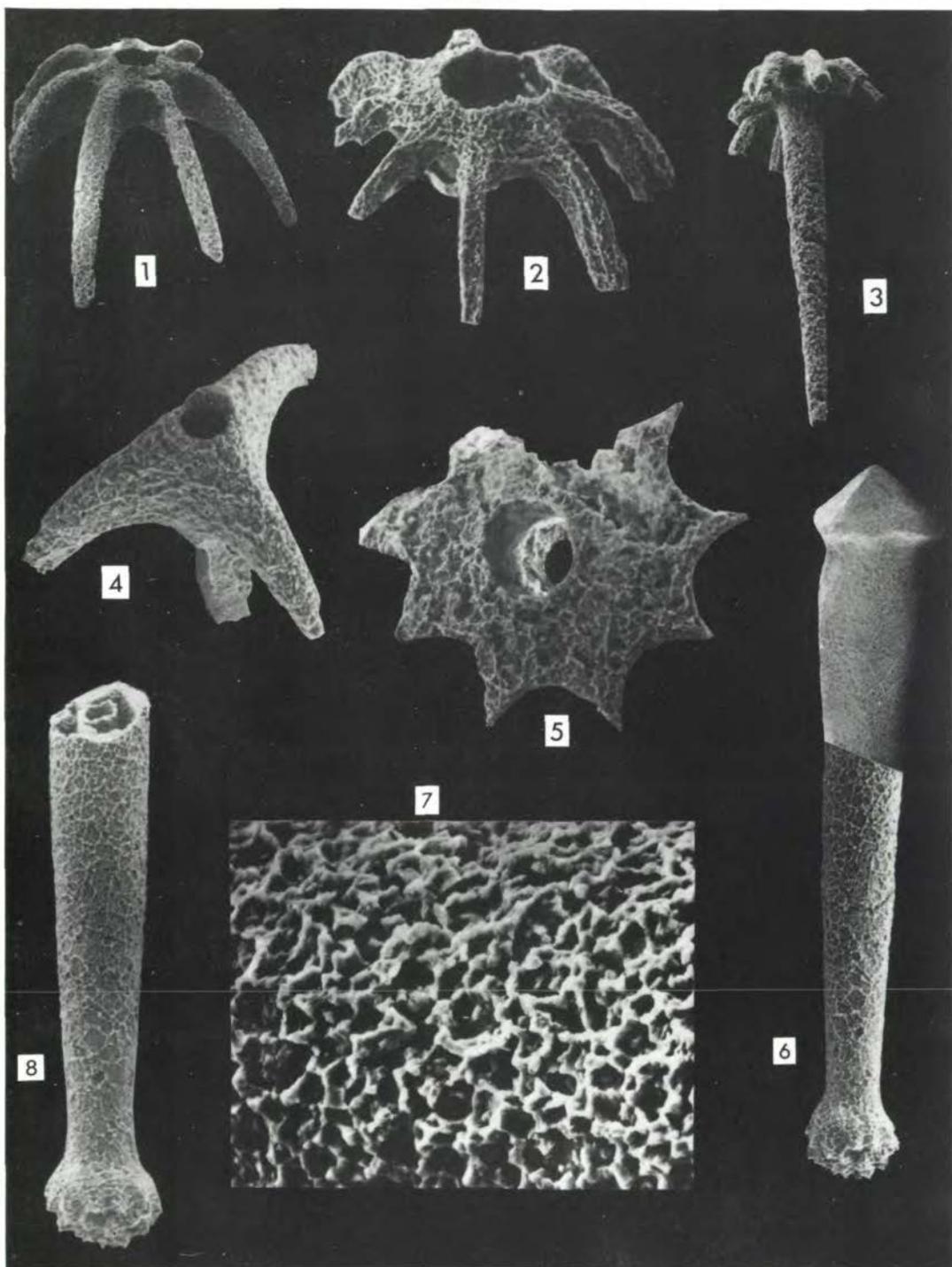
TAFEL 5

(Vergrößerungen, bis auf Fig. 2, 4, 6, alle ca. 80x)

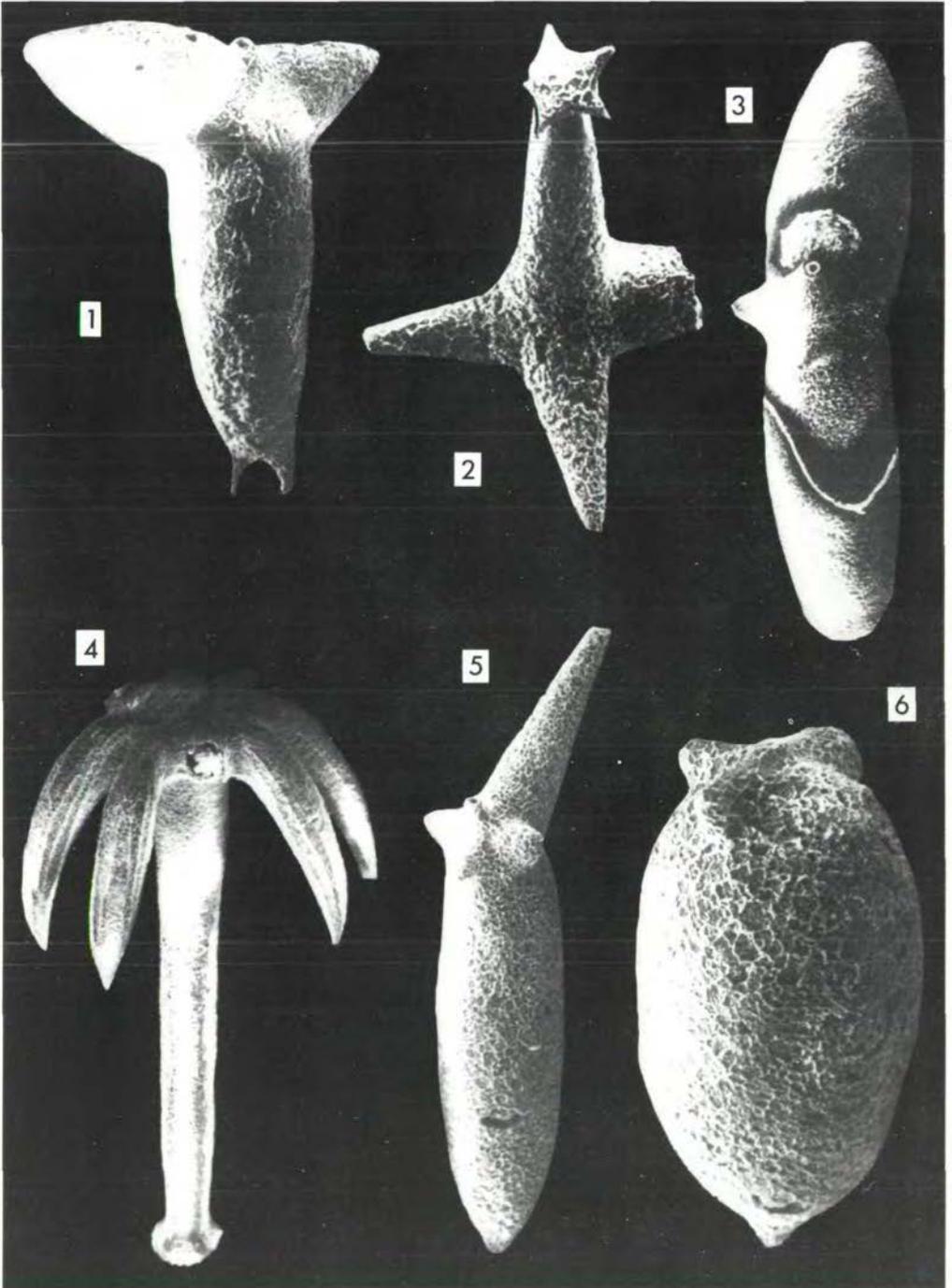
- Fig. 1-3 Hexactine mit an einem Ende aufgespaltenem Hauptstrahl
- Fig. 4 Sternfigur zu Fig. 10 derselben Tafel gehörend
- Fig. 5 Hexactine Nadel mit schwach aufgeblähtem Seitenstrahl; im Schnittpunkt aller Strahlen (ein Seitenstrahl wurde entfernt) wird eine Kugel sichtbar gemacht.
- Fig. 6 Sternfigur eines stark angeschwollenen Hexactins; zu Fig. 11 derselben Tafel gehörend.
- Fig. 7-18 Variationsbreite der stark angeschwollenen Hexactine von *Rigbyella ruttneri* n. gen. n. sp.
- Fig. 19 stellt ein aufgebrochenes Hexactin dar, in welchem ein schmaler Achsenkanal zu erkennen ist. Zwischen dem Achsenkanal und der Außenschichte des Spiculums ist ein weiter Hohlraum entwickelt, der z.T. mit kugelartigen Gebilden ausgefüllt sein kann.



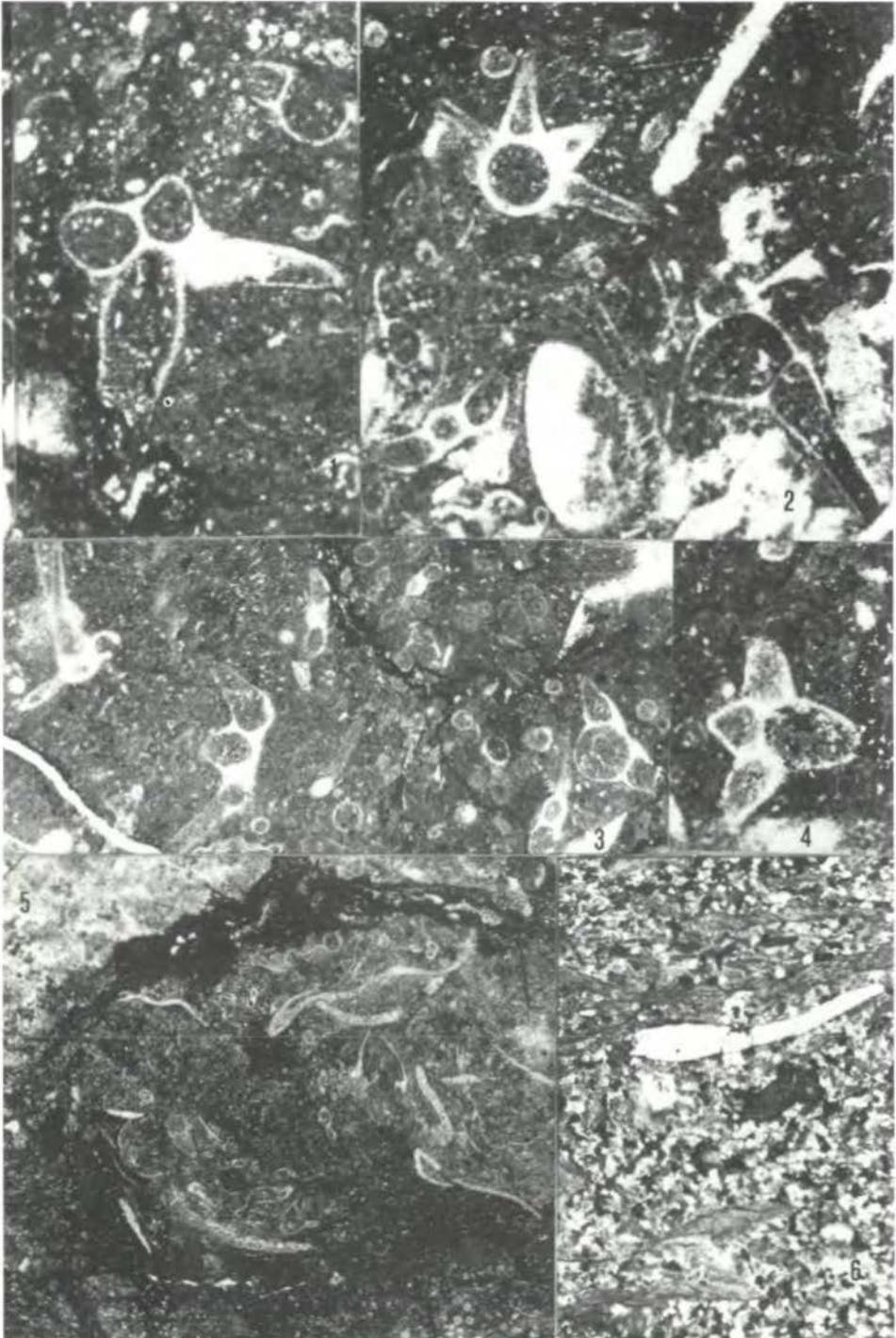
Tafel II



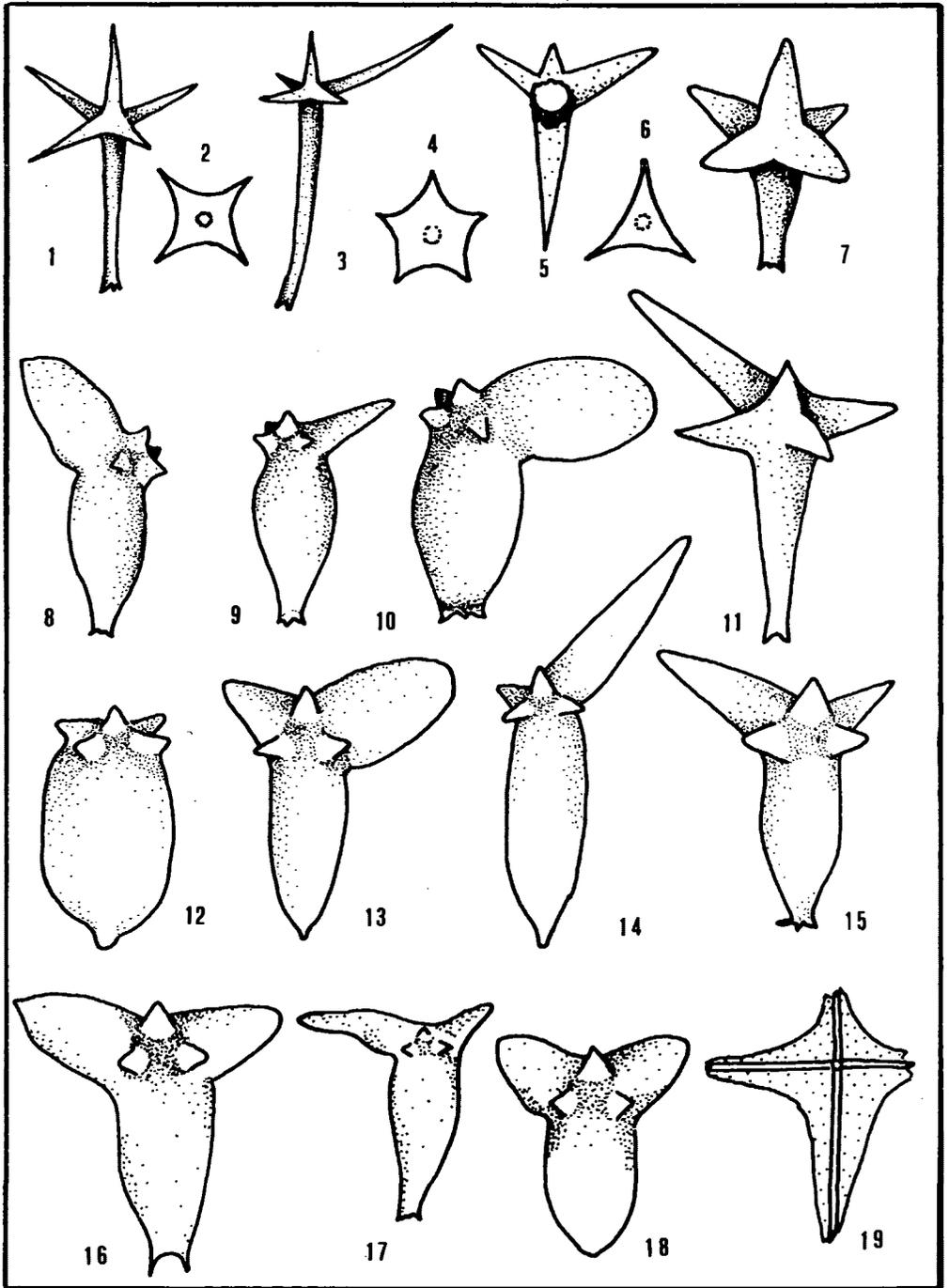
Tafel III



Tafel IV



Tafel V



Neue Schwebcrinoiden aus Hallstätter Kalken des Berchtesgadener Raumes

von D. A. Donofrio und H. Mostler⁺)

Zusammenfassung

Massenvorkommen von Schwebcrinoiden innerhalb der Trias treten ab dem basalen Langobard (Ladin) auf und reichen ohne wesentlichen Rückgang des Individuenreichtums bis zum Ende des Tuval (Karn). Das vereinzelt Vorkommen von Schwebcrinoiden im Nor und Rhät einerseits bzw. im Anis (Pelson, Illyr) und Ladin (Fassan) andererseits steht nur indirekt in Verbindung mit den Arten, die schlagartig gleich in gewaltigen Mengen auftreten. Es konnte der Nachweis erbracht werden, daß das Auftreten der Schwebcrinoiden nur auf Beckensedimente beschränkt ist und in keiner Weise von Faziesänderungen, die innerhalb dieser auftreten, beeinflußt wird.

In der Folge werden eine neue Gattung bzw. drei dieser Gattung zuordenbare Arten beschrieben (*Vasculicrinus fastigatus* n. gen. n. sp., *Vasculicrinus inflatus* n. gen. n. sp. bzw. *Vasculicrinus* n. gen. n. sp.).

An zwei Profilen (Draxlehen und Wallbrunn), die das höhere Karn und basale Nor in Hallstätter Fazies verkörpern, konnte nachgewiesen werden, daß die neuen Arten auf einen sehr engen Abschnitt des höheren Karn beschränkt sind. Gleichzeitig gelang es erstmals, *Somphocrinus mexicanus* PECK in der mediterranen Tethys nachzuweisen, dem ebenso wie den neuen *Vasculicrinus*-Arten ein ausgezeichnete Leitwert zukommen dürfte.

Die ursprüngliche Vorstellung, daß die Massenvorkommen von Schwebcrinoiden in der Zeit des oberen Ladin bzw. tieferen Karn einem Leithorizont entsprechen, haben zu schwerwiegenden stratigraphischen Fehleinstufungen geführt, die in dieser Studie eine Revision erfahren.

Abschließend wird die bisherige Reichweite und damit auch die stratigraphische Bedeutung aller in der Trias häufig bis massenhaft vorkommenden Schwebcrinoiden-Arten diskutiert.

⁺) Anschriften der Verfasser: Dr. Donato Antonio Donofrio und Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck

Diese Arbeit wurde vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich (Projekt Nr. 1974) unterstützt

Summary

The enormous occurring of planktic microcrinoids in the triassic reaches from the basal Langobardian (Ladinian) to the end of the Tuvalian (Karnian). Sporadically microcrinoids appear in the Pelsonian and Illyrian (Anisian) and in the Norian and Rhaetian. They are in direct connexion with the enormous occurrence of the other microcrinoids. The appearance of microcrinoids only in basin-sediments could be indicated. Facial changes within basin-sediments do not influence them.

One new genus and three new species (*Vasculicrinus* n. gen. n. sp., *Vasculicrinus inflatus* n. gen. n. sp. and *Vasculicrinus* n. gen. n. sp.) were established. These new species are stratigraphically useful. They are markers of a horizon in the Upper Karnian. For the first time *Somphocrinus mexicanus* (which is as important as *Vasculicrinus*) could be indicated in the mediterranean tethys.

The original opinion, that the enormous occurrence of planktic microcrinoids was restricted to the Upper Ladinian and Lower Karnian, is not correct. This circumstance led to stratigraphical misinterpretations.

Finally the stratigraphical significance of all triassic planktic microcrinoid-species (which appear frequently to enormously) is discussed.

Inhalt

1. Einführung und Überblick
2. Beschreibung, mikrofazielle Charakteristik und Mikrofauna der Profile Draxlehen und Wallbrunn
 - 2.1. Draxlehen
 - 2.1.1. Bisherige stratigraphische Einstufung
 - 2.1.2. Gesteinsbeschreibung
 - 2.1.3. Mikrofazies
 - 2.1.4. Mikrofauna und ihre Auswertung
 - 2.2. Wallbrunn
 - 2.2.1. Allgemeine Bemerkungen und bisherige stratigraphische Einstufung
 - 2.2.2. Gesteinsbeschreibung
 - 2.2.3. Bemerkungen zur Mikrofazies
 - 2.2.4. Zur Mikrofauna
 - 2.3. Die Karn/Nor-Grenze aus der Sicht der Mikrofauna
3. Systematische Beschreibung der neuen Schwebcrinoiden
4. Stratigraphische Bedeutung aller in der Trias häufig bis massenhaft vorkommenden Schwebcrinoiden-Arten

1. Einführung und Überblick

Die ersten Funde von Schwebcrinoiden aus der Trias wurden von R.E. PECK 1948 bekanntgemacht. Es handelt sich um Hunderte Centrodorsal-, Radial- und Brachialelemente aus dem Karn von Sonora in Mexiko. PECK vermutete schon damals, daß Roveacriniden in vielen Schichtgliedern des Mesozoikums auftreten müßten und aufgrund ihrer pelagischen Lebensweise zu stratigraphisch wertvollen Fossilien werden könnten. Obwohl die Schwebcrinoiden auch in tonigen Sedimenten auftreten und diese in der Trias doch recht früh, vor allem im Hinblick auf Foraminiferen, untersucht wurden, blieben sie infolge Fehlbestimmungen (siehe dazu KRISTAN-TOLLMANN 1970: 781) verborgen. Erst nachdem man sich bemühte, mehr über die Mikrofauna der Trias in Erfahrung zu bringen, indem man auch die Karbonatgesteine durch Behandlung mit schwachen Säuren (vor allem mit Essigsäure und Ameisensäure) miteinbezog, wurden die z.T. sogar gesteinsbildenden Schwebcrinoiden entdeckt. Auf das Massenvorkommen von Roveacriniden aus karnischen Kalken des Himalaya haben FUCHS & MOSTLER (1969: 142) erstmals hingewiesen.

KRISTAN-TOLLMANN hat 1970 auf die enorme Bedeutung der Schwebcrinoiden in der Trias aufmerksam gemacht. Das massenhafte Vorkommen dieser veranlaßte die Autorin, einen Schwebcrinoiden-Horizont an der Wende Ladin/Karn auszuscheiden; für diesen Leithorizont prägte KRISTAN-TOLLMANN den Begriff "*Osteocrinus*-Fazies" (benannt nach der Gattung *Osteocrinus*, der die meisten Arten dieses Horizonts angehören) als Analogon zur "Lombardienfazies" im Malm.

KRISTAN-TOLLMANN (1970: 781) macht zwar Angaben über das vereinzelte Vorkommen von Vertretern der Gattung *Osteocrinus* im Nor und Rhät, es fehlen jedoch solche, die eine Auskunft über die Begrenzung der Schwebcrinoiden zum stratigraphisch älteren geben. Der Begriff Leithorizont im Grenzbereich Ladin/Karn hat einige Bearbeiter zu stratigraphischen Feinleinstufungen veranlaßt, auf die wir später noch eingehen wollen.

KOZUR & MOSTLER (1971: Abb. 2) gelang es erstmals, die Untergrenze des Massenvorkommens von Schwebcrinoiden an einem orthochronologisch geeichten Profil im Balaton-Hochland nachzuweisen; dort setzt eine Reihe von Vertretern der Gattung *Osteocrinus* im basalen Langobard ein. Durch Bearbeitung weiterer mitteltriadischer Profile in den Nördlichen Kalkalpen konnte die in Ungarn gemachte Feststellung bestätigt werden (MOSTLER 1972: 714). Das plötzliche und individuenreiche Einsetzen von Roveacriniden fällt mit dem erstmaligen Auftreten von *Metapolygnathus mungoensis* (archelaus-Zone) zusammen. Damit müßte der *Osteocrinus*-Horizont wesentlich erweitert bzw. um einiges tiefer gelegt werden (KRISTAN-TOLLMANN 1970 meinte unter Oberladin das Cordevol). Dies tut der stratigraphischen Bedeutung der Schwebcrinoiden keinen Abbruch, im Gegenteil, mit dem erstmaligen Massenauftreten von Roveacriniden, dem gerade im basalen Teil einige Arten der Gattung *Osteocrinus* angehören, ist eine ausgezeichnete stratigraphische Marke gesetzt. Vorsicht ist allerdings insofern geboten, als man nicht jedes plötzliche Einsetzen von Roveacriniden ohne Beachtung der Sedimente, welche die

roveacrinidenführenden Schichtfolgen unterlagern, mit dem basalen Langobard gleichsetzt, denn es ist durchaus möglich, daß zur Zeit des Langobard Flachstwassersedimente auftreten, die im Cordevol oder später von Sedimenten tieferer Wasserbereiche abgelöst werden und somit das plötzliche Einsetzen von Roveacriniden wesentlich jüngeren Datums wäre.

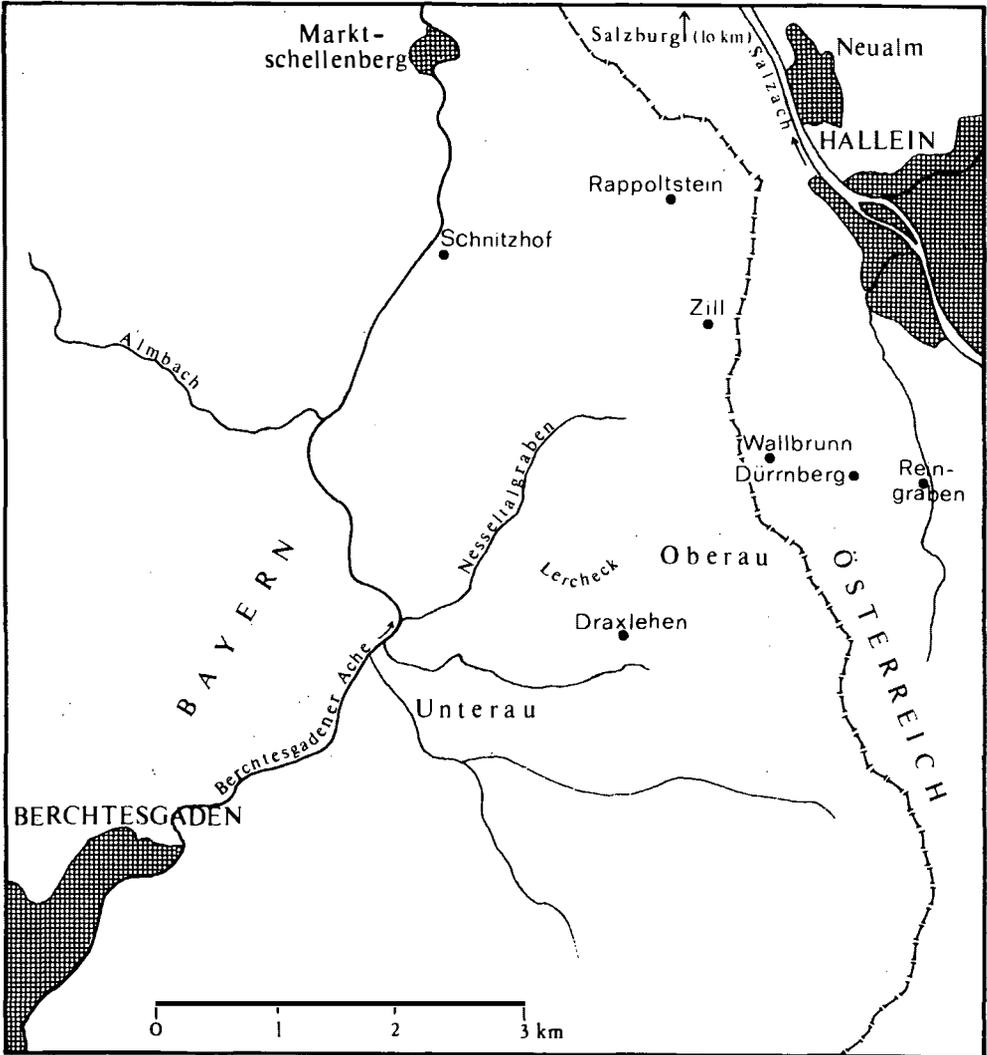
Der Schwebcrinoiden-Horizont in der Fassung von KRISTAN-TOLLMANN muß auch nach oben hin eine wesentliche Erweiterung erfahren, denn MOSTLER (1972: 715) konnte aufzeigen, daß nicht nur im Jul (Unterkarn nach KRISTAN-TOLLMANN 1970), sondern auch im Tuval massenhaft Roveacriniden auftreten, deren Reichtum erst im höheren Tuval nachläßt. Aufgrund unserer Untersuchungen im Berchtesgadener Raum sind wir nun in der Lage, bezüglich des häufigen Auftretens von Roveacriniden präzisere Angaben zu machen. Das Massenvorkommen findet im höchsten Teil des Tuval bzw. im Karn/Nor-Grenzbereich ein jähes Ende.

Die Schwebcrinoiden der höheren Mitteltrias (Langobard) sind nicht die ältesten, sondern vereinzelt treten diese schon im Oberperm Asiens auf. In den Alpen kennen wir sie erst ab dem Pelson. Es handelt sich hier z.T. um andere Gattungen, die nur relativ selten vorkommen; sie treten auch im Illyr und Fassin auf und man muß schon sehr darauf achten, um sie im höheren Ladin und Karn unter den vielen *Osteocrinus*-Arten herauszufinden. Die vereinzelt, doch immer wieder im unlöslichen Rückstand auftretenden Schwebcrinoiden kommen genauso im Nor und Rhät vor, ändern allmählich ihre Gestalt und werden immer mehr den Arten der Gattung *Saccocoma* ähnlich, bis schließlich im Lias schon richtige *Saccocoma* auftreten, die über dem Dogger hinauf im Malm explosionsartig bei geeigneter Fazies zu einem zweiten Massenvorkommen führen. Schließlich überschreiten diese die Jura/Kreide-Grenze und erreichen nochmals eine starke Entfaltung, nicht mehr in diesen Massen wie in der "Lombardienfazies". In der Kreide sind es wiederum Vertreter der Gattung *Roveacrinus* (H.W. RASMUSSEN 1961: 407), und zwar im Zeitraum vom Albien bis einschließlich Untercrem.

MOSTLER (1972: 715) vermutete in denjenigen Roveacriniden, die aus kondensierten Hallstätter Kalken (Schreyeralp, Häluluci, Tepekoy) stammten (zum Teil Mischfaunen vom Pelson bis Langobard), daß es sich dabei eher um langobardische Formen handeln würde. Diese Vermutung hat sich als nicht zu Recht bestehend erwiesen, zumal in völlig unkondensierten Beckensedimenten des Pelson (z. B. bei Reutte in Tirol) einzelne Skelettelemente gefunden wurden, aber auch in illyrischen und fassanischen Reiflinger Kalken konnten immer wieder vereinzelt Roveacriniden nachgewiesen werden.

Die Schwebcrinoiden sind ausschließlich auf Beckensedimente beschränkt und reagieren auf fazielle Änderungen innerhalb dieser nicht. Es konnten keine Häufigkeitsunterschiede zwischen tonigen, mergeligen und kalkigen Beckensedimenten beobachtet werden. In den Hallstätter Kalken des Berchtesgadener Raumes treten sie in den Radiolarienmikriten genauso häufig auf wie in den Filamentmikriten. Bisher wurde kein Mikrofaziestyp innerhalb der Beckensedimente bekannt, der in der Zeit vom Langobard bis

einschließlich Karn keine Schwebcrinoiden geführt hätte.



2. Beschreibung, mikrofazielle Charakteristik und Mikrofauna der Profile Draxlehen und Wallbrunn

2.1. Draxlehen (siehe Lageskizze, Abb. 1)

2.1.1. Bisherige stratigraphische Einstufung

Der Steinbruch von Draxlehen (Berchtesgaden, BRD), die Typus-lokalität des sogenannten "Draxlehen-Kalkes", wurde in seiner gesamten Abfolge als zum Karn zugehörig betrachtet und aufgrund der Ammonitenfunde (SCHLOSSER 1898: 55) zum Teil der *subbulatus-*

Zone zugeordnet. J. RIECHE (1971: 34), der die Typuslokalität in seine Untersuchungen miteinbezogen hat, stufte den gesamten im Steinbruch erschlossenen Gesteinskomplex in das Karn (? Oberkarn) ein. KRYSSTYN & SCHÖLLNERGER (1972: 67) sprechen vom tuvalischen Draxlehen-Kalk. An Hand des Draxlehen-Profiles (Abb. 2), in dem die mikrofaunistischen Untersuchungsergebnisse mitgearbeitet sind, ist die Unhaltbarkeit der Auffassung von RIECHE 1971 ersichtlich.

2.1.2. Gesteinsbeschreibung

Die Kalke des Steinbruches fallen, bei einem Streichen von 100-115°, steil (55-60°) nach Süden ein. Geringfügige Verstellungen, hervorgerufen durch flach liegende Verwerfungen, ließen sich beobachten. Dadurch wurden die höheren Teile des Steinbruches um einige Meter gegen N hin versetzt.

Besonders auffallend ist die zum Teil intensive rote Färbung (die Rot-Skala variiert von hellrot bis weinrot). Durch Zwischenschaltung von weißen bis hellgrauen Partien wirkt das Gestein fleckig. Charakteristisch für den *Locus typicus* ist die Dünnbankigkeit, die nur in zwei Fällen in höheren Abschnitten des Steinbruches (Gesamtmächtigkeit 20,5 m) durch dicke Bänke unterbrochen wird. Der basale Teil der Kalke fällt besonders durch den Reichtum an roten Hornsteinknollen heraus. Die Hornsteinführung nimmt nach oben ab, ist aber bis zur zweiten dickeren Kalkbank (siehe Profil, Abb. 2) nachweisbar. Die Hornsteinführung ist recht unterschiedlich; z.T. handelt es sich um unregelmäßige Knauer, z.T. um über 1 m anhaltende Lagen. Die Knauer variieren stark in der Größe; generell ist ein Trend der Größenabnahme zum Hangenden hin beobachtbar, wodurch sie in den höchsten Partien leicht übersehen werden können.

Die Oberfläche der dünnen Kalkbänke ist knollig entwickelt. Zwischen den einzelnen Bänken sind stets rot-grüne bis grau-grüne weiche tonige Mergel eingeschaltet. Die Knollenbildung kann so intensiv sein, daß einzelne Kalkknollen nur mehr isoliert in Ton-Mergelmatrix schwimmen (siehe dazu auch SCHWARZACHER 1948: 21). Ob es sich hierbei z.T. auch um stark abgeflachte Ammoniten handelt, die im Zuge eines Flaserungsprozesses deformiert wurden, ließ sich nicht mit Sicherheit feststellen. Auf jeden Fall hat eine post-diagenetische Druckflaserung zu einer starken Zerlegung der geringmächtigen Kalkbänke geführt. Die intensive Stylolithenbildung weist auf eine starke Drucklösung hin, die außerdem noch die Kalkknollen überprägte.

2.1.3. Mikrofazies

Überraschenderweise ergab die mikrofazielle Analyse eine klare Trennung der Karbonatgesteine in einen liegenden und hangenden Anteil der Schichtfolge. Es handelt sich im liegenden Anteil (siehe Abb. 2, Profil - Abschnitt D1-D29) um Filamentmikrite, die weitaus vorherrschen, aber immer wieder mit Roveacriniden- und Radiolarienmikrit alternieren. Nur in zwei Fällen haben wir es mit Biomikriten zu tun, die durch ihre Gastropodenführung auffallen. Weiters kennzeichnet den tieferen Anteil die schon megaskopisch erkennbare SiO₂-Führung. Diese kann einerseits diffus auftreten, wobei eine Reihe von Mikrofossilien partiell oder auch vollständig verkieselt wurde, andererseits findet

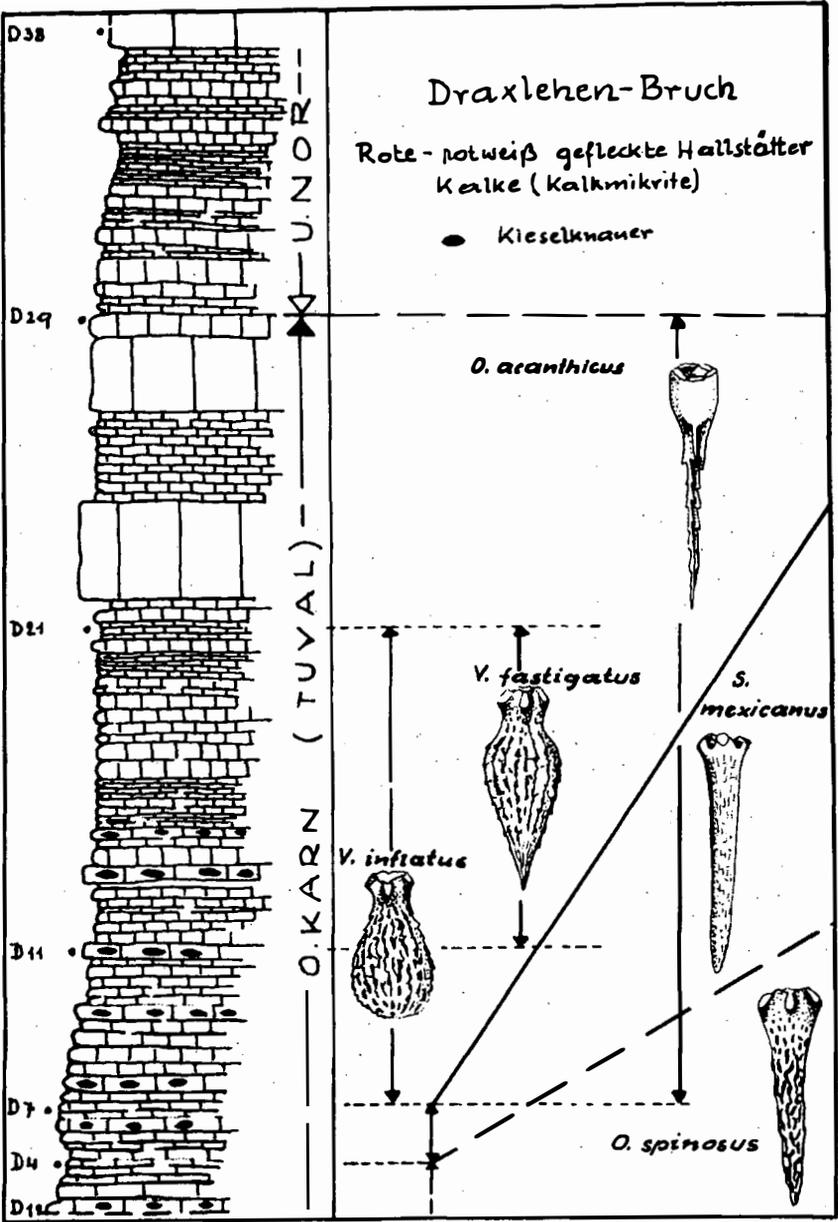


Abb. 2

durch konzentrierte Kieselsäurezufuhr eine völlige Auflösung der Mikrofauna statt; abgesehen interessanterweise von den Filamenten. Ein weiteres Merkmal kennzeichnet die Kalke des tieferen Profilabschnittes, nämlich die stets nachweisbare Pellet-Führung.

Der hangende Anteil fällt mikrofaziell stark heraus, vor allem durch eine sehr homogene Grundmasse (Mikrit ist feinkörniger als in der Basalserie). Die Filamente treten stark zurück oder fehlen überhaupt und werden durch Echinodermen bzw. Radiolarien vertreten. Es handelt sich hierbei um "typische Hallstätter Kalke", wie sie von MOSTLER & PARWIN (1973: 26) aus den Hallstätter Kalken des Sirius-Kogel beschrieben wurden.

Besonders auffallend sind "Fließgefüge" innerhalb des Mikrites, die dadurch zustande kamen, daß früh verfestigte Kalkschlamme (dünne Krusten) aufgerissen und der wassergesättigte Schlamm nach unten in den noch plastischen Mikrit eingeflossen ist.

Während eine eindeutige Subsolution nur in zwei Fällen im oberen Profilabschnitt nachgewiesen werden konnte, tritt Bioturbation, Stylolithenbildung, Flaserung über das ganze Profil hindurch auf. Resedimentäre Breccien treten gegenüber den anderen bis jetzt studierten Profilen stark zurück. Bedingt durch Druckflaserung kombiniert mit Stylolithenbildung kommt es zu einer Vielfalt von Erscheinungsformen der Korrosion. Bei intensiver Druckflaserung kommt es zur Herausbildung kleiner, linsenförmiger Filamentmikrit-Areale, die z.T. eine Intern-Rotation erkennen lassen. Bioturbation ließ sich, wie bereits erwähnt, an allen Schliffen im Profil nachweisen. Es konnten folgende Erscheinungen festgehalten werden: unregelmäßig begrenzte, aber doch vorwiegend im Querschnitt ovale Bereiche von homogenem Mikrit, wobei die sonst im Schliff auftretenden Filamente fehlen; Bereiche, wiederum aus Mikrit bestehend, um die sich Filamente, die beim Durchwühlungsprozeß nach außen geschoben wurden, sammeln; aussparitierte Kleinhöhlen von etwa gleichbleibender Größe und unregelmäßiger Gestalt.

2.1.4. Mikrofauna und ihre Auswertung

Die Trennung der Karbonatgesteinsfolge in einen Liegend- und Hangenteil konnte, wie bereits erwähnt, durch die mikrofazielle Analyse recht befriedigend vorgenommen werden. Noch deutlicher kommt diese Trennung durch die Auswertung der Mikrofaunen zum Ausdruck. Diese wurden sowohl im Dünnschliff als auch im unlöslichen Rückstand untersucht. Während die Dünnschliffauswertung nur semiquantitativ möglich ist, wurde der Rückstand statistisch ausgewertet. In den Dünnschliffen fallen besonders die Schwebcrinoiden aus dem liegenden Profilanteil auf, die zum Teil das Schliffbild mit 50% und mehr beherrschen.

Auffallend ist die Filamentbeteiligung am Sediment; die Filamente sind bis Probe D29 häufig bis sehr häufig und werden nach oben hin seltener.

Die sehr häufig auftretenden Radiolarien zeigen kaum Schwankungen; konform damit gehen auch Foraminiferen und Ostracoden, während Ammoniten unregelmäßig auftreten. Zu erwähnen sind noch die fallweise auftretenden Gastropoden.

Die aus dem unlöslichen Rückstand gewonnenen Mikrofossilien verteilen sich auf: Foraminiferen, Poriferen-Spiculae, sessile und planktische Crinoiden, Ophiuren, Holothuriern, Conodonten, Fischzähne bzw. Fischschuppen und Mikroproblematica. Foraminiferen, Conodonten und Fischreste treten ohne nennenswerte Schwankungen im gesamten Profil auf. Die Holothuriensklerite sind gewissen Schwankungen ausgesetzt bzw. fehlen öfters im tieferen Profilanteil. Die Ursache dafür ist zur Zeit unbekannt; auf keinen Fall hat die Diagenese damit zu tun, denn es treten andere Mikrofossilien von derselben Bausubstanz in diesem Profilanteil auf. Eine klare Abgrenzung der tieferen von der höheren Schichtfolge ergibt sich bei der Auswertung der Crinoiden; die planktischen Formen (Roveacriniden) kommen sehr häufig bis massenhaft im gesamten tieferen Teil bis Probe D29 vor, darüber konnte nicht eine Spur eines Roveacriniden-Skelettelementes gefunden werden. An ihre Stelle treten sessile Crinoiden, die zwar nicht häufig, aber doch eine gewisse Regelmäßigkeit im höheren Profilanteil aufweisen, vor allem an Hand von Trochiten zu erkennen. Es ist überhaupt auffallend, daß die Echinodermen im höheren Profilabschnitt, jetzt ganz abgesehen von den vorher erwähnten Roveacriniden, in ihrem weiteren Spektrum ziemlich kontinuierlich auftreten. So fehlen im unteren Anteil des Profils die Ophiuren ganz, die Echiniden treten nur sehr sporadisch auf.

Wenn wir also, was die Abgrenzung des tieferen Profilanteils zum höheren betrifft, zusammenfassen, so läßt sich mit Hilfe der statistischen Mikrofossil-Auswertung bzw. mit den einzelnen Tiergruppen wie Crinoiden, Echiniden, Ophiuren und Mikroproblematica ein klarer Faunenschnitt festhalten, ohne daß wir die stratigraphische Reichweite dieser Fossilengruppen zu Rate gezogen haben. Durch die artliche Aufgliederung z.B. der Roveacriniden war es möglich, zu einer weiteren Untergliederung zu gelangen (siehe dazu Kapitel 4).

Mit Hilfe der Holothurien, vor allem aber der Conodonten, konnte dieser Faunenschnitt auch noch als stratigraphischer Schnitt erkannt werden. Er entspricht der Karn/Nor-Grenze (siehe Tab.1), auf die im Kapitel 2.3. speziell eingegangen wird.

2.2. Wallbrunn (siehe Lageskizze Abb. 1)

2.2.1. Allgemeine Bemerkungen und bisherige stratigraphische Einstufung

Die im Profil (Abb. 3) dargestellte und im Zusammenhang mit den Roveacriniden interessierende Schichtfolge ist nur ein Teilabschnitt aus dem insgesamt ca. 80 m mächtigen Profil, das sich über den Wallbrunn-Kopf hinaus erstreckt. Es handelt sich bei diesem Teilprofil um einen Gesteinskomplex, der im wesentlichen den Konturen eines schon sehr lange außer Betrieb befindlichen Steinbruches folgt bzw. etwas über dessen Oberkante hinweg verfolgt wurde. GÜMBEL (1861: 223-225) erwähnt unter anderem auch diese Lokalität, als er das Vorkommen des "Draxlehner rothen Plattenkalkes" im Berchtsgadener Land beschrieb. Die von KRYSSTYN, SCHÄFER & SCHLAGER (1971: 289) erwähnten "Muschel-Seifen" treten erst im höheren Profilbereich auf.

Auch RIECHE befaßte sich (1971: 38) mit dem Profil von Wallbrunn, aber genauer ist er nur auf die Gesteine der Profilbasis eingegangen. Durch die Einstufung der *Osteocrinus*-Fauna in den Oberladin/Unterkarn-Zeitraum, und wahrscheinlich auch an Hand der roten Knollenflaserkalke, die im Salzkammergut bis zu dieser Zeit immer in unterkarnischer Position gesehen wurden, ordnete er diese Kalke dem Unterkarn zu.

Die vorliegenden Untersuchungen widerlegen diese Einstufung, zumal die roten Knollenflaserkalke aus dieser Lokalität nicht nur durch die Schwebcrinoiden, sondern auch durch andere Mikrofossilien eindeutig ins Tuval einzustufen sind. Man muß berücksichtigen, daß RIECHE aufgrund des seinerzeitigen Standes der Stratigraphie in der Obertrias keine scharfe Grenze in den einzelnen Profilen zog, sondern sich auf einzelne Fossilfundpunkte mit der stratigraphischen Einstufung beschränkte; daher nur mutmaßliche Grenzen zwischen Karn (z.T. Unterkarn) und Nor.

Lithologisch stimmen naturgemäß unsere Aufnahmen mit den von RIECHE (1971: 24) abgebildeten überein.

Den höheren Anteil des Profils, der sich über den Wallbrunnkopf erstreckt, hat RIECHE selbst nicht bearbeitet, denn das Profil wurde von KRYSSTYN übernommen.

Die mikropaläontologischen Ergebnisse haben es ermöglicht, im Gegensatz zu RIECHE eine gute Grenze zwischen Karn und Nor zu ziehen.

2.2.2. Gesteinsbeschreibung

Die um 20° streichenden und 50° nach W einfallenden Kalke lassen schon infolge der unterschiedlichen Gesteinsfarbe eine Untergliederung zu. Anfangs (bis Probe W8 - siehe Profil Abb. 3) ist das Gestein auffallend rot bis fleischrot; es folgt danach ein Übergangsbereich (hell- bis gelblichbraun) bis Probe WD7; danach (bis Probe WE10) liegen nur mehr ausgesprochen helle Kalke vor. Das unterschiedliche Gefüge der Sedimente in diesem Profil kann zu einem weiteren Unterscheidungskriterium herangezogen werden. An der Profilbasis sind 10,5 m mächtige Knollen- bis geflaserte Kalke erschlossen mit regelmäßiger Feinbankung und einer sehr auffallenden wulstigen Oberfläche. Ton-Mergel-Zwischenlagen setzen die Bänke gegeneinander ab. Es folgen dann 4,5 m mittelbankige Kalke, die aber eine glatte bis nahezu ebene Oberfläche besitzen. Nach diesem, als Übergangszone zu bezeichnendem Profilabschnitt folgen dann massige helle Kalke. Eine Bankung fehlt hier überhaupt oder wird nur schwach im Meterbereich angedeutet.

2.2.3. Kurze Bemerkungen zur Mikrofazies

Mikrofaziell bauen den basalen Teil des Profils filamentführende Radiolarienmikrite bzw. roveacrinidenführende Filamentmikrite auf. Die Mikrofazies ist der den Kalken von Draxlehen sehr ähnlich, allerdings mit einer Ausnahme: im Profil Wallbrunn fehlt jegliche Art von SiO₂-Führung.

Der Flaserungsprozeß in dem knollig entwickelten Profilanteil war oft so durchgreifend, daß er selbst zur Korrosion einzelner Fossilreste führte, z.T. kam es sogar zu einer Rotation einzelner

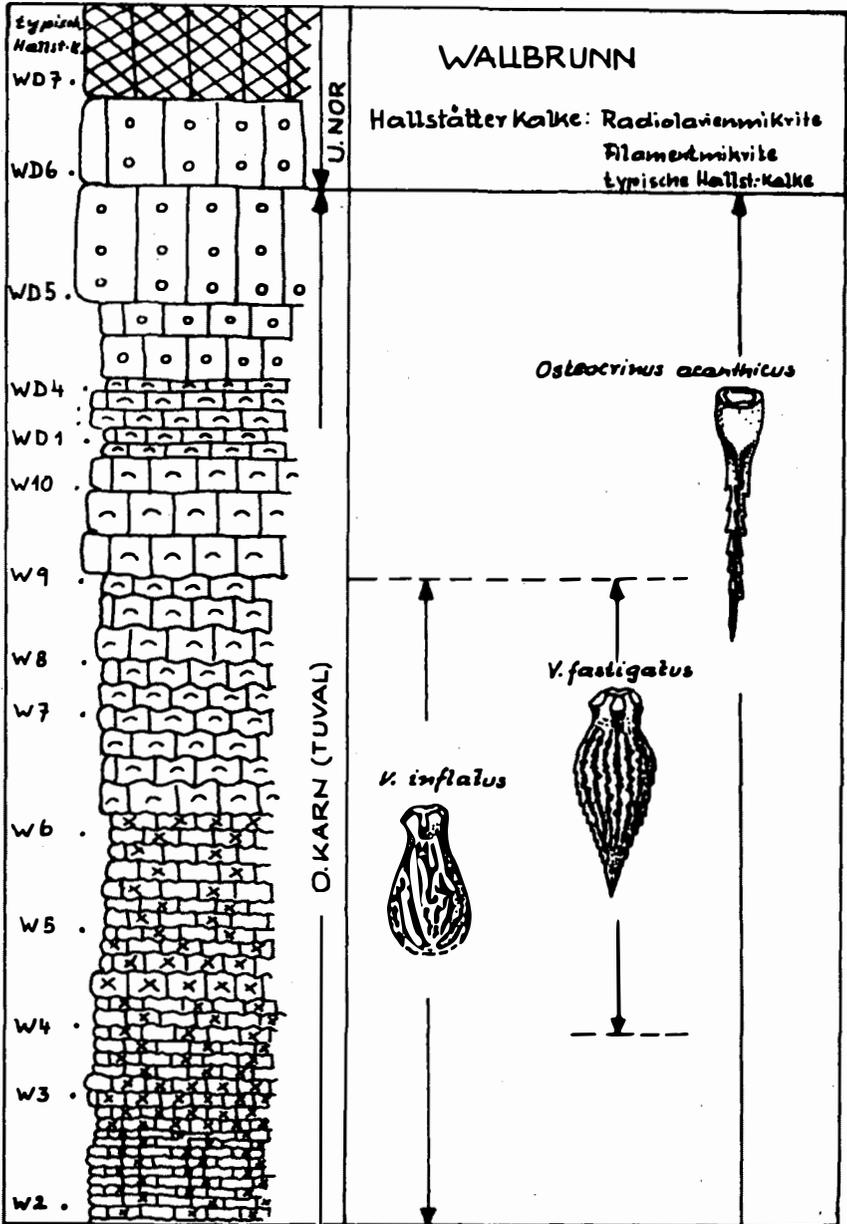


Abb. 3

Biogene (vgl. hierzu Draxlehen-Profil).

Im norischen Anteil sind es wiederum dieselben Biomikrite, wie wir sie im Profil Draxlehen kennengelernt haben; mit ihrem "Fließgefüge" entsprechen sie dem typischen Hallstätter Kalk im Sinne MOSTLER & PARWIN 1973; sie überlagern die pelletführenden Mikrite. Im basalen norischen Abschnitt wurde immer wieder die Tätigkeit bohrender Organismen an Ammonitenschalen (wahrscheinlich handelt es sich um bohrende Mycophyten) festgestellt, z.T. wurden die Schalen von Foraminiferen korrodiert und besiedelt.

2.2.4. Zur Mikrofauna

Obwohl die Mikrofazies der von Draxlehen sehr ähnlich ist, abgesehen von der SiO_2 -Führung, sieht die Gesamtfauenauswertung (Tab. 2) doch wesentlich anders aus.

Die agglutinierten Foraminiferen laufen konstant durch; die Poriferenspiculae setzen gleich in der zweiten Probe ein und ziehen bis in das basale Nor ohne wesentliche Schwankungen durch. Brachiopodenspiculae (in Draxlehen nicht beobachtet) kommen im tuvalischen Anteil immer wieder vor (ausgenommen das höchste Tuval). Die Roveacriniden sind zur Hauptsache auch Brachialia; Kelche wurden nur etwa 15% beobachtet, kommen im tieferen Profil häufig bis sehr häufig vor, sie nehmen nach oben an Individuenzahl etwas ab, um abrupt aufzuhören.

Sehr auffallend im Gegensatz zu Draxlehen ist das durchgehende Auftreten von Echiniden und Ophiuren, die sonst nur selten im tuvalischen Profilabschnitt vertreten sind. Im Gegensatz dazu kommen Fischreste nur relativ spärlich im Tuval und fehlen im Nor ganz.

Wir sehen also, daß schon geringe Faziesunterschiede eine nicht unbedeutende Verschiebung des faunistischen Inhalts mit sich bringen können und daß im Profil Draxlehen das Aussetzen bzw. Neuauftreten von bestimmten Mikrofossilgruppen mit Ausnahme der Schwebcrinoiden und des Problematikums *Irinella* mehr ein Zufall sein dürfte.

2.3. Die Karn/Nor-Grenze aus der Sicht der Mikrofauna

Da gut erhaltene Ammoniten relativ selten in den von uns untersuchten Profilen auftreten, waren wir gezwungen, die Einstufungen mit Hilfe von Mikrofossilien vorzunehmen. Hierzu boten sich besonders die Conodonten an, die im Laufe der letzten 2 Jahre geeicht am orthochronologischen System sehr klare stratigraphische Datierungen ermöglichten, wenn wir von tyxonomischen Problemen (zu weite oder zu enge Fassung von Arten) einerseits und von der z.T. noch nicht völlig gefestigten Ammonitenchronologie andererseits absehen. Die Karn/Nor-Grenze wird heute zwischen den beiden Ammonitenzonen *Klamathites macrolobatus*-Zone (Tuval) und *Mojsisovicsites kerri*-Zone (Lac = Unternor) gezogen. Nach KOZUR (1972: 17) entspricht diesen beiden Ammonitenzonen eine Conodontenzone (*Metapolygnathus nodosus*-Zone), die folgendermaßen definiert ist: "Lebensbereich von *M. nodosus* ohne *M. communisti*. Untergrenze: Aussetzen von *M. communisti* Einsetzen von *M. abneptis echinatus*. Obergrenze: Aussetzen von *M. nodosus*; Einsetzen von *M. spatulatus*." Durch eine Unter-

gliederung der *nodosus*-Zone in zwei Subzonen wurde von KOZUR 1972 versucht, jede Ammonitenzone für sich auch durch Conodonten in den Griff zu bekommen. Die *M. echinatus*-Subzone (Lebensbereich von *M. abneptis echinatus*) mit *G. polygnathiformis* ohne *M. abneptis abneptis* und die *M. abneptis*-Subzone, die durch das Einsetzen von *M. abneptis abneptis* und das Zusammenvorkommen mit *M. nodosus* definiert ist.

Im Berchtesgadener Raum haben wir nach einer ersten relativ weitmaschigen Bemusterung den Bereich der Karn/Nor-Grenze zunächst grob erfaßt und dann in einer weiteren gezielten Aufsammlung die Proben in diesem Grenzbereich in wesentlich engeren Abständen entnommen. Der unlösliche Rückstand erbrachte eine reiche Mikrofauna. Die Conodonten, hier seien nur die stratigraphisch wichtigsten genannt, verteilen sich folgendermaßen: Die Indexart der *abneptis*-Subzone überschneidet sich stets mit dem Vorkommen von *G. polygnathiformis*, was mit den Beobachtungen von KRYSZYN (1973: 133) im Salzkammergut übereinstimmt. Gegenüber der Auffassung von KOZUR 1972 ergeben sich somit Abweichungen, die aber stratigraphisch gesehen eine unbedeutende Verschiebung zur Folge haben. Geht man also streng nach dem letzten Auftreten von *G. polygnathiformis* vor, dann muß man auch dort die Karn/Nor-Grenze setzen. In unserem Fall ist dies relativ leicht möglich, da *G. polygnathiformis* im Tuval sehr häufig auftritt und dann ganz abrupt aussetzt. Würde man das Einsetzen von *M. abneptis* heranziehen (das Einsetzen von Arten wird bei stratigraphischer Auswertung bevorzugt), müßte man einen Karn/Nor-Grenzbereich ausscheiden; von einem solchen haben wir bei unseren Betrachtungen allerdings abgesehen.

Nachdem eine relativ scharfe Karn/Nor-Grenze erarbeitet werden konnte, war es interessant, die Verbreitung anderer Mikrofossilgruppen, die über diese Grenze hinweggehen, näher zu beleuchten. Wir wollen uns zunächst mit den Schwebcrinoiden befassen. In der *K. macrolobatus*-Zone (siehe Tab. 3) sind 6 Arten von Schwebcrinoiden vertreten, wobei besonders den Arten von *Somphocrinus* und *Vasculicrinus* stratigraphische Bedeutung zukommt. Aber alle diese Arten setzen innerhalb der *K. macrolobatus*-Zone aus, nur *Osteocrinus acanthicus* (sehr häufig bis massenhaft) reicht bis zur Karn/Nor-Grenze; möglicherweise ist hier auch noch eine zweite Art beteiligt, deren Centrodorsalia wir bisher noch nicht kennen.

In den meisten Fällen (hier sind nun alle aus dem Berchtesgadener Raum bearbeiteten Profile inbegriffen) setzen Schwebcrinoiden - hier sind diejenigen Arten gemeint, die sehr häufig bis massenhaft vorkommen - sehr plötzlich und zur selben Zeit wie *G. polygnathiformis* aus. Nur in 2 Fällen überschneidet sich das Erlöschen von *G. polygnathiformis* mit *O. acanthicus* ein wenig. *M. abneptis* setzt immer vor dem Erlöschen der Schwebcrinoiden ein. Man ist aufgrund des Aussetzens von Schwebcrinoiden, ohne die Arten bestimmen zu müssen, in der Lage, die Karn/Nor-Grenze ziemlich scharf in den Griff zu bekommen.

Wie steht es mit den Holothuriensklerriten, die in diesem Zeitabschnitt sehr häufig, z.T. in großer Vielfalt vertreten sind? In jenem Bereich, den wir dem Tuval bzw. dem höheren Tuval

als zugehörig betrachten, sind es folgende Formen, von denen nur die stratigraphisch wichtigsten aufgeführt werden.

Acanthotheelia pseudospinosa KOZUR & MOCK

Acanthotheelia pulchra KOZUR & MOCK

Eocaudina acanthocaudinoides MOSTLER

Kuehnites serratus MOSTLER

Præeuphronides simplex MOSTLER

Theelia patinaformis MOSTLER

Theelia praeseniradiata KOZUR & MOCK

Theelia undata MOSTLER

Theelia variabilis slowakensis KOZUR & MOCK

Davon sind *A. pulchra*, *K. serratus*, *Th. patinaformis* und *Th. undata* auch schon in tieferen Teilen des Tuval vertreten, während *Th. praeseniradiata* und *Th. variabilis slowakensis* gleichzeitig mit dem erstmaligen Auftreten von *M. abneptis* einsetzen.

Auffallend ist das Fehlen von bisher als stratigraphisch wichtig geltenden Formen wie *Th. raschbergensis*, *Th. intermissa*, *Canisia symmetrica* und *Calclamna elliptica*, wie sie MOSTLER (1972: 740) für den Bereich Tuval-tieferes Nor anführt.

KOZUR & MOCK (1974: 139, 140) geben in der *K. macrolobatus*-Zone nur Durchläuferformen an bzw. "*Calclamnoidea*" *canalifera* KRISTAN-TOLLMANN, führen dagegen aus der *M. kerri*-Zone *Acanthotheelia pulchra*, *Kuehnites inaequalis*, *Theelia rosetta* und *Theelia variabilis slowakensis* an. Sie sprechen daher von einem "Holothurienbereich" in der *kerri*-Zone, der durch das Auftreten von *A. pulchra* und reichlich *Th. variabilis slowakensis* im wesentlichen ohne norische Leitformen charakterisiert ist. Wie aber bereits erwähnt, tritt *A. pulchra* schon im tieferen Tuval auf und scheidet somit als Leitform für die *kerri*-Zone völlig aus. Übereinstimmend ist nur das gleichzeitige Auftreten von *Th. variabilis slowakensis* und *M. abneptis*. Die bei KOZUR & MOCK (1974: 140) mit *Theelia zawidzkae* auftretende *Th. praeseniradiata*, die nach den beiden Autoren erst in der *spatulatus*-Zone einsetzt, kommt in den Hallstätter Kalken von Berchtesgaden bereits zum ersten Mal mit dem Einsetzen von *M. abneptis* vor und scheidet daher als Leitform aus.

Der dem Unternor zuzuordnende Abschnitt führt folgende Holothuriensklerite:

Kuehnites serratus MOSTLER

Præeuphronides simplex MOSTLER

Stichopitella elegans MOSTLER

Theelia patinaformis MOSTLER

Theelia praeseniradiata KOZUR & MOCK

Theelia stellifera ZANKL

Theelia variabilis slowakensis KOZUR & MOCK

Theelia variabilis ZANKL

Uncinulina compressa MOSTLER

Uncinulina hastata MOSTLER

Auch hier ergeben sich gewaltige Unterschiede gegenüber den von KOZUR & MOCK (1974: 142) aufgestellten "Holothurienbereichen".

Th. stellifera tritt schon in der höheren *kerri*-Zone auf und nicht erst im unteren Sevat; dasselbe trifft für *Th. variabilis* zu. Es ist unserer Meinung nach zu verfrüht, ein verfeinertes assemblage-Zonen-System mit Hilfe von Holothurienskleriten zu erstellen, denn zunächst muß einmal das grobe von MOSTLER 1972 erstellte überarbeitet und der neuen Orthochronologie angepaßt werden. Die "Holothuriengebiete", wie sie KOZUR & MOCK 1974 aufgeführt haben, haben sicher einen stratigraphischen Aspekt, zumal, was die Theelien betrifft, diese auf phylogenetischer Basis beruhen und sich somit eine generelle Abfolge ablesen läßt. Nur ist das Ein- und Aussetzen der Formen noch relativ schwer kontrollierbar und von einer Reihe uns noch unbekannter Faktoren abhängig; dies soll in einer Studie von einem der beiden Autoren (MOSTLER) an Hand von 15 Hallstätter Kalk-Profilen dargestellt werden.

Einen nicht uninteressanten Aspekt zur Karn/Nor-Grenzziehung bringen die Mikroproblematica. Nach KOZUR & MOSTLER 1972 treten im Tuval Formen der Gattungen *Placerotapis* KOZUR & MOSTLER, *Cornuacites* KOZUR & MOSTLER, *Uvanogelia* KOZUR & MOSTLER, *Limolepis* KOZUR & MOSTLER und *Irinella* KOZUR & MOSTLER auf. Davon überschreiten *Uvanogelia* und *Limolepis* die Karn/Nor-Grenze, während *Placerotapis* und *Cornuacites* innerhalb des Tuval erlöschen. Nur *Irinella* reicht bis in den Karn/Nor-Grenzbereich, genauer gesagt, Formen dieser Gattung erlöschen im höchsten Tuval. Es gibt bisher keine Anzeichen, daß Arten dieser Gattung in die *kerri*-Zone hinaufreichen. *Irinella* kommt stets mit den im höheren Tuval von Berchtesgaden auftretenden Holothurienskleriten vergesellschaftet vor. KOZUR & MOCK (1974: Tab. 2) führen diese Form unter "*C.*" *canalifera* entweder isoliert oder mit Durchläuferformen an. "*C.*" *canalifera* überschreitet in völliger Übereinstimmung mit unseren Beobachtungen die Karn/Nor-Grenze in Silica Brezova nicht.

Zusammenfassend läßt sich somit für die Karn/Nor-Grenze aus der Sicht der von uns bearbeiteten Mikrofossilien folgendes sagen:

- 1) Mit Hilfe der Conodonten ist eine den Ammoniten gleichzustellende Grenzziehung möglich.
- 2) Die Schwebcrinoiden ermöglichen eine annähernd gleichwertige Grenzziehung, wenn man von geringfügigen Überschneidungen (in stratigraphischer Hinsicht unbedeutend) absieht.
- 3) Die Holothuriensklerite bringen bisher nicht den erwarteten Faunenschnitt an der Karn/Nor-Grenze; ein solcher ist, soweit wir es heute überblicken können, erst innerhalb des Nor erkennbar.
- 4) Die Mikroproblematica, besser gesagt, nur der Formenkreis um *Irinella*, ermöglicht, ähnlich wie die Roveacriniden, einen Karn/Nor-Grenzbereich zu erfassen, allerdings nur erkennbar durch das Erlöschen dieser Formen.

3. Systematische Beschreibung der neuen Schwebcrinoiden

Klasse Crinoidea

Unterklasse Articulata

Ordnung: Roveacrinida SIEVERTS-DORECK 1953

Familie: Roveacrinidae PECK 1943⁺)

Gattung: *Vasculicrinus* n. gen.

Generotypus: *Vasculicrinus inflatus* n. gen. n. sp.

Derivatio nominis: Vasculum (lat.) = kleines Gefäß, kleine Vase;
nach der vasenförmigen Gestalt des Centrodorsale

Diagnose: Eine neue Gattung der Roveacrinidae PECK mit folgenden Besonderheiten: Centrodorsale von vasenförmiger Gestalt, unten rund oder mit kurz zusammengezogener Spitze; die maximale Breite liegt in der Mitte oder im basalen Drittel des Centrodorsale. Neben einer charakteristischen Außenskulptur (starke Berippung) fällt das Centrodorsale durch den stark ausgebauchten und gekerbten Oberrand auf. Die Radialia, ebenfalls mit der markanten Außenskulptur, sind schlank und hoch, letzteres bedingt durch distalwärts stark hochgezogenen Oberrand (distale Vorrangungen bzw. Hügel).

Die Ventralseite der Radialia zeigt nur im proximalen Teil eine ausgeprägte Mittelrinne, die sich distalwärts verliert. Es fehlt also eine markante durchgehende Mittelrinne, es fehlt auch ein Steg in deren Fortsetzung. Die Muskelgruben sind entweder über die gesamte Länge der distalen Flügel ausge- dehnt oder nur auf kurze Bereiche mit mehr distaler Lage beschränkt. Die Radialia, die mit dem dorsalen Mittelteil auf dem Oberrand der Centrodorsalia aufsitzen, treffen an einem Steg am Innenrand des Centrodorsale mit ihren Rändern gerade noch zusammen.

Abgrenzung zu anderen Gattungen: *Vasculicrinus* n. gen. steht sowohl in enger Verwandtschaft zu *Somphocrinus* PECK als auch zu *Ossicrinus* KRISTAN-TOLLMANN.

Von ersterer unterscheidet sich unsere neue Gattung vor allem dadurch, daß sich die Seitenränder der Radialia gerade noch treffen und somit kein freier Raum zwischen den einzelnen Radialia auftritt, wie dies bei *Somphocrinus* der Fall ist (ein freier Raum bleibt nur im proximalen Teil der Radialia, distalwärts an den Rändern stoßen sie aneinander).

⁺) Auf die Problematik, die H.W. RASMUSSEN (1961: 362) bezüglich des Nichtvorhandenseins eines Centrodorsale bei der Familie Roveacrinidae anschnidet, wird hier nicht eingegangen.

Auch ist der Bau der Radialia gegenüber *Somphocrinus* recht unterschiedlich, gerade, was den dorsalen Teil betrifft. So gliedert sich der dorsale Teil der Radialia von *Vasulicrinus* in 3 Teile, wobei der mittlere, relativ schlanke Teil sehr stark vorgewölbt ist und erst sehr hoch oben sich abrupt zu einer breiten, schwach abfallenden Ligamentgrube erweitert. Die beiden Seitenteile sind mindestens ebenso breit wie der Mittelteil. Diese Breite ist bereits im proximalsten Abschnitt vorhanden. *Somphocrinus* dagegen weist einen sehr breiten Mittelteil auf, während die Seitenteile im Dorsalabschnitt nur andeutungsweise vorhanden sind, z.T. richtiggehend fehlen.

Ossicrinus unterscheidet sich von *Vasulicrinus* vor allem durch das Fehlen der starken distalen Vorrangungen (Flügel) und durch den gedrungenen Bau der Radialia sowie den flachen Oberrand der Centrodorsalia, stimmt aber, bis auf geringe Unterschiede, was den Bau der Ventralseite der Radialia betrifft, gut überein.

Von *Osteocrinus* KRISTAN-TOLLMANN ist *Vasulicrinus* vor allem durch das Fehlen einer ausgeprägten Mittelrinne bzw. das Fehlen eines Steges, der die Muskelgruben auf der Ventralseite scharf voneinander trennt, sowie durch das Fehlen von Flügeln abzutrennen.

Vasulicrinus inflatus n. gen. n. sp.

(Abb. 4, Fig. 1-2; Abb. 5, Fig. 1-4)

Derivatio nominis: *Inflatus* (lat.) = aufgebläht, aufgeblasen; nach dem stark aufgeblähten basalen Abschnitt des Centrodorsale

Holotypus: Abb. 4, Fig. 1

Locus typicus: Draxlehner Steinbruch, Berchtesgaden

Stratum typicum: blaßroter, deutlich gebankter, SiO₂-führender Hallstätter Kalk des Oberkarns (Bank D11)

Material: Über 100 Exemplare

Diagnose: Centrodorsale von vasenförmiger Gestalt, unten stets zugerundet, kräftiger Außenskulptur (Rippen und Stege) und stark ausgebauchtem Oberrand.

Beschreibung: Das Centrodorsale weist eine ausgesprochene vasenförmige Gestalt auf, die zwischen gedrungen breit bauchigem Bau bzw. mehr schlankeren Formen variiert. Die unter dem Oberrand beginnende Einschnürung des Centrodorsale ist mehr oder minder stark ausgeprägt; unmittelbar darauf folgt eine auffallende Verbreiterung, die ihr Maximum in der Mitte oder im basalen Drittel erreicht, um schließlich, ohne viel an Breite zu verlieren, halbkugelförmig abzuschließen. Der Oberrand des Centrodorsale ist stets stark ausgebuchtet, d.h. die stark nach unten geneigten Ansatzflächen für die Radialia springen weit nach außen vor; dazwischen liegen markante Einkerbungen, wodurch ein Bild (Ansicht von oben)

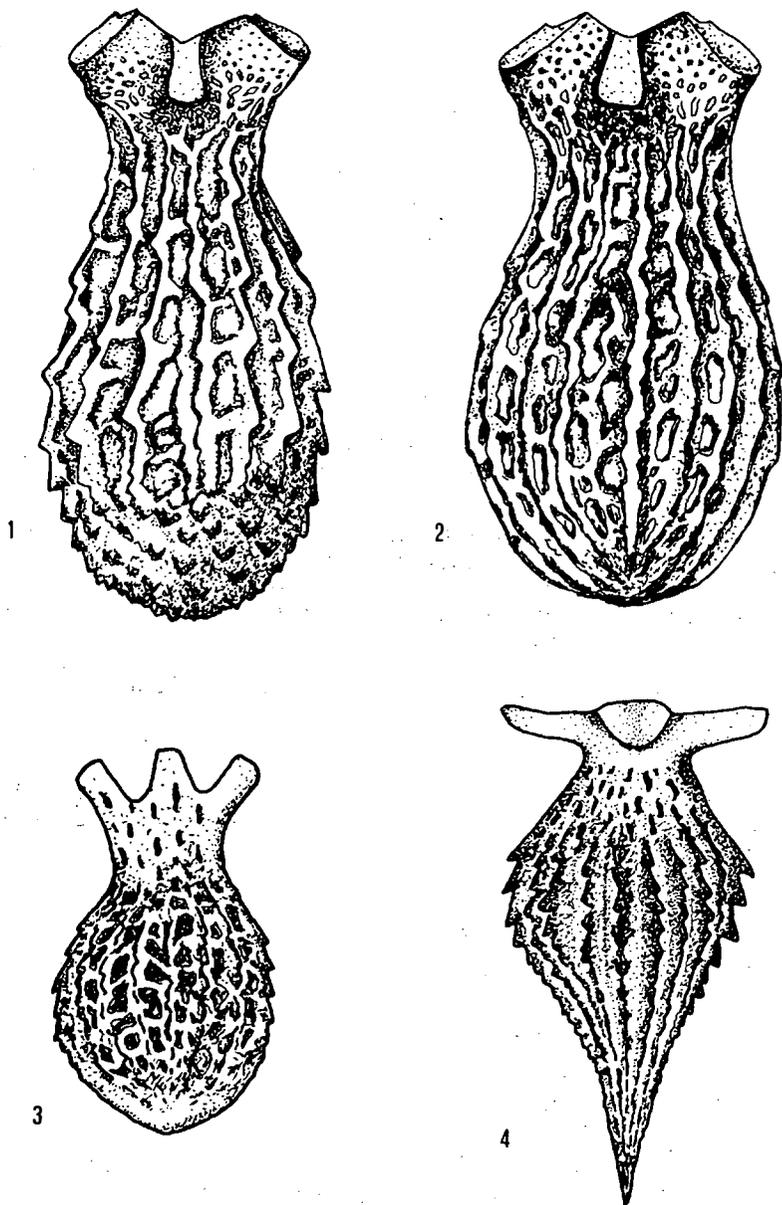


Abb. 4

Fig. 1-2 = *Vasulicrinus inflatus* n. gen. n. sp. (Fig. 1 = Holotypus)

Fig. 3 = *Somphocrinus* ? n. sp.

Fig. 4 = *Vasulicrinus* ? n. sp.

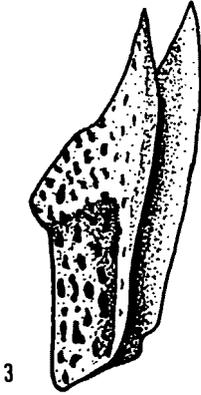
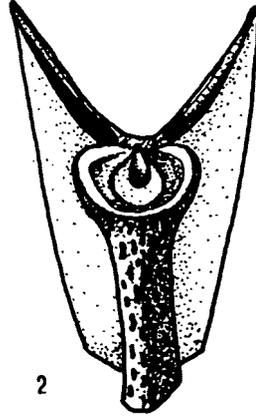
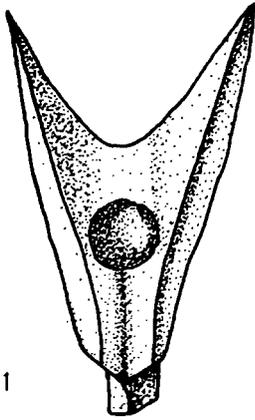


Abb. 5

Vasculicrinus inflatus n. gen. n. sp.

Fig. 1 = von innen, 2 = von außen, 3, 4 = von der Seite

von breit ausladender Ansatzstelle und schmalen wesentlich tiefer liegenden Zwischenräumen, die nicht selten zu schmalen Kämme werden, entsteht. Das Centrodorsale ist außerdem durch eine sehr auffallende Außenskulptur gekennzeichnet; stark ausgeprägte Rippen mit treppenförmiger Abstufung verlaufen in axialer Richtung. Die Rippen, die im Mittelabschnitt des Centrodorsale am kräftigsten ausgebildet sind, werden durch Stege mehr oder weniger regelmäßiger Anordnung verbunden; dazwischen sind tiefe Grübchen mit unregelmäßiger, doch mehr oder minder langovaler Gestalt eingesenkt. Die kräftigen, in den meisten Fällen schon im basalen Abschnitt sehr gut entwickelten Rippen (in einigen Fällen lösen sich die Rippen nach unten auf und werden von Höckern ersetzt) verlieren sich im Einschnürungsbereich und werden gegen den Oberrand hin von feiner werdenden Grübchen abgelöst.

Die Radialia sind stets schlank und hoch und weisen eine markante Außenskulptur auf. Die Rippen, analog denen des Centrodorsale, sind nur in etwas abgeschwächter Form im stark herausgewölbten Mittelteil der Dorsalseite entwickelt, während sie seitlich davon in feinen Grübchen aufgelöst werden. Die Dorsalseite weist im proximalen Abschnitt einen stark abgesetzten und herausgewölbten Mittelteil auf; die beiden Flanken sitzen stark zurückgesetzt erst etwas höher, zunächst sich stärker verbreiternd und nehmen dann in distaler Richtung nur allmählich an Breite zu. Der vorgewölbte, zunächst sehr schlanke Mittelbereich (Dorsalseite) bläht sich distal abrupt auf und trägt eine breit ausladende Ligamentgrube. Ventral sind die Radialia im proximalen Teil durch eine deutliche Rinne gekennzeichnet, die sich distal verliert. Distalwärts sind die Ränder stark hochgezogen (Flügel); in sie sind die Muskelgruben eingesenkt. Obwohl viele Brachialia vorhanden sind, ist eine sichere Zuordnung zu dieser Art nicht möglich.

Vasculicrinus fastigatus n. gen. n. sp.

(Abb. 6, Fig. 1-5)

Derivatio nominis: *fastigatus* (lat.) = spitz zulaufend; nach dem spitzen, basalen Ende des Centrodorsale benannt

Holotypus: Abb. 6, Fig. 1

Locus typicus: Draxlehensteinbruch, Berchtesgaden

Stratum typicum: Hellroter, fleckiger, dünngebankter Hallstätter Kalk des Oberkarn (Bank 17)

Material: 65 Exemplare

Diagnose: Centrodorsale von vasenförmiger Gestalt mit mehr oder minder kurzer, zusammengezogener Spitze und markanter Außenskulptur (schuppig); Die Radialia sind denen von *Vasculicrinus inflatus* sehr ähnlich.

Beschreibung: Das Centrodorsale weist im oberen Abschnitt eine sehr ähnliche Gestalt wie *Vasculicrinus inflatus* n. gen. n. sp. auf; der untere Abschnitt dagegen ist zu einer mehr oder minder kurzen Spitze ausgezogen. Die markante schuppige

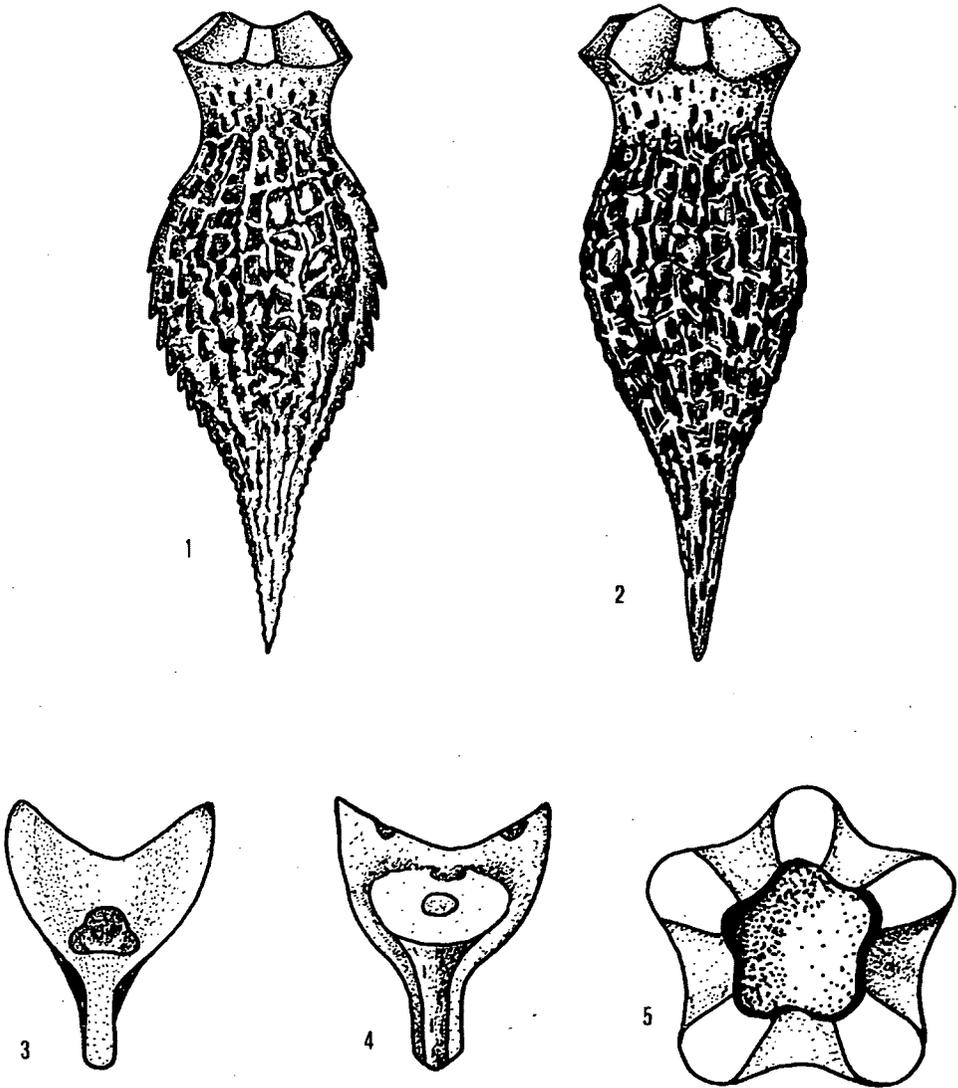


Abb. 6

Fig. 1-2 = *Vasculicrinus fastigatus* n. gen. n. sp. (Fig. 1 = Holotypus)

Fig. 3 = Radiale von innen

Fig. 4 = Radiale von außen

Fig. 5 = Aufsicht, Centrodorsale

Außenskulptur ist im Mittelteil (also dort, wo das Centrodorsale am stärksten ausgebaucht ist) am stärksten ausgeprägt. Zur Spitze hin nimmt die "Schuppengröße" allmählich ab und verliert sich im tiefsten Spitzenteil völlig; nach oben hin hören die Schuppen abrupt auf, an ihre Stelle treten Grübchen, die zum Oberrand hin etwas an Größe abnehmen.

Der Oberrand des Centrodorsale ist zwar etwas ausgebuchtet, aber bei weitem nicht so stark wie bei *Vasculicrinus inflatus*; daher sind die Ansatzflächen der Radialia nicht oder kaum versetzt, das heißt sie liegen in einer Ebene, während sie bei *Vasculicrinus inflatus* vorne stark abfallen und nach hinten (bzw. nach innen) in entgegengesetzter Richtung abfallen.

Die Radialia sind breit und bei weitem nicht so hoch wie bei *Vasculicrinus inflatus*, auch fehlt ihnen der sonst so stark abgesetzte und herausgewölbte Mittelteil. Über der Ligamentgrube ragen beiderseits die distalwärts hochgezogenen Ränder auf, in die kleine, mehr distal liegende Muskelgruben eingelassen sind. Auf der Dorsalseite weisen sie markante, parallel zur Außenskulptur verlaufende grobe ovale Poren auf.

Vasculicrinus ? n. sp.

(Abb. 4, Fig. 4)

Die in der äußeren Form stark der Art *Vasculicrinus fastigatus* ähnelnden Centrodorsalia sind am Oberrand sehr stark ausgebuchtet, die Ansatzfläche für die Radialia ist völlig eben und verläuft horizontal.

Die Radialia sind im Mittelteil (Dorsalseite) stark herausgewölbt; proximal beschränkt sich die Vorwölbung auf einen schmalen Bereich und nimmt distal sehr rasch an Breite zu. Die distal hochgezogenen Ränder sind knapp über der Dorsalgrube am breitesten; im distalsten Bereich aber nehmen sie an Breite ab. Ihr Verlauf vom proximalen zum distalen Abschnitt ist halbkreisförmig. Die Ventralseite zeigt ein breites, ausgedehntes Feld; eine markante Mittelrinne ist nicht entwickelt.

Somphocrinus ? n. sp.

(Abb. 4, Fig. 3)

Nach der Gestalt des Centrodorsale war man geneigt, diese Form zu *Vasculicrinus* zu stellen. Dagegen spricht aber die tiefe Einkerbung des Centrodorsaloberrandes, nachdem es ohne Zweifel einen freien Raum mindestens zwischen dem proximalen Teil der Radialia (bisher unbekannt) und der Einkerbung geben muß.

4. Stratigraphische Bedeutung aller in der Trias häufig bis massenhaft vorkommenden Schwebcrinoiden-Arten

In Tab. 3 sind alle bisher bekanntgemachten Gattungen bzw. Arten der Familie Roveacrinidae, die sehr häufig bis massenhaft vorkommen, in ihrer bisherigen stratigraphischen Reichweite festgehalten.

Diese Zusammenstellung darf nicht etwa als eine endgültige Verbreitungstabelle der einzelnen Roveacrinidenarten aufgefaßt werden, und zwar aus mehreren Gründen. Zum einen Mal ist die Orthochronologie noch immer nicht so gefestigt, als daß nicht noch Überschneidungen zu erwarten wären (wie z.B. Eliminierung des Cordevol überhaupt; siehe KRISTYN 1974: 140); zum anderen Mal wurden viele der Roveacriniden nur mit Hilfe von Conodonten eingestuft und auch hier sind noch nicht alle Probleme für eine einheitliche Conodontenzonierung aus dem Wege geschafft, was zum Teil an der unterschiedlichen Artfassung liegt, zum Teil mit der Umorientierung der Orthochronologie in Zusammenhang steht.

Das plötzliche und massenhafte Einsetzen der Roveacriniden beginnt mit dem Langobard, und zwar mit drei Arten. Diese sollen zunächst in ihrer stratigraphischen Reichweite besprochen werden.

Osteocrinus rectus KRISTAN-TOLLMANN. Diese Art ist selbst in stark von der Essigsäure korrodierten Formen an Hand ihrer einfach gebauten Kelche leicht zu erkennen (hier muß gleich erwähnt werden, daß die Roveacriniden im Vergleich zu anderen Echinodermaten in den meisten Fällen viel schlechter erhalten sind und deshalb ist oft eine Zuordnung bei sehr ähnlichen Kelchformen sehr schwierig, da z.B. oft nicht mehr oder nur sehr schwer erkannt werden kann, ob es sich um Kelche mit ehemaliger Grob- oder Feinskulptur handelte). *Osteocrinus rectus* reicht nach den bisherigen Beobachtungen bis in den Grenzbereich Jul/Tuval.

Die Unterart *Osteocrinus rectus goestlingensis* läßt sich an Hand der Kelche relativ gut, bei stark korrodierten Formen aber leicht an der Form der Radialia erkennen. Was ihre stratigraphische Reichweite betrifft, entspricht diese der von *Osteocrinus rectus*.

Osteocrinus gracilis MOSTLER (ein nomen nudum) wird in einer in Vorbereitung stehenden Arbeit, die speziell die selten vorkommenden Roveacriniden behandelt, beschrieben. *Osteocrinus gracilis* tritt auch im basalen Langobard häufig auf und reicht bis in das basale Cordevol hinein.

Osteocrinus virgatus KRISTAN-TOLLMANN setzt bereits im höheren Langobard ein und reicht bis Ende Jul, während die sehr markante und wohl auch in stark korrodierten Exemplaren immer noch zu erkennende *Osteocrinus rimosus* KRISTAN-TOLLMANN vom Cordevol/Jul-Grenzbereich abgesehen auf das Jul beschränkt bzw. dort weitaus vorherrschend ist.

Osteocrinus spinosus KRISTAN-TOLLMANN tritt möglicherweise schon ab dem tieferen Langobard auf, jedenfalls sicher etwa ab dem mittleren Langobard und reicht auf jeden Fall bis in die *subbulatus*-Zone.

Osteocrinus acus KRISTAN-TOLLMANN ist eine Form, die nicht allzu häufig auftritt, ihre Hauptverbreitung im Cordevol hat und auf jeden Fall auch in stark korrodierten Exemplaren durch den glatten unteren Teil des Centrodorsale leicht zu erkennen ist. *Osteocrinus acus* konnte schon im höheren Langobard nachgewiesen werden und reicht noch in das basale Jul hinein.

Osteocrinus aff. *acanthicus* ist eine noch problematische Form; die neuesten Untersuchungen weisen immer mehr in Richtung einer neuen Art; stark korrodierte Formen ermöglichen keine Abgrenzung gegen *Osteocrinus acanthicus*. Formen dieser noch nicht gut erfaßten Art treten bereits im höheren Langobard auf und dürften bis in den Cordevol/Jul-Grenzbereich reichen. In MOSTLER & SCHEURING 1974 ist diese Form noch als *Osteocrinus acanthicus* aufgeführt.

Osteocrinus acanthicus MOSTLER wurde bisher nur im höheren Tuval beobachtet.

Osteocrinus hessi MOSTLER ist im wesentlichen auf das Jul beschränkt wenn man von einem Vorkommen im Cordevol/Jul-Grenzbereich absieht. Exemplare dieser Art sind auch bei stark korrodierten Faunen noch gut zu erkennen.

Osteocrinus longispinosus MOSTLER, auffallend durch den massiven, breit ausladenden Unterteil des Centrodorsale, wurde bisher im Jul und Tuval nachgewiesen; ob diese Formen über die *subbulatus*-Zone hinausgehen, ist noch nicht völlig abgeklärt.

Osteocrinus planus MOSTLER ist manchmal gerade bei stark korrodierten Formen schwierig von *Osteocrinus hessi* zu unterscheiden. Diese Art wurde bisher nur im Jul beobachtet.

Osteocrinus squamosus MOSTLER tritt ab dem Cordevol auf und reicht möglicherweise über die *subbulatus*-Zone hinaus. Bei starker Korrosion sind die Centrodorsalia leicht mit denen von *Ossicrinus reticulatus* zu verwechseln.

Osteocrinus sulcatus MOSTLER ist auf das Jul beschränkt.

Soweit zu den 14 *Osteocrinus*-Arten. die weiteren Gattungen sind durch eine oder zwei Arten vertreten.

Ossicrinus reticulatus KRISTAN-TOLLMANN wurde bishernur im Cordevol beobachtet.

Über *Somphocrinus mexicanus* gibt es keine genauere Einstufung als Karn. In zwei der untersuchten Profile wurde *Somphocrinus mexicanus* in einem nur sehr kurzen Zeitabschnitt, etwa der höheren *subbulatus*-Zone entsprechend, gefunden.

Die beiden Arten von *Poculicrinus* (*Poculicrinus glaber* MOSTLER und *Poculicrinus globosus* MOSTLER) wurden im Jul beobachtet; es ist aber nicht unwahrscheinlich, daß letztere Art auch noch im basalen Tuval auftritt.

Den beiden neuen Arten der Gattung *Vasculicrinus* dürfte eine wichtige stratigraphische Bedeutung zukommen, denn auch sie treten nur in einem kurzen Zeitabschnitt im höheren Tuval auf.

Somit setzen im höheren Tuval vier neue Arten ein, im Jul sind es (den Cordevol/Jul-Grenzbereich miteinbezogen) sieben Arten,

im Cordevol bzw. Langobard/Cordevol-Grenzbereich vier Arten, während im höheren Langobard nur drei Arten nachgewiesen werden konnten, denen im tieferen Langobard noch zwei Arten folgen.

Wir sehen also, wenn sich das Bild nicht wesentlich ändert, daß den Roveacriniden eine nicht unwesentliche stratigraphische Bedeutung zukommt, aber leider versagt diese Tiergruppe, wie so viele andere wichtige Mikrofossilien, in dem Augenblick, wo wir aus der Beckenentwicklung herauskommen, das heißt, wo wir es mit Flach- und Flachstwasserbereichen zu tun bekommen.

Literatur

- FUCHS, G. & H. MOSTLER (1969): Mikrofaunen aus der Tibet-Zone, Himalaya. - Verh.Geol.B.A., 2, 133-143, Wien.
- GÜMBEL, C.W. (1861): Geognostische Beschreibung des Bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes, 940 S., Gotha (Perthes).
- KOZUR, H. (1972): Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. - Geol.Paläont.Mitt. Innsbruck, 2/11, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1973): Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. - Geol.Paläont.Mitt. Innsbruck, 3/1, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1973): Beiträge zur Stratigraphie der Trias II. - Geol.Paläont.Mitt. Innsbruck, 3/4, Innsbruck.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1972): Neue Holothurien-Sklerite aus der Trias der Slowakei. - Geol.Paläont.mitt. Innsbruck, 2/12, Innsbruck.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1974): Holothurien-Sklerite aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. - Geol. Zborn., Geol. Carpathica XXV, 1, 113-143, Bratislava.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1971): Holothurien-Sklerite und Conodonten aus der Mittel- und Obertrias von Köveskal (Balatonhochland, Ungarn). - Geol.Paläont.Mitt. Innsbruck, 1/10, Innsbruck.
- KRYSTYN, L. (1973): Zur Ammoniten und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). - Verh.Geol.B.A. 1, 113-153, Wien.
- KRYSTYN, L.; SCHÄFER, G. & W. SCHLAGER (1971a): Über die Fossilagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. - N. Jb.Geol.Paläont., Abh., 137/2, 284-304, Stuttgart.
- MOSTLER, H. (1972): Holothuriensklerite der alpinen Trias und ihre stratigraphische Bedeutung. - Mitt. Ges.Geol.Bergbaustud., 21, 729-754, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972): Die stratigraphische Bedeutung von Crinoiden-, Echiniden- und Ophiuren-Skelettelementen in triassischen Karbonatgesteinen. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 21, 711-728, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & P. PARWIN (1973): Ein Beitrag zur Feinstratigraphie der Hallstätter Kalke am Sirius-Kogel (Bad Ischl, Oberösterreich). - Geol.Paläont.Mitt. Innsbruck, 3/7, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & B. SCHEURING (1974): Mikroflora aus dem Lango bard und Cordevol der Nördlichen Kalkalpen und das Problem des Beginns der Keupersedimentation im Germanischen Raum. - Geol.Paläont. Mitt. Innsbruck, 4/4, Innsbruck.
- PECK, R.E. (1948): A Triassic Crinoid from Mexico. - J. Paleontol. 22, 81-84, Tulsa.
- RASMUSSEN, H.W. (1961): A monograph on the Cretaceous Crinoides. - Biol. Skr.Dan.Vid.Selsk. 12, 428 S., København.
- RIECHE, J. (1971): Die Hallstätter Kalke der Berchtesgadener Alpen. - Diss. TU Berlin, 173 S., Berlin.
- SCHLOSSER, M. (1898): Das Triasgebiet von Hallein. - Z. deutsch. geol. Ges., 50, 333-384, Berlin.
- SCHWARZACHER, W. (1948): Sedimentpetrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine. Hallstätter Kalke von Hallstatt und Ischl. - Jb.Geol.B.A., 91, 1-48, Wien.

STUFEN	LADIN	KARN			NOR			
UNTERSTUFEN	LANGOBARD	CORDEVOL	JUL		TUVAL	LAC		
AMMONITEN-Z. nach KRYSSTYN 73	<i>P. archelaus</i>	<i>Trach. aon</i>	<i>T. apides</i>	" <i>S. nanseni</i> "	Tuval 1	<i>T. subbul.</i>	Anatropites B.	<i>M. kerri</i>
ROVEACRINIDAE								
<i>Osteocrinus rectus rectus</i>	—————							
<i>Osteocrinus rectus goestlingensis</i>	—————							
<i>Osteocrinus gracilis</i>							
<i>Osteocrinus virgatus</i>	—————							
<i>Osteocrinus rimosus</i>	—————							
<i>Osteocrinus spinosus</i>							
<i>Osteocrinus acus</i>	—————							
<i>Osteocrinus aff. acanthicus</i>							
<i>Osteocrinus acanthicus</i>	—————							
<i>Osteocrinus hessi</i>	—————							
<i>Osteocrinus longispinosus</i>	—————							
<i>Osteocrinus planus</i>	—————							
<i>Osteocrinus squamosus</i>	—————							
<i>Osteocrinus sulcatus</i>	—————							
<i>Ossicrinus reticulatus</i>	—————							
<i>Somphocrinus mexicanus</i>							
<i>Poculicrinus glaber</i>	—————							
<i>Poculicrinus globosus</i>	—————							
<i>Vasculicrinus inflatus</i>	—————							
<i>Vasculicrinus fastigatus</i>	—————							

Tabelle 3

Beiträge zur Mikrofauna permotriadischer Schichtfolgen
Teil II: Neue Conodonten aus dem Oberperm
und der basalen Trias von Nord- und Zentraliran
von H. Kozur, H. Mostler und A. Rahimi-Yazd⁺)

Zusammenfassung

Mit dieser Studie werden die ersten Ergebnisse der im Jahre 1973 begonnenen mikropaläontologischen und mikrofaziellen Untersuchungen permotriadischer Schichtfolgen aus dem Iran vorgelegt. Die Feldarbeiten dazu wurden in den Herbstmonaten 1973 und 1974 durchgeführt.

Besonderes Augenmerk wurde den Schlüsselprofilen des Perm/Trias-Grenzbereiches im Gebiet von Julfa und Abadeh zugewandt, nicht nur um die Conodontenverteilung zu studieren, sondern auch um die Frage einer befriedigenden Korrelation der beiden über 1000 km voneinander entfernten Profile zu ermöglichen. Obwohl aus der Verbreitung der Conodonten in den beiden Profilen eine Reihe von stratigraphischen Schlußfolgerungen abzuleiten ist, wurde zunächst auf eine in diese Richtung zielende Auswertung verzichtet, zumal sich nach unseren noch nicht abgeschlossenen mikrofaziellen Bearbeitungen herausstellte, daß die Reichweite der Conodonten von der Fazies kontrolliert wird. Die empfindliche Faziesabhängigkeit der Conodonten würde unweigerlich zu stratigraphischen Fehlschlüssen führen. Daher haben wir uns entschlossen, vorerst nur die neuen Conodonten (eine neue Gattung, sechs neue Arten) zu beschreiben bzw. bereits bekannte stratigraphisch wichtige Conodonten in ihrer systematischen Stellung zu diskutieren.

Summary

Conodonts of the Permian-Triassic boundary of Central- and North-Iran were studied. They are very important for the correlation of the type sections of Julfa and Abadeh. Now we know something about the environmental dependency of conodonts and in sections with changing of shallow- and deep water-sediments like in Abadeh the stratigraphical usefulness is a little restricted. First of all in this paper one new genus and six new species are described and some stratigraphically important conodonts are discussed.

⁺) Anschriften der Verfasser: Dipl. Geol. Dr. sc. Heinz Kozur, Staatliche Museen, Schloß Elisabethenburg, DDR-61 Meiningen; Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck; cand.geol. Ali Rahimi-Yazd, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck

1. Einleitung

In den Jahren 1973 und 1974 wurden die Feldarbeiten für eine mikrofazielle und mikrofaunistische Studie der oberpermischen und untertriassischen Sedimente in Nord- und Zentralpersien durchgeführt. Ein besonderes Augenmerk wurde auf die Schlüsselprofile (Kuh-e-Ali Bashi bei Julfa und Kuh-e-Hambast bei Abadeh) des Perm/Trias-Grenzbereiches gelegt. An den beiden ebengenannten Lokalitäten sind die bisher bestbekanntesten und lückenlos aufgeschlossenen Profile in den letzten Jahren zu einer Pilgerstätte vieler Stratigraphen geworden, und obwohl schon eine Reihe von Arbeiten darüber existiert, fehlte bisher eine sedimentologisch-mikrofazielle Bearbeitung, die mit einer gesamtheitlichen mikrofaunistischen Untersuchung gekoppelt ist. Eine komplexe Bearbeitung soll aufzeigen, ob und inwieweit in diesen Profilen Schichtlücken auftreten, zumal zwischen den beiden Profilen, die etwa 1000 km Luftlinie voneinander getrennt sind, z.T. gewaltige Mächtigkeitsunterschiede vorkommen. Da die Studie der Gesamtmikrofauna noch nicht abgeschlossen ist, sollen hier nur die stratigraphisch wichtigsten und neuen Conodonten beschrieben bzw. diskutiert werden.

Gerade in letzter Zeit hat die Untersuchung der Perm-Conodonten einen enormen Aufschwung erfahren. Die ersten Conodonten aus dem Profil Kuh-e-Ali Bashi bei Julfa haben bereits STEPANOV, GOLSHANI & STÖCKLIN (1969: 30) aufgeführt; es wurden lediglich einige Gattungen angegeben. Eine erste spezielle Bearbeitung erfuhren die Conodonten im Bereich des Kuh-e-Ali Bashi durch SWEET (in TEICHERT, KUMMEL & SWEET 1973), wobei nur die Conodonten der Ali Bashi-Formation und die der tieferen Elikah-Formation behandelt wurden. SWEET (1973: 637) hat die Verbreitung der stratigraphisch wichtigsten Conodonten bzw. der tiefsten Trias im selben Raum nochmals in Verbindung mit den Conodonten aus Zentralpersien, Salt Range, Trans-Indus Range etc. aufgeführt, um einen Beitrag zur Perm/Trias-Grenzziehung mit Hilfe von Conodonten aufzuzeigen. MOSHER hat in TARAZ (1974: 114) eine kurze Faunenliste über die Conodonten von Abadeh bekanntgemacht. KOZUR hat erst jüngst (1975) die Conodonten des Perm einer Revision unterzogen und hierbei auch die Conodonten aus dem Profil Dorasham (Sowjet-Julfa) mitbehandelt. Die stratigraphische Bedeutung der permischen Conodonten, die erst in jüngerer Zeit erkannt wurde, hatte zu einem plötzlichen Aktivwerden einiger Conodontenforscher geführt. So haben CLARK & BEHNKEN (1971: 424) eine Reihe von assemblage-Zonen vorgestellt. Diese assemblage-Zonen konnten durch KOZUR (1975: 27) wesentlich modifiziert und verfeinert werden, doch weist eine Reihe von Fakten, die in dieser Studie kurz behandelt werden, wie z.B. das Hinaufreichen der Gattung *Sweetognathus* bis in das Abadehian, daß auch hier noch Abwandlungen nötig sein werden; doch sind die daraus resultierenden stratigraphischen Schlußfolgerungen sowie die Faziesabhängigkeit der Conodonten Teil einer eigenen in Vorbereitung stehenden Studie.

2. Beschreibung der Arten

Gattung *Anchignathodus* SWEET 1970

Typusart *Spathodus minutus* ELLISON 1941

Anchignathodus minutus (ELLISON) emend. KOZUR 1975

(Taf. 1, Fig. 2-5, 7-11; Taf. 2, Fig. 1, 3, 5, 7?,
8-9; Taf. 7, Fig. 2, 10)

Synonymaliste siehe KOZUR (1975: 5)

Kurze Beschreibung: Der Hauptzahn überragt die daran anschließenden bzw. hinter ihm liegenden Zähne nur wenig; er hebt sich auch in seiner Gestalt nur wenig von den übrigen Zähnen ab. Typisch sind die vielen Zähne (12-16), wobei 13 Zähne (der Hauptzahn ausgenommen) vorherrschen. Die Zähne sind so angeordnet, daß sie entweder vom Hauptzahn kontinuierlich nach hinten abnehmen (Taf. 7, Fig. 10; Taf. 1, Fig. 9) oder aber zunächst stark abnehmen, in der Mitte des Conodonten nur wenig an Größe verlieren (fast gleichbleibend), um schließlich im letzten Drittel steil zur Basis abzufallen (Taf. 1, Fig. 10, 11; Taf. 2, Fig. 9). Die Zähne sind eng miteinander verwachsen, aber stets mit frei endenden Spitzen (eine Verschmelzung der Zahnspitzen zu einer Zahnleiste wurde nie beobachtet). Die stark aufgeblähte Basalgrube beschränkt sich im wesentlichen auf die hinteren zwei Drittel der Gesamtlänge des Conodonten, wobei über dem Hauptzahn stets nur eine schmale Basalrinne zu beobachten ist.

Anchignathodus julfensis SWEET 1973

(Taf. 1, Fig. 1, 4; Taf. 2, Fig. 2, 10)

Kurze Beschreibung: Diese Art zeichnet sich vor allem durch den gedrungenen Bau des Hauptzahnes (Taf. 2, Fig. 2, Fig. 10) aus, der außerdem im Gegensatz zu *A. minutus* die übrigen Zähne deutlich überragt. Dadurch entsteht das Bild eines raschen Zahnabfalles, der nur bis zum dritten Zahn reicht. Der vierte und fünfte Zahn, manchmal auch der sechste, sind gleich groß, während die übrigen Zähne zu einer Zahnleiste zusammengeschmolzen sind, wiederum an Höhe zunehmen, d.h. die mittleren gleich großen Zähne etwas überragen. Wir haben es also im hinteren Abschnitt des Conodonten zunächst mit einer aufsteigenden Zahnleiste zu tun, die dann rasch abfällt, wobei im hintersten Abschnitt noch kleine Zahnspitzen (1-4) sichtbar werden. Typisch für diese Art sind neben dem markanten Hauptzahn 3-5 kräftige Zähne im vorderen Abschnitt und die zu einer Leiste verschmolzenen Zähne im hinteren Teil des Conodonten. Die Basalgrube ist ebenso aufgebläht wie bei *A. minutus* und spielt unseres Erachtens für die Kennzeichnung der einzelnen *Anchignathodus*-Arten nur eine untergeordnete Rolle, da alle vier hier beschriebenen Arten starke Schwan-

kungen, was die Breite und Lage der Basalgrube betrifft, aufweisen.

Anchignathodus parvus KOZUR & PJATAKOVA 1975

(Taf. 1, Fig. 6, 12-15; Taf. 7, Fig. 7, 9)

Synonyma: siehe KOZUR (1975: 8)

Kurze Beschreibung: Diese Art ist durch den besonders großen Hauptzahn, der die übrigen Zähne beträchtlich überragt, ausgezeichnet. Typisch hierfür ist auch die geringe Zahl der Zähne (4-8, wobei 7 Zähne vorherrschen); weiters soll noch erwähnt werden, daß der Großteil der Formen Zähne aufweist, die relativ breit sind und nicht so eng verwachsen (längere freie Zahnspitzen) wie bei den vorher beschriebenen Arten. Siehe dazu Taf. 1, Fig. 12-15; Taf. 7, Fig. 9.

Bemerkungen: Die Art sollte ursprünglich schon bei KOZUR & MOSTLER (1973) beschrieben werden. Durch einen drucktechnischen Fehler wurden die Angaben zum Holotypus sowie die Diagnose und Beschreibung nicht ausgedruckt. Die Diagnose sowie der Holotypus wurden erst bei KOZUR (1975) erstmalig veröffentlicht, ohne daß dort jedoch Angaben zum Holotypus und zum Stratum typicum gemacht wurden, da die schon bei KOZUR & MOSTLER 1973 ausgedruckt werden sollten. Daher werden hier die Angaben zum Holotypus wie folgt gegeben.

Holotypus: Das bei KOZUR (1975) auf Taf. 1, Fig. 22 abgebildete Exemplar

Locus typicus: Achura (Aserbaidschanische SSR)

Stratum typicum: Probe 10/13a-2, ca. 5 m über den oberpermischen *Paratirolites*-Schichten; untere *Ophiceras commune*-Zone (basale Trias).

Anchignathodus latidentatus n. sp.

(Taf. 2, Fig. 6)

Derivatio nominis: Nach den breiten Zähnen benannt

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 2, Fig. 6

Diagnose: Conodonten mit hohem Hauptzahn und 5-7 annähernd gleich langen Zähnen, wovon die vorderen noch bis auf die kurzen Spitzen verwachsen sind, die hinteren sehr breiten Zähne völlig frei stehen oder nur an der Basis verwachsen sind.

Beschreibung: Die Hauptspitze ist, was ihr freies Ende betrifft, mindestens doppelt so hoch als das der übrigen Zähne. Die Breite des Hauptzahnes ist stets breiter als die ihr nach hinten folgenden 2-3 Zähne, wird aber von den weiteren Zähnen hinten (3-5) an Breite übertroffen. Vom Hauptzahn abgesehen sind die übrigen Zähne alle bis auf den hintersten gleich lang. Die ersten 2-3 auf den Hauptzahn folgenden Zähne sind bis auf die Spitzen miteinander verschmolzen, während die dahinterliegenden völlig frei stehen. Sie sind sehr breit und

nur an der Basis, wenn überhaupt verschmolzen. Ihre Gestalt entspricht in der Seitenansicht der eines gleichseitigen Dreiecks.

Bemerkungen: Durch ihre breiten, an der Basis verwachsenen Zähne am Hinterende unterscheidet sich diese Form sehr stark von allen bisher bekannt gewordenen Arten der Gattung *Anchignathodus*. Wenn überhaupt Analogien zu anderen Arten bestehen, so wäre eine solche nur mit *A. parvus* möglich.

Bemerkungen zur Feinstruktur der *Anchignathodus*-Arten:

Alle *Anchignathodus*-Arten, die hier besprochen wurden, zeigen eine charakteristische Riefung; diese geht im Zuge der Umkristallisation verloren (siehe Taf. 2, Fig. 1, 3, 5, wo die ersten Ansätze eines Apatitmaschenwerkes, das sich aus kreuz und quer wachsenden Apatitfädelchen zusammensetzt, zu beobachten sind). Auf Taf. 1, Fig. 13 erkennt man noch Partien der Riefung, während das Exemplar auf derselben Tafel, Fig. 10, bereits lückenlos vom neugewachsenen Apatitnetzwerk umschlossen ist.

Auffallend ist die Art der Riefung, die bei *A. minutus* und *A. julfensis* einen anderen Verlauf, als bei *A. latidentatus* n. sp. zeigt. Bei letzterem sind es über die ganze Zahnlänge parallel verlaufende durchgehende Riefen bis Rillen (Taf. 2, Fig. 4), bei ersterem etwa subparallel stets zueinander versetzte Riefen (Taf. 2, Fig. 3, 5).

Anchignathodus turgidus n. sp.

(Taf. 7, Fig. 11, 12)

1958 *Spathognathodus* cf. *minutus* (ELLISON) - HUCKRIEDE S. 162,
Taf. 10, Fig. 8

1964 *Spathognathodus isarcicus* HUCKRIEDE - STAESCHE S. 288,
Abb. 60

Derivatio nominis: (*turgidus* = dick, angeschwollen) nach der starken Verdickung der Carina benannt

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 7, Fig. 12

Diagnose: Conodonten mit Carinaverdickung, die sowohl im festen, als auch freien Teil des Blattes deutlich zu beobachten ist. Die mittelmäßig ausgebuchtete Basalgrube ist etwas asymmetrisch gebaut und erstreckt sich auf über zwei Drittel der Gesamtlänge des Conodonten. Die Oberseite der Basalgruben-aufblähung ist völlig glatt.

Beschreibung: Die relativ großwüchsigen und sehr kompakten Formen der Gattung *Anchignathodus* sind besonders durch eine markante Verdickung der Carina gekennzeichnet. Die 8-10 kräftigen Zähne sind nur im vorderen und hinteren Abschnitt des Conodonten etwas seitlich komprimiert, sonst im Querschnitt annähernd rund. Die Zähne zeigen eine für diese *Anchignathodus*-Art charakteristische Riefung. Die Basalgrube ist auf zwei Drittel der Gesamtlänge des Conodonten mittelmäßig aufgeweitet, wobei Teile von ihr von der Carinaverdickung nicht erfaßt wurden. Das freie Blatt ist relativ kurz, weist aber ebenso eine Carinaverdickung auf. Die Ober-

seite der aufgeblähten Basalgrube ist stets leicht asymmetrisch und völlig glatt.

Bemerkungen: Mit derselben Berechtigung wie WALLISER 1957 die *Spathognathodus*-Formen mit stark aufgeweiteter Basalgrube, deren beide Oberseiten mit Zähnen besetzt sind, zu einer eigenen Gattung erhoben hat (*Kockelella*), hat KOZUR 1975 jene *Anchignathodus*-Arten mit Seitenzähnen zu *Isarcicella* gestellt. Es ist wenig sinnvoll, nur bei bestimmten Formen die Seitenzahnbildung als Gattungsmerkmal heranzuziehen. Entweder werden alle spathognathodiformen Elemente mit Seitenzähnen auf der Oberseite der aufgeblähten Basalgrube zu einer anderen Gattung gestellt als jene Formen, wo diese Seitenzähne fehlen, oder aber alle diese Gattungen müssen eingezogen werden.

Es besteht kein Zweifel, daß es zwischen *Anchignathodus turgidus* n. sp. und *Isarcicella isarcicus* Übergänge gibt. STAESCHE (1964: 288) beschreibt solche sehr genau und bildet sie auch ab. Wir wollen aber festhalten, daß es sich hierbei nicht um Jugendformen handelt, sondern stets um adulte großwüchsige Formen. Abgesehen von der starken basalen Aufwölbung mit Seitenzahnentwicklung unterscheidet sich *Isarcicella isarcicus* von *A. turgidus* n. sp. durch die geringere Anzahl von Zähnen auf der Carina (4-6 Zähne).

Isarcicella KOZUR 1975

Typusart *Spathognathodus isarcicus* HUCKRIEDE 1958

Isarcicella isarcicus (HUCKRIEDE)

(Taf. 7, Fig. 3-6, 8)

Kurze Beschreibung: Typisch für diese Art ist die stark aufgeblähte Basalgrube von meist asymmetrischem Bau, wobei auf der einen oder auf beiden Oberseiten dieser ein oder mehrere Zähne bzw. eine Zahnreihe auftreten. Charakteristisch ist die enorme Verdickung der beiden aufgeblähten Teile, die bis auf einen schmalen Saum (siehe Taf. 7, Fig. 5) den ganzen Conodonten erfaßt. Diese ist auch bei der Betrachtung der Basalgrube zu sehen, die sich über den gesamten Conodonten ausdehnt. In der vorderen Hälfte ist sie schmal, um sich ganz plötzlich in der zweiten (hinteren) Hälfte stark zu öffnen (siehe Taf. 7, Fig. 6). Sehr markant ist der robuste Hauptzahn, der mindestens zweimal so breit ist als die übrigen Zähne. An ihn schließen zunächst niedrige Zähne (tiefer liegend) an, die von einer ansteigenden Zahnreihe abgelöst werden, um ganz abrupt das Hinterende abzuschließen.

Bemerkungen: Die Vorläufer, die Merkmale der Gattung *Anchignathodus* zeigen, weisen im ersten Stadium eine Verdickung im Zentralbereich des Conodonten auf, d.h. der unmittelbare Bereich um die Carina verbreitert sich stark. Gleichzeitig findet eine erste Aufweitung der Basalgrube statt und erst danach greift die Verdickung auf den noch weiter aufgeblähten

Teil der Basalgrube aus. Meist wird ein schmaler Saum am Außenrand der Basalgrube von der Verdickung ausgespart. Da sich auf der Oberseite der aufgeblähten Basalgrube keine Zähne bilden, müssen solche Formen, wie sie hier kurz skizziert wurden, der Gattung *Anchignathodus* (siehe oben) zugeordnet werden. Sehen wir von der Verdickung, die nahezu den gesamten Conodonten erfaßt ab, und betrachten die Formen von der Seite, so kann dennoch weder von der Ableitung von *A. parvus*, noch von *Anchignathodus* n. sp. A bzw. *Anchignathodus* n. sp. SWEET 1973 gesprochen werden.

Gattung *Gondolella* STAUFFER & PLUMMER 1932

Typusart *Gondolella elegantula* STAUFFER & PLUMMER 1932

Gondolella leveni KOZUR, MOSTLER & PJATAKOVA 1975

(Taf. 6, Fig. 1-6, 8-10; Taf. 5, Fig. 5)

Eine ausführliche Beschreibung findet sich bei KOZUR (1975: 17). Hier soll nur noch kurz auf die Knotenbildung und Oberflächenstruktur dieser Art eingegangen werden.

Die Lage der beiden Knoten am festen Blatt ist gerade dort, wo einerseits die Plattform abrupt schmaler wird, andererseits der Plattformrand steil nach unten abfällt. Diese Position entspricht damit einer Art Knickstelle (siehe Taf. 6, Fig. 2, 9, 10). Die beiden Knoten können zu richtigen Höckern parallel zur Carina z.T. zu leistenförmigen Erhöhungen führen, die vom Plattformrand bis knapp zur Carina reichen können (Taf. 6, Fig. 6, 9).

Die sehr grobe Grübchenstruktur ist mehr auf die Ränder der Plattform von hinten bis zu den Knoten in breiter Front entwickelt, ab da nur mehr als ein schmaler Saum ausgebildet. Wenn man es genau betrachtet, so führen alle mehr oder minder stark hochgewölbten Plattformpartien die Knötchenstruktur, in den übrigen Bereichen fehlt eine solche (Taf. 6, Fig. 3-6; Taf. 5, Fig. 5).

Die Grübchenstruktur ist bei *G. leveni* sehr grob, entspricht dem Bauplan von Bienenwaben (Taf. 5, Fig. 5-6) und ist stets scharf zum glatten Teil der Plattform begrenzt.

Iranognathus n. gen.

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen im Iran

Typusart: *Iranognathus unicostatus* n. gen. n. sp.

Diagnose: Das spathognathodiforme Element besitzt eine sehr stark aufgeblähte Basalgrube, die mehr als zwei Drittel der Gesamtlänge des Conodonten einnimmt. Ihre Oberfläche weist eine oder mehrere, meist glatte, leistenförmige Erhebungen auf. Etwas weniger als ein Drittel der Carina ist frei. Unter dem freien Teil der Zahnreihe geht die Basalgrube in eine breite Basalfurche über. Die Zähne der Carina sind stark, teilweise auch völlig verschmolzen.

Zugehörige Zahnreihenelemente sind nicht bekannt.

Vorkommen: Araksian

Zugewiesene Arten:

Iranognathus unicostatus n. gen. n. sp.
Iranognathus tarazi n. gen. n. sp.

Beziehungen: Es bestehen morphologisch enge Beziehungen zu *Gnathodus* PANDER 1856, *Anchignathodus* SWEET 1970, *Isarcicella* KOZUR 1975 und *Diplognathodus* KOZUR & MERRILL (in Druck). Die Ähnlichkeit mit *Gnathodus* beruht sicher auf einer Homöomorphie, während zu den anderen drei Gattungen wohl verwandtschaftliche Beziehungen bestehen. *Anchignathodus* und *Diplognathodus* unterscheiden sich durch die glatte Oberfläche der aufgeblähten Basalgrube. *Isarcicella* besitzt zwar Zähne bzw. kurze Zahnreihen auf der Oberseite der aufgeblähten Basalgrube, ein direkter genetischer Zusammenhang zu den leistenartigen Skulpturelementen bei *Iranognathus* besteht aber wahrscheinlich nicht. Außerdem weicht *Isarcicella* durch die Bezahnung der Carina deutlich ab.

Iranognathus unicostatus n. gen. n. sp.

(Taf. 3, Fig. 2-5)

Derivatio nominis: Nach der "Zahnleiste" auf der Oberseite der aufgeblähten Basalgrube

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 3, Fig. 4

Diagnose: Das spathognathodiforme Element weist nur eine leistenförmige Erhebung an der stark aufgeblähten Basalgrubenoberseite auf. Die Carina ist im freien Teil durch 2-4 etwas höher aufragende Zähne, die bis zum mittleren Teil ihrer Länge verwachsen sind, gekennzeichnet. Am festen Blatt sind die Zähnchen der Carina zu einer Zahnleiste verschmolzen und erst im hinteren Abschnitt sind einzelne Zahnspitzen erkennbar.

Beschreibung: Die stark aufgeblähte Basalgrube, die gut zwei Drittel des Conodonten erfaßt, zeigt eine symmetrische bis schwach asymmetrische Gestalt. An der Oberseite ist stets nur eine Leiste ausgebildet, die bogenförmig in der Mitte oder im äußeren Teil eines der beiden Basalgrubenflügel aufsitzt; ihr Verlauf ist bogenförmig und völlig parallel mit der Basalgrubenaußenbegrenzung. Die so markante leistenförmige Erhebung verliert sich gegen hinten allmählich (man kann keine scharfe Grenze zwischen Carina und Leisten sehen), während sie vorne deutlich noch am festen Blatt in die Carina einmündet.

Das freie Blatt nimmt etwa ein Drittel der Länge des Conodonten ein und führt 2-4 Zähne, die die Zähne der Carina überragen. Im Mittelabschnitt, also bereits am festen Blatt, sind die Zähnchen zu einer Leiste verschmolzen und erst im hintersten Abschnitt sind die Zahnspitzen der 5-7 verschmolzenen Zähne zu erkennen.

Iranognathus tarazi n. gen. n. sp.

(Taf. 3, Fig. 1, 6-10)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Dr. TARAZ, Geological Survey, Teheran

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 3, Fig. 7

Diagnose: Form der Gattung *Iranognathus* n. gen. mit 2-4 leistenförmigen Erhebungen auf der aufgeblähten Basalgrubenoberseite. Die freie Carina zeigt nur verschmolzene Zähne (Zahnleisten bzw. z.T. freie Zahnspitzen sind erkennbar).

Beschreibung: Die stark aufgeblähte Basalgrube zeigt auf der Oberseite 2-4 Leisten. Sind 2 Leisten ausgebildet, so liegen beide auf der einen Basalgrubenhälfte, meist gesellt sich aber auf der zweiten Basalgrubenhälfte eine kurze, wenig ausgeprägte Leiste hinzu, die entweder in der Mitte oder schon nahe dem Außenrand zu liegen kommt. Auch wenn eine vierte Leiste ausgebildet wird, ist diese kürzer und nicht so ausgeprägt wie die Leisten der gegenüberliegenden Seite.

Die Zähne am freien Blatt sind zu einer Zahnreihe verschmolzen (hin und wieder sind Zahnspitzen erkennbar), die in gleicher Ebene mit der Zahnleiste am festen Blatt liegen. Im hinteren Teil der Carina wird die Zahnleiste durch das Auftragen kleiner Zahnspitzen etwas aufgelöst.

Beziehungen: *I. tarazi* n. gen. n. sp. unterscheidet sich von *I. unicostatus* n. gen. n. sp. vor allem durch mehrere Leisten auf der aufgeblähten Basalgrubenoberseite und durch die Zahnleisten am freien Blatt.

Gattung *Sweetognathus* CLARK 1972

Sweetognathus iranicus n. sp.

(Taf. 4, Fig. 1-10; Taf. 5, Fig. 1)

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen im Iran

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 4, Fig. 8

Diagnose: Das spathognathodiforme Element besitzt eine stark aufgeblähte Basalgrube, die etwa zwei Drittel der Gesamtlänge des Conodonten einnimmt. Ihre Oberfläche ist glatt. Das freie Blatt trägt 3, selten 4 hohe Zähne, von denen der zweite am größten ist. Dahinter folgen 2-3 oft völlig verschmolzene niedrige, wenig bis mäßig querverbreitete Zähne, von denen zumindest der hinterste schon eine Knötchenskulptur trägt. Die nachfolgenden Zahnplatten sind stark querverbreitert und werden nach hinten deutlich höher. Sie tragen eine dichte feine Knötchenskulptur, die entlang der Mittellinie so stark verdichtet ist, daß hier der Anschein einer schmalen aufgesetzten Längsrippe entsteht, die an den Zahnplattenzwischenräumen unterbrochen ist. Zugehörige Zahnreihenconodonten noch nicht bekannt.

Vorkommen: Abadehian von Abadeh (Zentraliran)

Beziehungen: Diese stratigraphisch jüngste *Sweetognathus*-Art besitzt außerordentlich große morphologische Ähnlichkeit mit der primitivsten *Sweetognathus*-Art, *S. merrilli* KOZUR 1974. Bei *S. merrilli* ist fast immer der vorderste Zahn deutlich größer als die nachfolgenden, nur selten ist der zweite Zahn geringfügig größer als der vorderste. Vom vordersten Zahn an nimmt bei *S. merrilli* die Zahnlänge nach hinten kontinuierlich oder etwas unregelmäßig ab. Niemals schaltet sich zwischen die vorderen hohen freien Zähne und die hinteren Zahnplatten ein Bereich mit besonders niedrigen, meist verschmolzenen Zähnen ein, wie bei *S. iranicus*.

Sweetognathus sweeti n. sp.

(Taf. 4, Fig. 11; Taf. 5, Fig. 1)

? *Anchignathodus* n. sp.A - SWEET 1973

Derivatio nominis: Zu Ehren von Prof. Dr. W.C. SWEET, Ohio State University, USA

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 4, Fig. 11

Diagnose: Das spathognathodiforme Element besitzt eine stark aufgeblähte asymmetrische Basalgrube, deren Oberfläche 8-10 quer zur Längsachse des Conodonten verlaufende Zahnplatten mit Knötchenskulptur aufweist. Im Übergang zum freien Blatt tritt eine parallel zur Carina verlaufende keilförmige Furche auf. Die sie flankierenden Zahnleisten sind ebenso mit Knötchen besetzt. Das freie Blatt weist einen hohen Hauptzahn auf, dem 1-2 kleinere Zähne folgen.

Beschreibung: Formen der Gattung *Sweetognathus* mit stets stark aufgeblähter Basalgrube von asymmetrischem Bau. Die aufgeblähte Oberseite ist meist glatt; kann aber Andeutungen von Querrippen aufweisen. Der Conodont läßt sich in zwei Abschnitte gliedern, nämlich in das freie Blatt, etwa ein Drittel der Gesamtlänge des Conodonten einnehmend, und das feste Blatt mit der stark aufgeblähten Basalgrube. Ganz vorne liegt ein breiter, seitlich stark komprimierter Hauptzahn, gefolgt von 1-2 weiteren kleinen Zähnen, wobei das hinterste bereits die im folgenden so markante Knötchenskulptur führt. Gleich danach, schon im Bereich des Überganges zum festen Blatt, schließt eine zunächst seichte Furche an, die sich keilförmig öffnet und gleichzeitig tiefer wird und somit beidseitig zweier zahnartiger Leisten (ebenfalls mit Knötchenskulptur) ausgebildet ist. Abrupt wird die keilförmige Struktur durch ein Querelement unterbunden. Es schließen 8-10 quer zur Conodontenlängsachse stehende Zahnplatten, die eng aneinander gereiht sind, an. Alle führen die typischen Knötchen; nur die hinterste knötchenführende Zahnplatte hat eine mehr dreieckige Gestalt, d.h. sie paßt sich dem spitz zulaufenden Hinterende an.

3. Bemerkungen zu der Conodontenverteilung in den Profilen Kuh-e-Ali Bashi und Kuh-e-Hambast

Hier wird nur auf die stratigraphisch wichtigen Formen eingegangen. Das Einsetzen von *Gondolella leveni* ist in beiden Profilen faziell bedingt, ganz im Gegensatz zu ihrem letztmaligen Auftreten, welches ein natürliches Auslöschereignis dieser Art darstellt. Das auf einen sehr kurzen Zeitabschnitt beschränkte Auftreten von *Iranognathus tarazi* liegt in beiden Profilen im mittleren Abschnitt der natürlichen Verbreitungszeit von *Gondolella orientalis*. Somit eignet sich diese Art besonders gut für die Korrelierung der beiden über 1000 km voneinander entfernten Profile.

Das Fehlen der Gondolellen im höheren Profilabschnitt beider Profile ist auf fazielle Ursachen zurückzuführen und damit hängt auch die Verteilung der *Anchignathodus*-Arten zusammen. Würde man die aus den mikrofaziellen Studien hervorgegangenen Untersuchungsergebnisse nicht berücksichtigen, hätte dies schwerwiegende stratigraphische Konsequenzen zur Folge, denn in beiden Profilen tritt *Anchignathodus parvus* vor *Isarcicella isarcicus* auf. Die von KOZUR (1975: 31) ausgeschiedene *I. isarcicus*-Zone im Liegenden der *A. parvus*-Zone (*A. parvus* ohne *I. isarcicus*) wäre somit in Frage gestellt. Es hat sich aber gezeigt, daß, wenn auch *I. isarcicus* z.B. im Profil Kuh-e-Ali Bashi erst mit Probe AR 91, also wesentlich später als *A. parvus*, auftritt, die typische "Werfener Conodontenfauna", wie sie STAESCHE 1964 beschrieb, gleichzeitig bzw. etwas früher als *A. parvus* einsetzt und es ist nachgewiesen, daß *Hadrodontina anceps* (im Profil Kuh-e-Ali Bashi in mehreren Exemplaren belegbar) gleichzeitig mit *I. isarcicus* vorkommt.

Geradezu sensationell ist das Auftreten von *Sweetognathus*-Arten (*Sweetognathus sweeti* n. sp. und *Sweetognathus iranicus* n. sp.) in einer derart hohen stratigraphischen Position. Wiederum, bedingt durch ein für Conodonten ungünstiges Environment, treten diese Arten nur sehr selten auf. So kommen innerhalb der conodontenarmen Algenfazies nur einmal Formen einer neuen Art (infolge zu geringen Materials wurde von einer Beschreibung Abstand genommen) vor, die der Gattung *Sweetognathus* zuzuordnen sind. Typisch für diese Fazies ist das Auftreten von *Merrillina divergens*.

Eine sehr problematische Form, von der aber noch mehr Material für eine Beschreibung nötig wäre, tritt unmittelbar unterhalb von *Iranognathus tarazi* auf. Der Habitus ähnelt dem der Gattung *Iranognathus*, doch fehlen dieser die typischen Leisten auf der aufgeblähten Basalgrubenoberseite. Diese Form steht demnach vielmehr der Gattung *Diplognathodus* KOZUR & MERRILL 1975 nahe.

Die ausgezogenen Verbindungslinien zwischen den beiden Profilen zeigen, daß die von TARAZ 1974 getroffene Korrelierung weitgehend zutreffend ist, wie die Verbreitung von *Iranognathus tarazi*, *G. leveni*, *G. orientalis* und *G. subcarinata* zeigt.

Danksagung

Herrn Dipl. Geol. Dr. Nabavi, Geological Survey, Teheran, danken wir für die Bereitstellung eines Landrovers für unsere Geländearbeiten. Herrn Dr. Taraz, Geological Survey, Teheran, sind wir für die Einsichtnahme in seine Geländekarte sowie für die vielen Hinweise, besonders die Profile von Abadeh betreffend, zu Dank verpflichtet.

Dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich danken wir für die Bereitstellung der Sach- und Reisekosten.

Für die rasterelektronenmikroskopischen Aufnahmen sind wir Herrn Univ.-Prof. Dr. J. Klima, Institut für Elektronenmikroskopie der Universität Innsbruck, zu Dank verpflichtet.

Literatur

- CLARK, D.L. & F.H. BEHNKEN: Conodonts and biostratigraphy of the Permian. - In: Symposium on conodont biostratigraphy. - Geol. soc. America, Mem., 127, 415-439, 4 Abb., 2 Taf., 1971.
- ELLISON, S.: Revision of the Pennsylvanian conodonts. - J. Paleont., 15 (2), 107-143, 4 Abb., 4 Taf., 1941.
- HUCKRIEDE, R.: Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. - Paläont. Z., 32, 141-175, 1 Tab., 5 Taf., Stuttgart 1958.
- KOZUR, H.: Beiträge zur Conodontenfauna des Perm. - Geol.Paläont. Mitt. Innsbruck 5, 4, 1-44, Innsbruck 1975.
- KOZUR, H.: Revision der Conodontengattung *Anchignathodus* und ihrer Typusart. - Zeitschr. geol. Wiss. (in Druck).
- KOZUR, H. & H. MOSTLER: 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 1973.
- STAESCHE, U.: Conodonten aus dem Skyth von Südtirol. - N. Jb. Geol. Abh. 119, 247-306, Stuttgart 1964.
- STEPANOV, D.L.; GOLSHANI, F. & J. STOCKLIN: Upper Permian and Permian-Triassic boundary in North-Iran. - Geol. Survey of Iran, Report 12, Teheran 1969.
- SWEET, W.C.: Uppermost Permian and Lower Triassic conodonts of the Salt Range and Trans-Indus Ranges, West Pakistan. - In: KUMMEL, B. & C. TEICHERT: Stratigraphic boundary problems: Permian and Triassic of West Pakistan. - 207-275, 6 Abb., 1 Tab., 5 Taf., Kansas 1970.
- SWEET, W.C.: Late Permian and Early Triassic conodont faunas. - In: LOGAN, A. & L.V. HILLS: The Permian and Triassic systems and their mutual boundary. - Canadian soc. petrol. geo., mem., 2, 630-646, 5 Abb., 1973.
- TARAZ, H.: Geology of the Surmaq-Deh Bid Area Abadeh Region, Central Iran. - Geol. Survey of Iran, Report No. 37, 1974
- TEICHERT, C.; KUMMEL, B. & W.C. SWEET: Permian-Triassic strata, Kuh-E-Ali Bashi, northwestern Iran. - Bull. mus. compar. zool., 145 (8), 359-472, 16 Abb., 10 Tab., 14 Taf., Cambridge 1973.
- WALLISER, O.H.: Conodonten aus dem oberen Gotlandium der Karnischen Alpen. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 85,28-52, Wiesbaden 1957

Tafelerläuterungen

TAFEL 1 (Alle Vergrößerungen 150 x)

- Fig. 1: *Anchignathodus julfensis* SWEET, Probe AR 42, basales Schichtglied Nr. 53
- Fig. 2-3: *Anchignathodus minutus* (ELLISON), Probe AR 75, obere Paratirolites-Schichten
- Fig. 4: *Anchignathodus* cf. *julfensis* SWEET, Probe AR 37, Schichtglied 52
- Fig. 5: *Anchignathodus minutus* (ELLISON), Probe AR 72, obere Paratirolites-Schichten
- Fig. 6: *Anchignathodus parvus* KOZUR & PJATAKOVA (seitlich von unten), Probe AR 96, Schichtglied 67
- Fig. 7: *Anchignathodus minutus* (ELLISON), Probe AR 37, Schichtglied 52
- Fig. 8: *Anchignathodus minutus* (ELLISON), Probe AC 3, Schichtglied 39
- Fig. 9: *Anchignathodus minutus* (ELLISON), Probe AR 37, Schichtglied 52
- Fig. 10,11: *Anchignathodus minutus* (ELLISON), Probe AR 72, obere Paratirolites-Schichten
- Fig. 12-15: *Anchignathodus parvus* KOZUR & PJATAKOVA, aus den Schichten 66 und 67

TAFEL 2

- Fig. 1: *Anchignathodus minutus* (ELLISON), 150x, Probe AC 6, oberes Schichtglied 39
- Fig. 2: *Anchignathodus julfensis* SWEET, 150 x, Probe AR 35, Schichtglied 54
- Fig. 3: *Anchignathodus minutus* (ELLISON), 300 x, Probe AC 6, Schichtglied 39
- Fig. 4: *Anchignathodus latidentatus* n. sp., 500 x, Probe AC 6, Schichtglied 39
- Fig. 5: *Anchignathodus minutus* (ELLISON), 700 x, Detail von Fig. 3
- Fig. 6: *Anchignathodus latidentatus* n. sp., 150 x, Probe AR 81, Schichtglied 64
- Fig. 7: *Anchignathodus* cf. *minutus* (ELLISON), 150 x, Probe AE 32, Schichtglied 39
- Fig. 8: *Anchignathodus minutus* (ELLISON), 150 x, Probe AC 3, Schichtglied 39
- Fig. 9: *Anchignathodus minutus* (ELLISON), 80 x, Probe AR 42, Schichtglied 53
- Fig. 10: *Anchignathodus julfensis* SWEET, 100 x, Probe AR 42, Schichtglied 53

TAFEL 3

- Fig. 1: *Iranognathus tarazi* n. gen. n. sp., 150 x, Probe AR 11, Schichtglied 47
- Fig. 2: *Iranognathus unicostatus* n. gen. n. sp., 350 x, Probe AG 70, unterer Teilabschnitt 7 nach TARAZ 1974
- Fig. 3: *Iranognathus unicostatus* n. gen. n. sp., 150 x, Probe AG 70, unterer Teilabschnitt nach TARAZ 1974

- Fig. 4: *Iranognathus unicostatus* n. gen. n. sp. , 150 x,
gleich wie Fig. 2
- Fig. 5: *Iranognathus unicostatus* n. gen. n. sp., 250 x,
von unten, Probe AG 70
- Fig. 6: *Iranognathus tarazi* n. gen. n. sp., 150 x, seitlich
von oben, Probe AR 11, Schichtglied 47
- Fig. 7: *Iranognathus tarazi* n. gen. n. sp., 150 x, Holotypus,
Probe AR 11, Schichtglied 47
- Fig. 8,9: *Iranognathus tarazi* n. gen. n. sp., 150 x, Probe
AR 13, Schichtglied 47
- Fig. 10: *Iranognathus tarazi* n. gen. n. sp., 150 x, Teilaus-
schnitt von unten, 350 x, Probe AR 11, Schichtglied
47

TAFEL 4

- Fig. 1-10: *Sweetognathus iranicus* n. sp.; Fig. 1, 2, 150 x;
Fig. 3 (von der Seite), 350 x; Fig. 4 (seitlich
von oben), 150 x; Fig. 5 (Detail von oben), 450 x;
Fig. 6 (von unten), 150 x; Fig. 7 (von oben), 100 x;
Fig. 8 (von der Seite), 200 x; Fig. 9 (seitlich von
unten), 150 x; Fig. 10 (von unten), 300 x
Alle Formen stammen von AK 14, AK 15, AK 17, Einheit
4 nach TARAZ 1974
- Fig. 11: *Sweetognathus sweeti* n. sp., 150 x, von oben, Probe
AK 12, Einheit 4 nach TARAZ 1974

TAFEL 5

- Fig. 1 *Sweetognathus sweeti* n. sp., 500 x, Ausschnitt vom
festen Blatt, um die Art der Zahnplatten bzw. ihre
Anordnung aufzuzeigen.
- Fig. 2: *Sweetognathus iranicus* n. sp., 450 x, Detail des
festen Blattes
- Fig. 3: *Sweetognathus iranicus* n. sp., 400 x
- Fig. 4: *Sweetognathus iranicus*, 750 x, Knötchenskulptur
- Fig. 5-6: *Gondolella leveni*; Fig. 5, 350 x; Fig. 6, Detail
vom festen Rand des Blattes, 750 x

TAFEL 6

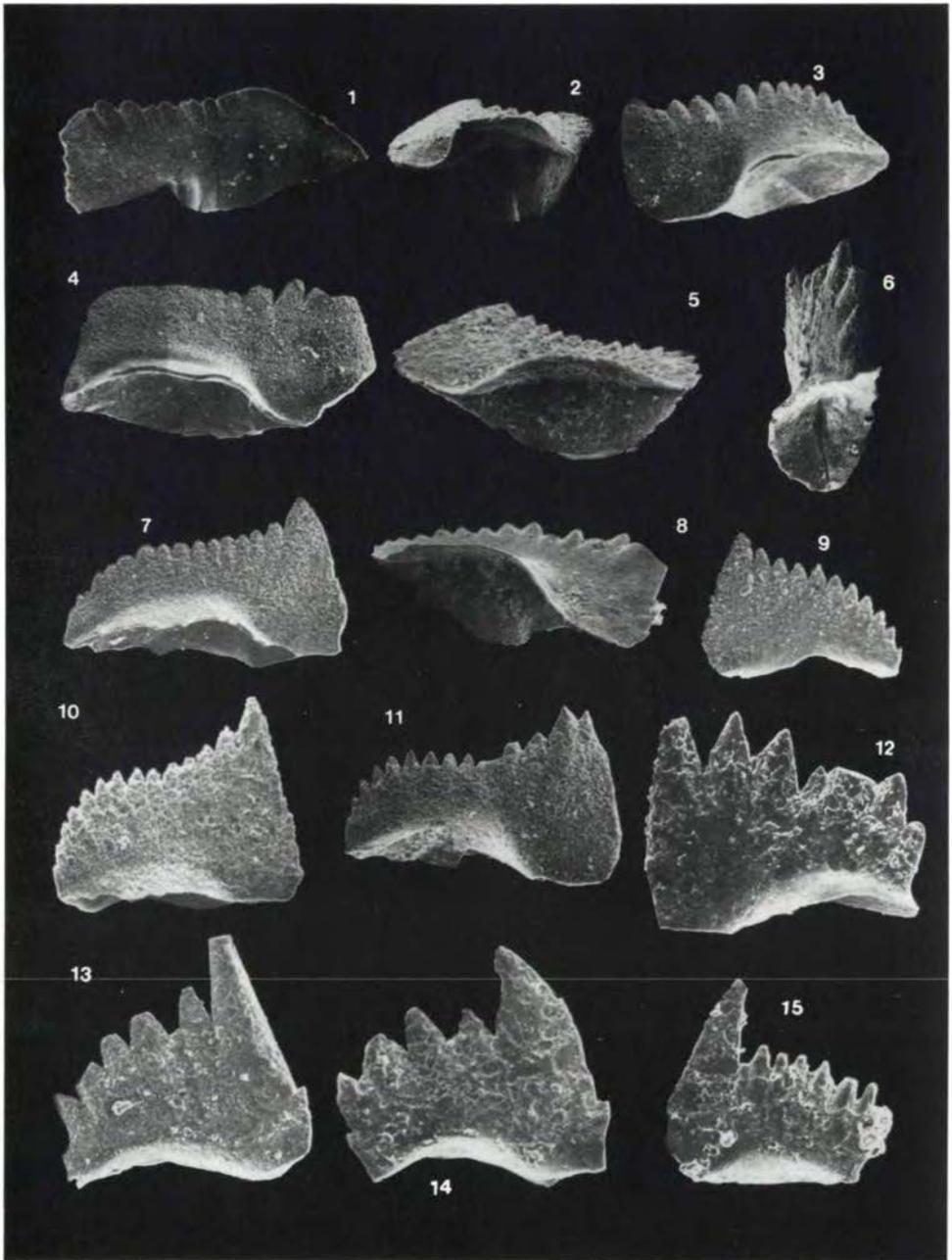
- Fig. 1: *Gondolella leveni* KOZUR, MOSTLER & PJATAKOVA, 150 x,
von der Seite, Probe AC 15, Schichtglied 42
- Fig. 2: *Gondolella leveni* , 350 x, von der Seite, wie Fig. 1
- Fig. 3: *Gondolella leveni*, 150 x, von oben
- Fig. 4: *Gondolella leveni*, 150 x, schräg von oben, Probe
AC 2, Schichtglied 39
- Fig. 5: *Gondolella leveni*, 100 x, schräg von oben
- Fig. 6: *Gondolella leveni*, 250 x, von oben, Probe AR 11,
Schichtglied 47
- Fig. 7: *Gondolella cf. leveni*, 150 x, von oben
- Fig. 8: *Gondolella leveni*, 100 x, schräg von unten, wie
Fig. 4
- Fig. 9: *Gondolella leveni*, 250 x, schräg von oben, wie
Fig. 4
- Fig. 10: *Gondolella leveni*, 100 x, schräg von oben, wie

Fig. 4

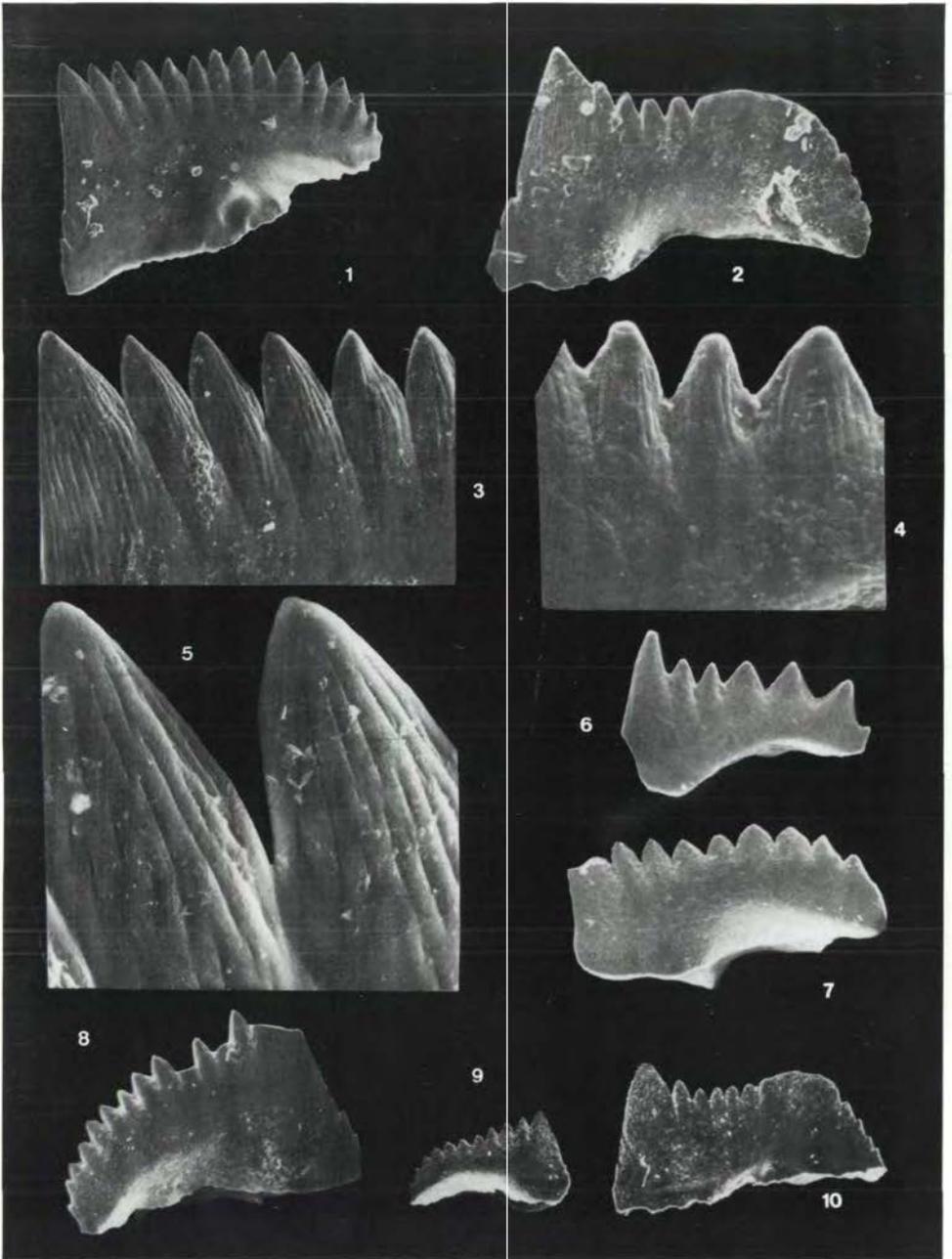
TAFEL 7

- Fig. 1-2: *Anchignathodus minutus* (ELLISON), 150 x, von unten, Probe AE 5, *Codonofusiella*-Zone
- Fig. 3: *Isarcicella isarcicus* (HUCKRIEDE), 150 x, von der Seite, Probe AR 91, Elikah-Formation, Schichtglied 64
- Fig. 4-5: *Isarcicella isarcicus* (HUCKRIEDE), 150 x, von oben, Probe AG 92, Einheit 8 nach TARAZ 1974
- Fig. 6: *Isarcicella isarcicus*, 200 x, von unten, Probe AR 93, Elikah-Formation, Schichtglied 66
- Fig. 7: *Anchignathodus parvus* KOZUR & PJATAKOVA, 60 x, Achura, Aserbajdschanische SSR, Probe 10/13a-1, ca. 1,5 m oberhalb der *Paratirolites*-Schichten
- Fig. 8: *Isarcicella isarcicus* (HUCKRIEDE), 150 x, Probe AG 92, mit markantem Seitenzahn
- Fig. 9: *Anchignathodus parvus* KOZUR & PJATAKOVA, 200 x, seitlich von vorne
- Fig. 10: *Anchignathodus minutus* (ELLISON), 100 x, Probe AG 85, aus dem hangendsten Glied der Einheit 7 nach TARAZ 1974
- Fig. 11: *Anchignathodus turgidus* n. sp., 200 x, Probe AR 90, Elikah-Formation, Schichtglied 64
- Fig. 12: *Anchignathodus turgidus* n. sp., 150 x, Holotypus, Probe AR 90, Elikah-Formation, Schichtglied 64

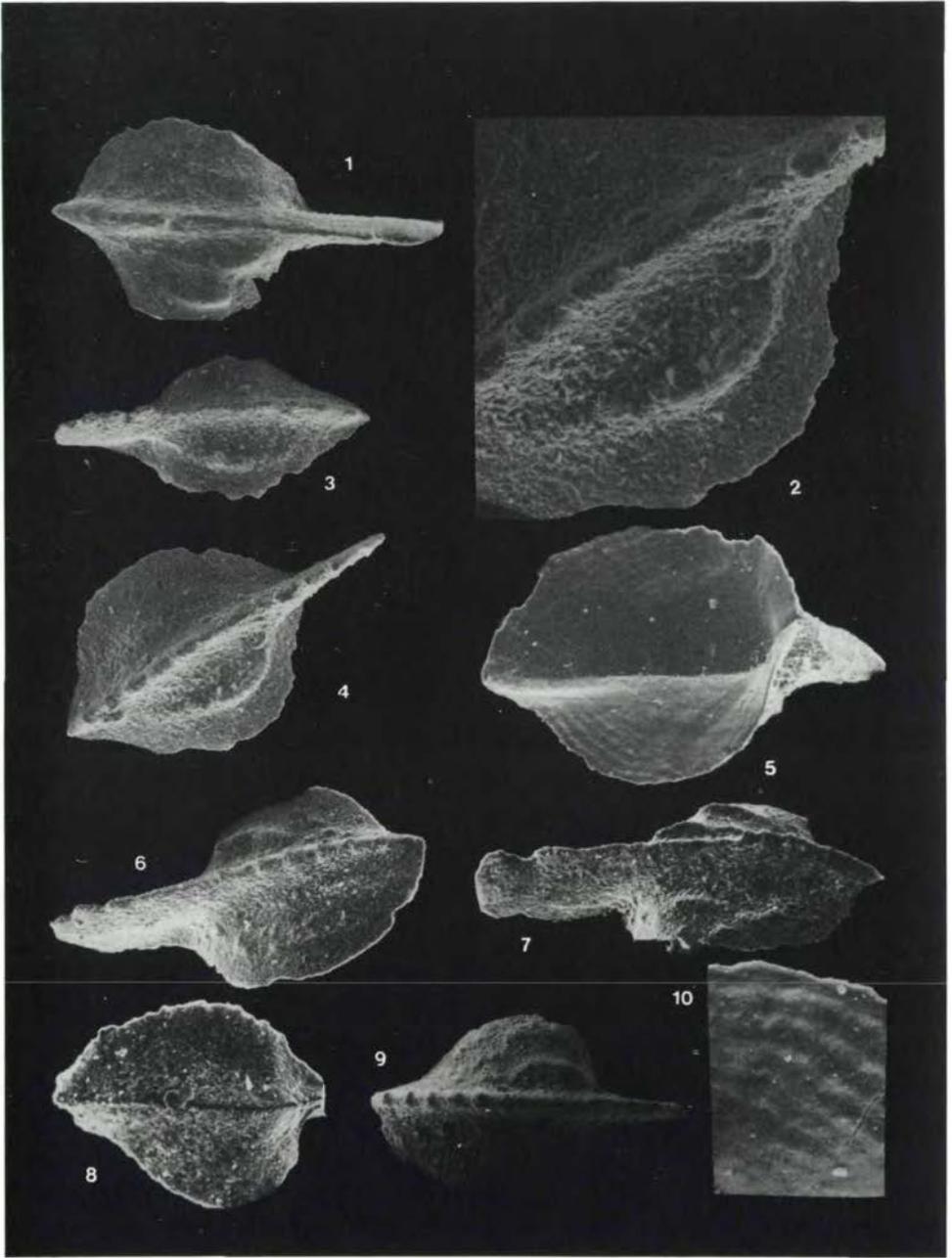
Tafel I



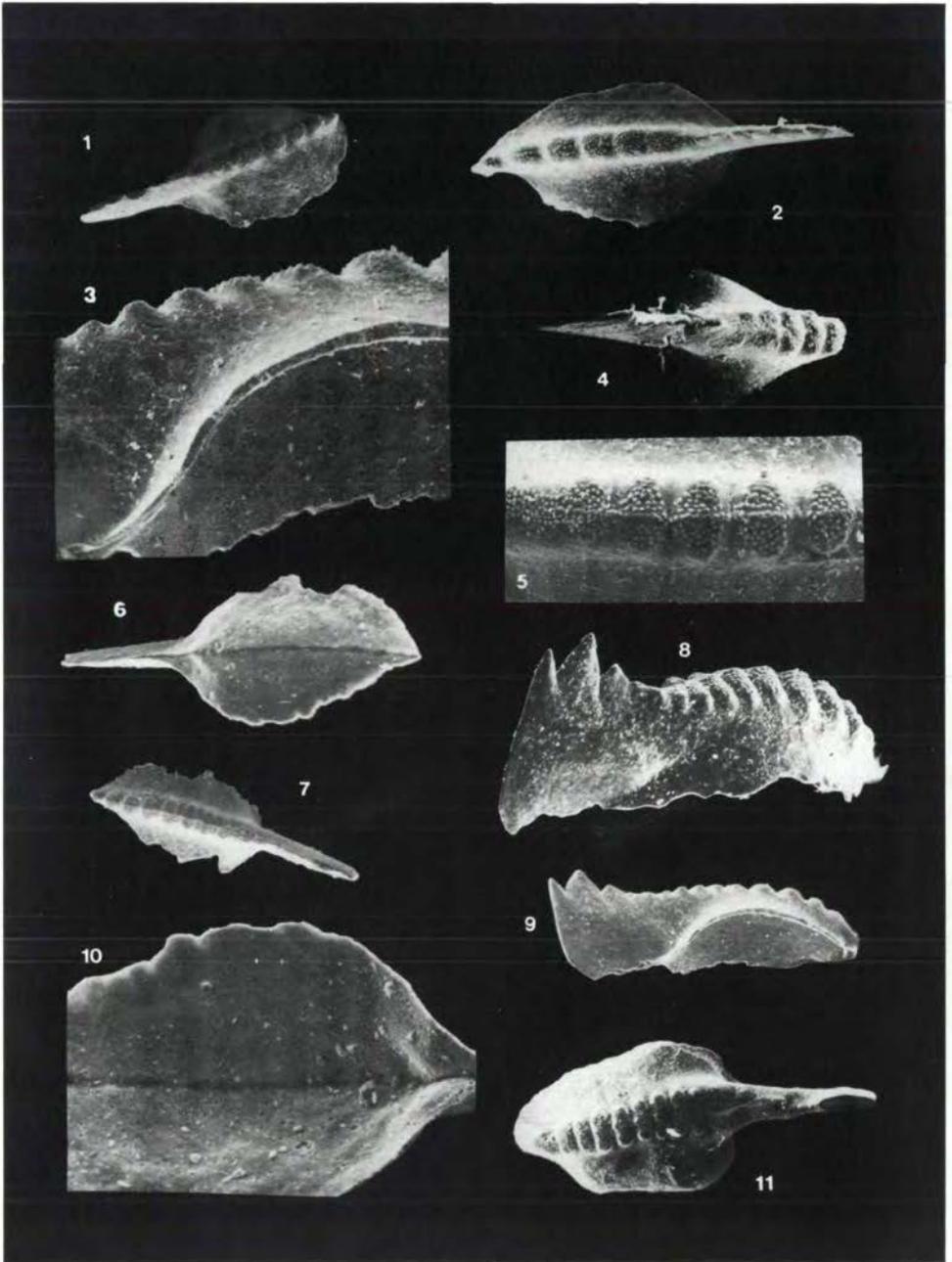
Tafel II



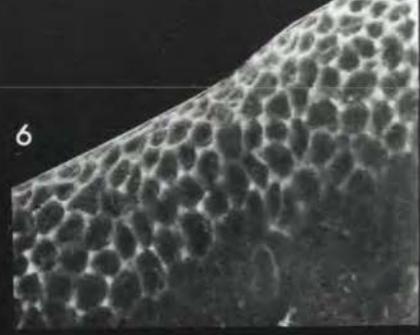
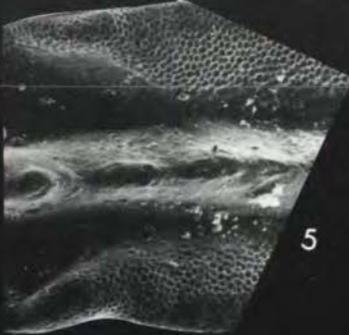
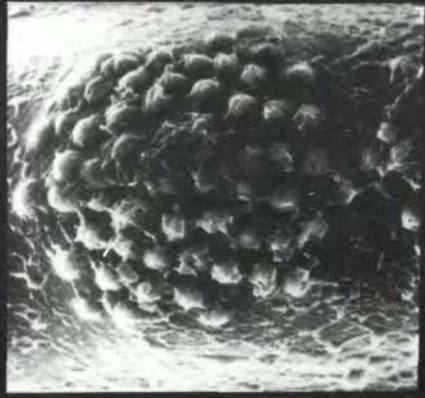
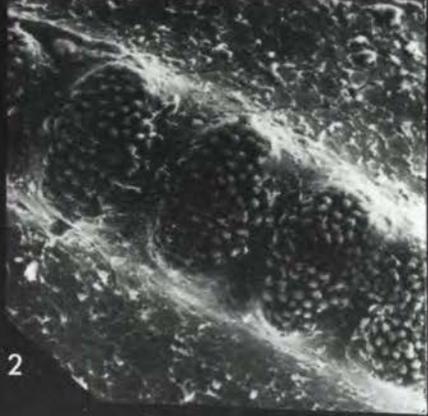
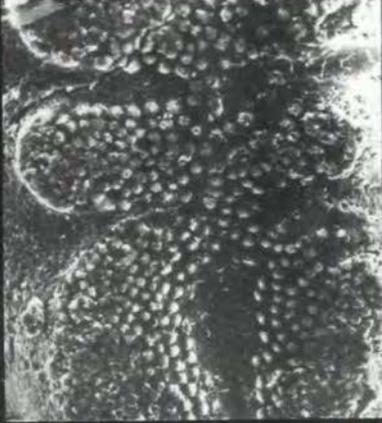
Tafel III



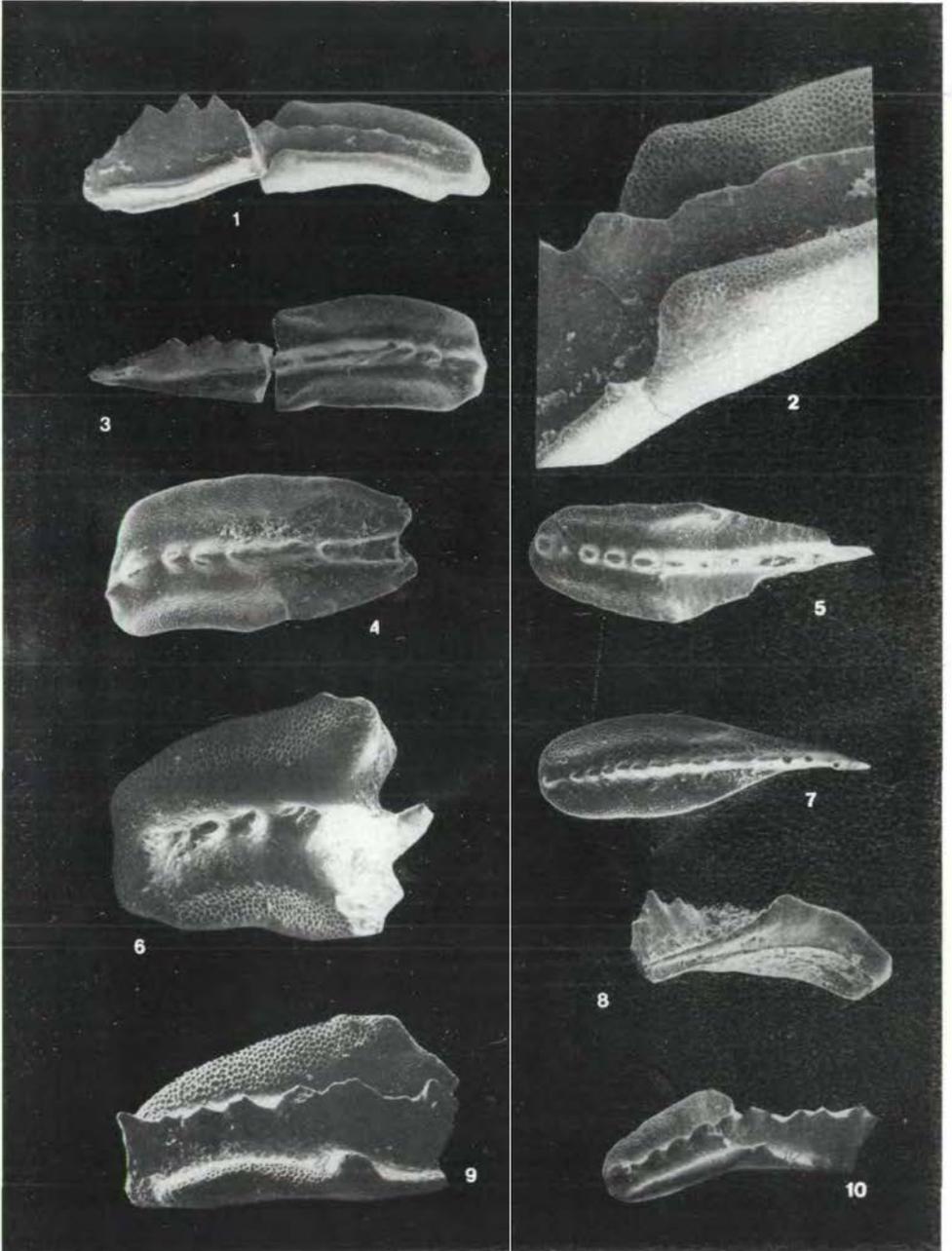
Tafel IV



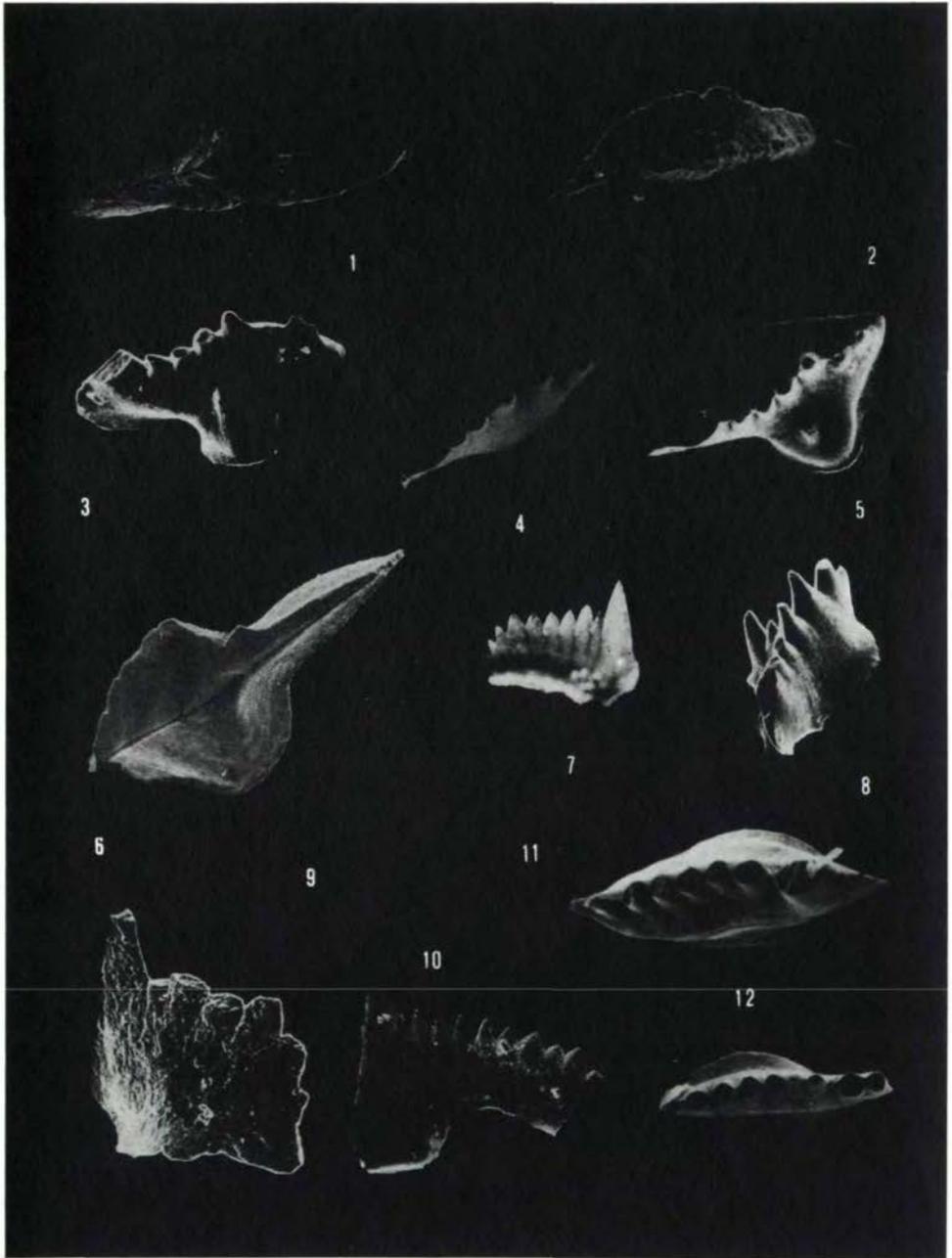
Tafel V



Tafel VI



Tafel VII



Beiträge zur Conodontenfauna des Perm

von H. Kozur⁺⁾

Summary

4 new genera and subgenera and 9 new species and subspecies of Permian conodonts are described. Some stratigraphically important species and genera are revised. The conodont zonation of the Permian system is discussed. The Carboniferous-Permian boundary is drawn at the basis of the *whitei* zone. It coincides with the first appearance of the fusulinid genus *Pseudoschwagerina*, with the first appearance of Permian type corals (the primitive waagenophyllid *Heritschia*) and probably also with the first appearance of the Permian ammonoid genus *Properrinites*. This boundary is high in the Big Blue series of Kansas, but coincides with the basis of the Neal Ranch Formation of Texas, the basis of the Asselian (if the Asselian basis is exactly defined by the first appearance of *Pseudoschwagerina*) and with the basis of the Rattendorfer beds of the Carnic Alps.

+)

Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. Dr. Heinz Kozur, Staatliche Museen, Schloß Elisabethenburg, DDR-61 Meiningen

Einleitung

In der vorliegenden Arbeit werden mehrere neue permische Conodontenarten und -gattungen beschrieben, die zum Teil erhebliche stratigraphische Bedeutung haben, sowie einige Gattungen und Arten revidiert. Einige der hier beschriebenen neuen Arten werden in separaten Arbeiten mit anderen Autoren noch einmal ausführlich behandelt. Da ein Teil dieser Arbeiten wesentlich später erscheinen wird als eine Anzahl stratigraphischer Arbeiten, in denen die betreffenden Taxa schon verwendet werden, mußten diese neuen Arten hier kurz beschrieben werden, um die Verwendung von nomina nuda zu vermeiden. Die betreffende Autorschaft wurde stets mit angegeben. Ausführliche Erläuterungen der stratigraphischen Einstufungen sowie der angegebenen Typuslokalitäten bei den kasanischen und jüngeren Conodonten befinden sich in Druck bzw. in Vorbereitung (KOZUR & MOVŠOVIČ bzw. KOZUR & PJATAKOVA).

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich den Herren Prof. Dr. P. von BITTER, Toronto, Prof. Dr. F. KAHLER, Klagenfurt, Prof. Dr. G.K. MERRILL, Charleston, Prof. Dr. S.V. MEYEN, Moskau, Prof. Dr. H. MOSTLER, Innsbruck, Dr. E.V. MOVŠOVIČ, Rostov am Don, sowie Frau Dr. M. PJATAKOVA, Moskau, für vielfältige Hilfe recht herzlich danken.

I. Beschreibung der Arten

Gattung *Sweetognathus* CLARK 1972

Typusart: *Spathognathodus whitei* RHODES 1963

Sweetognathus merrilli n. sp.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Prof. Dr. G.K. MERRILL, Charleston

Holotypus: Das bei MERRILL 1973, Taf. 3, Fig. 6, abgebildete Exemplar

Locus typicus: Lokalität 44 nach MERRILL 1973, westlich Strong City, Kansas

Stratum typicum: Eiss-Kalkstein (Oberes Council Grove, oberstes Karbon oder basales Perm)

1973 *Spathognathodus whitei* RHODES, 1963 - MERRILL, S. 310, Taf. 3, Fig 1 (?), 2, 3 (?), 4-7, non 8, 9

Diagnose: Das Blatt trägt vorn 3-5, selten 6 hoch verschmolzene Zähne, von denen der vorderste oder zweite am größten ist und meist als Hauptzahn in Erscheinung tritt. Hinten sind 4-6, selten bis 8 querverlängerte knotenartige Zähne ausgebildet, die zum Teil mehr oder weniger stark verschmolzen sind. Die Basalgrube ist sehr groß, breit und nimmt ca. 2/3 der Unterseite des Conodonten ein.

Vorkommen: Oberste Council Grove Gruppe, Kansas

Beziehungen: *Sweetognathodus whitei* (RHODES 1963) aus dem basalen Perm besitzt ein längeres vorderes Blatt, auf dem die Zähne noch höher verschmolzen und vorn niedriger sind. Die querverlängerten Zähne des hinteren Blattes stehen weiter getrennt und sind zahlreicher. Die vorliegende Art ist eine Übergangsform zwischen "*Anchignathodus*" *eduntulus* von BITTER 1972 (= "*Spathognathodus*" *ohioensis* MERRILL 1973), der durch die nicht querverlängerte Bezahnung des hinteren Blattes abweicht, und *Sweetognathus whitei* (RHODES).

Sweetognathus behnkeni n. sp.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Prof. Dr. F. H. BEHNKEN, Lubbock

Holotypus: Das bei CLARK & BEHNKEN 1971, Taf.1, Fig. 5, abgebildete Exemplar

Locus typicus: Moorman Ranch Profil, Nevada

Stratum typicum: Untere Riepetown Formation, höheres Wolfcampian.

1971 *Spathognathodus whitei* RHODES - CLARK & BEHNKEN, Taf. 1, Fig. 2, 5, 6, 3 (?), 4 (?)

Diagnose: Die Carina ist durchwegs mit knotenartigen Zähnen besetzt. In den hinteren zwei Dritteln gehen von diesen Knoten beiderseits etwas schräg nach hinten verlaufende wulstige Rippen aus, die randlich häufig knotenartig verdickt sind. Die größte Länge weisen diese Rippen etwas hinter der Mitte auf. Außer dem vorderen Drittel nimmt die Basalgrube die gesamte Unterseite des Conodonten ein.

Vorkommen: Oberes Wolfcampian und zeitliche Äquivalente.

Beziehungen: CLARK & BEHNKEN bilden unter Jugendformen von "*Spathognathodus*" *whitei* Exemplare ab, die weitgehend dem Holotypus von "*Spathognathodus*" *whitei* entsprechen. Falls das wirklich Jugendformen der hier beschriebenen Art sind, dann durchläuft *Sweetognathus behnkeni* während der Ontogenese ein *Sweetognathus whitei*-Stadium, eine durchaus nicht ungewöhnliche Erscheinung bei den Conodonten. Im unteren Wolfcampian kommen aber keine Formen vor, die derart lange rippenartige Fortsätze der Knoten der Carina haben, wie die von CLARK & BEHNKEN als adulte Exemplare von "*Spathognathodus*" *whitei* beschriebenen Formen aus dem höheren Wolfcampian. Da man nicht annehmen kann, daß im unteren Wolfcampian immer nur juvenile Formen vorkommen, muß es sich bei *Sweetognathus behnkeni* um eine selbständige Art handeln. Es ergibt sich damit wahrscheinlich die folgende Entwicklungsreihe: *Diplognathodus eduntulus* (von BITTER 1972) = "*Spathognathodus*" *ohioensis* MERRILL 1973 (Orenburgian) - *Sweetognathus merrilli* (basales Asselian oder oberstes Orenburgian) - *Sweetognathus behnkeni* (unteres Sakmarian, ? oberes Asselian).

Gattung *Anchignathodus* SWEET 1970

Typusart: *Spathodus minutus* ELLISON 1941 = *Anchignathodus typicalis* SWEET 1970.

Bemerkungen: Wie KOZUR (Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, in Druck) in einer ausführlichen Studie über *Anchignathodus* und verwandte Gattungen nachweist, schließt *Anchignathodus* in seiner bisherigen breiten Fassung 3 verschiedene Gattungen ein. In Anlehnung an seine Typusart umfaßt *Anchignathodus* alle Formen mit deutlichem Hauptzahn und ohne die für *Diplognathodus* charakteristische Zweiteilung des Blattes in einen vorderen Abschnitt mit hohen Zähnen und einen hinteren Abschnitt mit niedrigen oder zu einer Leiste verschmolzenen Zähnen, während die bisher ebenfalls zu *Anchignathodus* gestellte *Diplognathodus* n. gen. alle Arten ohne

Hauptzahn und mit der erwähnten Zweiteilung des Blattes einschließt. In den übrigen Merkmalen stimmen die spathognathodiformen Elemente beider Gattungen überein. Die Multi-elemente weichen sowohl in der Zahl der Elemente als auch in deren Aufbau etwas voneinander ab. Das Multi-element von *Anchignathodus* entspricht vollständig dem von SWEET (1970) unter *Ellisonia teichertii* aufgezeigten Aufbau (zuzüglich des als Einzelelementgattung angesehenen spathognathodiformen Elementes *Anchignathodus*). Die Zahnreihenconodonten des Multi-elementes mit *Diplognathodus* entsprechen dagegen in der Zahl und im generellen Aufbau denjenigen von *Pandorinella* HASS 1959 (pro *Pandorina* STAUFFER 1940). Zu *Anchignathodus* in seiner neuen engeren Fassung werden die folgenden Arten gezählt: *Spathodus minutus* ELLISON 1941 = *Anchignathodus typicalis* SWEET 1970 = *Spathognathodus ellisoni* MERRILL 1971, *Spathognathodus cristulus* YOUNGQUIST & MILLER 1949 = *Spathognathodus bidens* YOUNGQUIST & MILLER 1949, *Anchignathodus julfensis* SWEET 1973, *Anchignathodus parvus* KOZUR & PJATAKOVA 1973 (in KOZUR & MOSTLER 1973). Die Zahnreihenconodonten aller *Anchignathodus*-Arten sind einander so ähnlich, daß sie in die Variationsbreite von "*Ellisonia teichertii*" SWEET fallen.

Anchignathodus minutus (ELLISON 1941) emend.

(Taf. 1, Fig. 1-16; Taf. 2, Fig. 1, 2)

- 1941 *Spathodus minutus* ELLISON n. sp. - ELLISON, S. 120, Taf. 20, Fig. 50-52
 1970 b *Anchignathodus typicalis* SWEET 1970 - SWEET, S. 222-223, Taf. 1, Fig. 13, 20
 1973 *Spathognathodus ellisoni* n. sp. - MERRILL, S. 305, Taf. 1, Fig. 16-27; Taf. 2, Fig. 29-37
 1973 *Spathognathodus minutus* (ELLISON), zum Teil - MERRILL, S. 305-308, nur die auf Taf. 1, Fig. 14, 15 und Taf. 2, Fig. 6, 16-28 abgebildeten Exemplare
 1973 *Ozarkodina minuta* (ELLISON), zum Teil - BAESEMANN, S. 704-706, Taf. 2, Fig. 2-5, 7-15, 20-22: non! Fig. 1, 6 ? 16-18, 19
 1970 b *Ellisonia teichertii* SWEET 1970 - SWEET, S. 232-234, Taf. 4, Fig. 20-28

Bemerkungen: Der Holotypus von *Spathodus minutus* ELLISON 1941 und auch der von MERRILL (1973) ausgewählte Neotypus, der genau aus dem gleichen stratigraphischen Horizont stammt, entsprechen weit mehr "*Spathognathodus ellisoni*" MERRILL 1973 als der Mehrzahl derjenigen Formen, die MERRILL zu "*Spathognathodus minutus*" stellte. MERRILL (1973, S. 308) schreibt selbst, daß der Holotypus von "*Spathognathodus minutus*" eine Übergangsform zwischen "*Spathognathodus ellisoni*" und "*Spathognathodus minutus*" sensu MERRILL ist, und daß es durchaus möglich wäre, "*Spathognathodus ellisoni*" und "*Spathognathodus minutus*" so zu trennen, daß

der Holotypus von "*Spathognathodus*" *minutus* zu "*Spathognathodus*" *ellisoni* gehören würde, der dann selbstverständlich ein jüngeres Synonym von "*Spathognathodus*" *minutus* wäre. Der einzige definitive Unterschied zwischen den zwei Formgruppen, die in der *minutus-ellisoni*-Gruppe enthalten sind, ist die Größe des Hauptzahns. Bei "*Spathognathodus*" *ellisoni*, aber auch beim Holotypus und beim Neotypus von "*Spathognathodus*" *minutus* tritt der Hauptzahn nicht sehr stark hervor. Bei einem großen Teil der von MERRILL zu "*Spathognathodus*" *minutus* gestellten Formen ist dagegen ein wuchtiger Hauptzahn ausgebildet. Diese Formen lassen sich nicht von "*Spathognathodus*" *crisculus* YOUNGQUIST & MILLER 1949 trennen und werden hier zu dieser Art gestellt. Die Grenze zwischen den beiden Arten wird hier so definiert, daß alle Formen, bei denen der freie Teil des Hauptzahnes mehr als 2,5 mal so lang ist wie der freie Teil des längsten hinter dem Hauptzahn liegenden Zahnes, zu *Anchignathodus crisculus* gestellt werden, die übrigen Formen zu *Anchignathodus minutus*. Im allgemeinen ist überdies *A. crisculus* durchschnittlich deutlich robuster gebaut und die Zähne sind wesentlich größer als bei *A. minutus* emend., wie das schon MERRILL erkannte. Wie MERRILL (1973) richtig nachwies, kann *A. typicalis* nicht von *A. minutus* getrennt werden, sofern man von den Holotypen der beiden Arten ausgeht. Als Unterschiede zwischen beiden Arten gibt SWEET (1970b) an, daß *A. typicalis* seitlich etwas stärker aufgebläht ist (Längen/Breiten-Verhältnis 2-2,5/1) als *A. minutus* (Längen/Breiten-Verhältnis 3/1). Vermißt man ausreichend Material aus dem Pennsylvanian und Oberperm, so kann man feststellen, daß beide Arten zwei- bis dreimal so lang sind wie breit. Der zweite Unterschied, den SWEET (1970b) anführt, ist der kräftig hervortretende Hauptzahn bei *A. minutus*. Dieses Merkmal gilt aber nicht für *A. minutus* in der hier vorgelegten Fassung, die sich auf den Holotypus und den Neotypus dieser Art bezieht und daher die einzig gültige ist. Die von SWEET festgestellten Unterschiede zwischen *A. minutus* und *A. typicalis* sind in Wirklichkeit die Unterschiede zwischen *A. minutus* (und *A. typicalis*) und *A. crisculus*. Damit aber sind die Angaben von MERRILL (1973) hinsichtlich der Synonymie von *A. typicalis* berechtigt. Vergleicht man die zum spathognathodiformen Element *A. typicalis* gehörenden Zahnreihenconodonten (= Holotypus von "*Ellisonia*" *teichertii* SWEET 1970b) mit denen, die zum spathognathodiformen Element von *A. minutus* gehören, so kann man feststellen, daß sie allesamt innerhalb der intraspezifischen Variationsbreite der von BAESEMANN (1973) unter *Ozarkodina minuta* abgebildeten Zahnreihenconodonten liegen, nur daß die bei BAESEMANN abgebildeten Exemplare durchwegs besser erhalten sind. Das bei BAESEMANN (1973, Taf. 2, Fig. 1) abgebildete modifiziert enantiognathiforme Element (= PA-Element im Sinne der Klassifikation bei KOZUR & MOSTLER 1971) und das bei BAESEMANN (1973, Taf. 2, Fig. 6) abgebildete ozarkodiniforme Element (= PD-Element in der Klassifikation nach KOZUR &

MOSTLER 1971) gehören zu dem robusten *A. cristulus*, zu dem auch das bei BAESEMANN (1973, Taf. 2, Fig. 19) abgebildete spathognathodiforme Element gehört. *A. minutus* hat damit eine stratigraphische Reichweite vom Missourian bis zur *Otoceras woodwardi*-Zone, die nach KOZUR (1974) ein Äquivalent der Dorashan-Unterstufe ist, wo *A. minutus* ebenfalls letztmalig auftritt. SWEET (in: TEICHERT, KUMMEL & SWEET 1973) faßt im Unterschied zu seiner früheren Auffassung in SWEET (1970a, b) die hier als *A. parvus* beschriebenen Formen mit *Isarcicella isarcicus* zu einer Art zusammen. SWEET (1970a, b) betrachtet diese Formen noch als Vertreter von *A. "typicalis"*. Wie SWEET (1973) und STAESCHE (1964) betrachtete auch KOZUR (1971) *A. parvus* (damals noch unter *A. typicalis*) und *Isarcicella isarcicus* als eine Art, die er damals in der Formtaxonomie als *Spathognathodus isarcicus* bezeichnete. Es verwundert, wenn SWEET (1973) auf der einen Seite die Auffassung von KOZUR (1971) ablehnt, andererseits aber in der gleichen Arbeit selbst die hier als *A. parvus* abgetrennten Formen und *Isarcicella isarcicus* in einer Art vereinigt. KOZUR (1971) lag nur die Arbeit von SWEET (1970a) vor, in der *A. typicalis* erstmalig beschrieben wurde, aber kein Holotypus abgebildet wurde. Dieser Holotypus wurde erst bei SWEET (1970b) abgebildet. Der Holotypus von *A. typicalis* und die in der Arbeit von SWEET (1970a) unter *A. typicalis* abgebildeten Formen gehören aber zwei verschiedenen Arten an. Die bei SWEET (1970a) abgebildeten Formen gehören zu *A. parvus*, also jenen Formen, die SWEET jetzt selbst zu "*Anchignathodus isarcicus*" stellt. Aus diesem Grunde war die Zusammenfassung von *A. parvus* ("*A. typicalis* im Sinne der Arbeit von SWEET 1970a) und *Isarcicella isarcicus* durch KOZUR (1971) durchaus nicht so abwegig, wie es SWEET (1973) in der gleichen Arbeit schreibt, in der er mit seiner Zusammenfassung des Formkreises um *A. parvus* und *Isarcicella isarcicus* unbewußt die Ansicht von KOZUR (1971) selbst übernimmt. Die Ansicht von STAESCHE (1964), KOZUR (1971) und SWEET (1973) schien dadurch gestützt zu werden, daß *A. parvus* und *Isarcicella isarcicus* genau die gleiche stratigraphische Reichweite besitzen. Erst durch neueste Untersuchungen, unter anderem auch in der vorliegenden Arbeit, konnte nachgewiesen werden, daß beide Arten zwar offensichtlich gleichzeitig einsetzen (zum Teil faziell bedingt?), daß aber *A. parvus* stets höher hinaufreicht als *Isarcicella isarcicus*. Daher kann es sich bei *A. parvus* und *I. isarcicus* nicht um Teile eines Multielements und auch nicht um eine Formart handeln, wie STAESCHE (1964), KOZUR (1971) und SWEET (1973) irrtümlich annehmen.

Anchignathodus parvus KOZUR & PJATAKOVA n. sp.

(Taf. 1, Fig. 17, 19-22)

1958 *Spathognathodus* cf. *minutus* (ELLISON) - HUCKRIEDE, S. 162,

- 167, Taf. 10, Fig. 8
 1964 *Spathognathodus isarcicus* HUCKRIEDE 1958, z.T. - STAESCHE, S. 288-289, nur die auf Fig. 60 und 61 abgebildeten Exemplare
 1970 a *Anchignathodus typicalis* SWEET, n. sp. - SWEET, S. 7, 8, Taf. 1, Fig. 13, 22
 1970 a *Ellisonia teichertii* SWEET, n. sp. - SWEET, S. 8-9, Taf. 1, Fig. 3, 4, 7, 8, 12

Bemerkungen: Obwohl die Arbeit SWEET (1970a) eher erschienen ist als die Arbeit SWEET (1970b), wird der Holotypus von *A. typicalis* erst in der Arbeit von SWEET (1970b) veröffentlicht. Die bei SWEET (1970a) aus der *Ophiceras commune*-Zone von Kashmir unter *A. typicalis* beschriebenen spathognathodiformen Elemente gehören nicht zu dieser Art, sondern zu dem hier beschriebenen *A. parvus*.

Diagnose: Das spathognathodiforme Element (T-Element in der Klassifikation nach KOZUR & MOSTLER 1971) ist ein kleiner Conodont mit kurzem, sehr hohem Blatt und stark ausgeweiteter elliptischer Basalgrube, die entweder die gesamte Unterseite des Conodonten einnimmt (bei den stratigraphisch jüngsten Formen) oder unter der sehr breiten Basis des Hauptzahns in eine breite Basalfurche übergeht. Die Oberfläche der basalen Ausweitung ist glatt. Der sehr große Hauptzahn überragt die übrigen Zähne beträchtlich und ist schwach nach hinten geneigt. Vor dem Hauptzahn ist häufig ein kleiner, flacher Zahn vorhanden. Hinter dem Hauptzahn befindet sich eine Zahnreihe mit 4-8, sehr selten 9-10 kleinen Zähnen, die entweder alle etwa gerade stehen und gleich lang sind (bis auf das hinterste sehr kleine Zähnchen; sofern 9-10 Zähne vorkommen, sind die hintersten 2-3 Zähne winzig klein) oder nach hinten etwas geneigt sind und in der Länge unregelmäßig variieren oder nach hinten allmählich kleiner werden. Das Hinterende des Conodonten ist meist, aber nicht immer, etwas nach unten gebogen.

Die zum Multielement mit *A. parvus* gehörenden Zahnreihenconodonten wurden von SWEET (1970a) zu "*Ellisonia*" *teichertii* gestellt. Sie sind jedoch zum Teil gedrungener (kürzerer, zum Teil höherer Astbogen) als das typische "*Ellisonia*" *teichertii* Multielement, das heißt die zugehörigen Zahnreihenconodonten von *Anchignathodus typicalis*.

Vorkommen: *Ophiceras commune*-Zone, ? oberste Dorasham-Schichten.

Beziehungen: Adulte Exemplare von *Anchignathodus minutus* (ELLISON 1941) sind etwa 2-3 mal so lang wie adulte Exemplare von *A. parvus* und besitzen 9-15 Zähne. Der Hauptzahn von *A. minutus* tritt wesentlich schwächer hervor und ist wenig, manchmal überhaupt nicht länger als die dahinter folgenden Zähne. Außerdem ist die Basalgrube verglichen mit der Gesamtlänge des Conodonten bei *A. minutus* etwas kürzer. Bei *A. parvus* handelt es sich nicht um Jugendformen von

A. typicalis, da von der *Ophiceras commune*-Zone an nur noch diese kleinen Formen vorkommen und außerdem auch die anderen Unterschiede (längerer Hauptzahn bei *A. parvus* etc.) gegen eine solche Deutung sprechen.

A. cristulus YOUNGQUIST & MILLER 1949 hat einen ebenso deutlich hervortretenden Hauptzahn wie *A. parvus*, ist aber viel robuster und größer als diese Art. Außerdem besitzen adulte Formen wesentlich mehr Zähne.

Isarcicella isarcicus (HUCKRIEDE 1958) stimmt in der Größe, der Ausbildung des Hauptzahnes und der Zahnreihe weitgehend mit *A. parvus* überein, unterscheidet sich jedoch deutlich durch die Seitenzähne, die ein- oder beidseitig auf der Oberfläche der basalen Aufblähung anzutreffen sind.

Gattung *Diplognathodus* KOZUR & MERRILL n. gen.

Typusart: *Spathognathodus coloradoensis* MURRAY & CHRONIC 1965

Derivatio nominis: Nach den sehr unterschiedlich ausgebildeten Teilen des Blattes.

Diagnose: Beim spathognathodiformen Element handelt es sich um *Gnathodus*-ähnliche Conodonten, deren Carina in zwei deutlich verschiedenartige Abschnitte gegliedert ist. Der hintere Abschnitt ist zu einer glatten Leiste verschmolzen oder trägt sehr niedrige Zähne. Die Zähne des vorderen Abschnittes des Blattes sind deutlich höher und an den Spitzen niemals verschmolzen. Ein Hauptzahn fehlt. Die sehr breite gnathodiforme Basalgrube nimmt etwas mehr als die halbe Gesamtlänge des Conodonten ein. Ihre Oberfläche ist glatt.

Das Multielement von *Diplognathodus* weist folgende Zahnreihenconodonten auf: Ozarkodiniformes Element: In der Länge stark reduzierter Astbogen, langer Hauptzahn; prioniodiniformes Element: Langer schlanker Vorderast, Hinterast fehlt oder stark rudimentär; zwei hindeodelliforme Elemente - das eine *Hindeodella*-ähnlich, aber mit vergleichsweise kurzem und hohem Astbogen und das andere *Hindeodina*-ähnlich; hibbardelliformes Element mit langem Hinterast, kräftigem Hauptzahn und zwei hohen Seitenästen.

Vorkommen: Höheres Karbon bis mittleres Dzhulfian, weltweit.

Zugewiesene Arten: *Gnathodus sicilianus* BENDER & STOPPEL 1965, *Spathognathodus coloradoensis* MURRAY & CHRONIC 1965, *Anchignathodus eduntulus* von BITTER 1972 (= *Spathognathodus ohioensis* MERRILL 1973), *Anchignathodus moorei* von BITTER 1972, *Spathognathodus orphanus* MERRILL 1973, *Diplognathodus movschovitschi* KOZUR & PJATAKOVA n. sp., *Diplognathodus oertlii* n. sp.

Beziehungen: Die Beziehungen der Gattung *Diplognathodus* werden bei KOZUR (in Druck) im Detail diskutiert.

Das spathognathodiforme Element von *Anchignathodus* besitzt einen Hauptzahn, während die charakteristische Zweigliederung des Blattes fehlt. Auch in der Zahl und Ausbildung der Zahnreihenconodonten gibt es deutliche Unterschiede. Einschränkung muß hier bemerkt werden, daß die Ausbildung der Zahnreihenconodonten nur bei einer *Diplognathodus*-Art bekannt ist (*Ozarkodina expansa* PERLMÜTTER nomen nudum aus Thesis: Conodonts from the uppermost Wabaunsee Group (Pennsylvanian) and the Admire and Council Grove Groups (Permian) in Kansas; für die auszugsweise Übersendung dieser Arbeit möchte ich Herrn Prof. Dr. B. PERLMÜTTER, Jersey City, recht herzlich danken).

Das spathognathodiforme Element von *Pandorinella* HASS 1959 besitzt eine zentral gelegene, wesentlich schwächer ausgeweitete Basalgrube, ist sonst aber recht ähnlich (die Typusart *P. insita* besitzt ebenfalls ein der Bezahnung nach zweigeteiltes Blatt). Auch die Zahnreihenconodonten des Multielements (bei KLAPPER & PHILIP 1971 unter *Ozarkodina insitus* abgebildet) stimmen in Zahl und Ausbildung weitgehend überein. Vielleicht wäre es daher ratsam, *Diplododella* nur als Untergattung von *Pandorinella* aufzufassen. Wegen der zeitlichen Verbreitungslücke zwischen beiden Gattungen wurde davon vorerst jedoch Abstand genommen. Die Vorläuferstellung von *Pandorinella* zu *Diplognathodus* ist trotzdem sehr wahrscheinlich.

Diplognathodus movschovitschi KOZUR & PJATAKOVA n. sp.

(Taf. 2, Fig. 3, 4)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Dr. E.V. MOVŠOVIČ, Rostov am Don.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf.2, Fig. 4; Slgs.-Nr. PK 1-1.

Locus typicus: Achura (Aserbaidsschische SSR, vgl. KOZUR & PJATAKOVA, in Druck).

Stratum typicum: Probe 10/6a, unteres Dzhulfian (mittleres Araksian).

Diagnose: Spathognathodiformes Element, kleinwüchsig. Das Blatt weist vorn 5-7 Zähne auf, während die Carina hinten zu einer glatten Leiste verschmolzen ist, die flach nach hinten abfällt. Vorn sind die Zähne am größten, ohne daß ein Hauptzahn ausgebildet ist. Die sehr große Basalgrube umfaßt mehr als die halbe Länge des Conodonten. Sie ist sehr stark und etwas asymmetrisch ausgeweitet und sehr tief eingesenkt. Unter dem vorderen Teil des Conodonten ist eine sehr schmale Basalfurche vorhanden, die noch deutlich vor dem Vorderende aussetzt.

Beziehungen: Siehe unter *Diplognathodus oertlii* KOZUR n. sp.

Diplognathodus oertlii KOZUR n. sp.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Dr. H.J. OERTLI, Pau (France).

Holotypus: Das bei BENDER & STOPPEL 1965 auf Taf. 14, Fig. 2a, b, als Jugendform von "*Gnathodus*" *sicilianus* abgebildete Exemplar.

Stratum typicum: Mittelperm (Wordian = oberes Ufa).

Diagnose: Das spathognathodiforme Element ist ein kleiner, kurzer und gedrungener Conodont mit hohem Blatt. Der vordere Teil des Blattes trägt 4-7 hoch verschmolzene Zähne, die von vorn nach hinten immer kleiner werden. Der vorderste Zahn ist etwas breiter, bildet aber keinen besonders hervortretenden Hauptzahn. Der hintere Abschnitt des Blattes besteht aus einer glatten oder welligen Leiste, die hinten ziemlich steil abfällt. Die sehr stark und asymmetrisch ausgeweitete Basalgrube umfaßt die hinteren zwei Drittel des Conodonten. Die anderen Elemente des Multielements sind nicht bekannt.

Vorkommen: Mittelperm (Wordian = oberes Ufa) von Sizilien und Japan (?).

Beziehungen: *Diplognathodus oertlii* wurde von BENDER & STOPPEL 1965 als Jugendform von "*Gnathodus*" *sicilianus* angesehen. Er unterscheidet sich aber nicht nur durch die geringe Größe von *Diplognathodus sicilianus*, sondern auch durch die völlig abweichende Bezahnung im vorderen Teil des Blattes, da bei *D. sicilianus* die Zähne von vorn nach hinten zunächst immer größer und erst am Beginn des hinteren Abschnittes des Blattes abrupt kleiner werden. Außerdem sind die Zähne auf dem hinteren Blatt bei *D. sicilianus* an den Spitzen stets frei.

Die größte Ähnlichkeit besteht zu *D. movschovitschi* KOZUR & PJATAKOVA n. sp. Diese Art stimmt in der Größe und auch in der Bezahnung überein, ist aber deutlich niedriger. Das Hauptunterscheidungsmerkmal besteht darin, daß der hintere Teil des Blattes bei *D. movschivitschi* ganz allmählich abfällt. *D. oertlii* ist sicher die Vorläuferform von *D. movschovitschi*.

Gattung *Isarcicella* KOZUR n. gen.

Typusart: *Spathognathodus isarcicus* HUCKRIEDE 1958.

Derivatio nominis: Nach der Typusart.

Diagnose: Das spathognathodiforme Element ist sehr klein, hoch und kurz. Hinter dem am Vorderende liegenden wuchtigen Hauptzahn folgen 3-7 kleine Zähne. Hinten endet das Blatt ziemlich abrupt. Die extrem stark aufgeblähte Basalgrube umfaßt die gesamte Unterseite des Conodonten, ist aber unter dem Hauptzahn nur schmal und geht bei stratigraphisch älteren Formen hier in eine Basalfurche über. Auf der Oberseite trägt die basale Ausweitung beiderseitig oder nur einseitig einen langen Zahn, mitunter auch eine Zahnreihe. Die zugehörigen Zahnreihen-Conodonten des Multielements mit *Isarcicella* sind noch nicht sicher bekannt. Da *Isarcicella* bisher nur aus Sedimenten bekannt ist, die unter hoher Wasserbewegung abgelagert wurden, kommt diese Gattung meist ohne begleitende Zahnreihen-Conodonten vor bzw. wird von sehr robusten Zahnreihen-Conodonten begleitet, die zu einem anderen Multielement gehören. Sofern *Isarcicella* mit zartwüchsigen Zahnreihen-Conodonten vorkommt, handelt es sich dabei um Elemente, die den Zahnreihen-Conodonten von *A. parvus* weitgehend entsprechen. Da in diesen Proben aber auch *A. parvus* enthalten ist, könnten diese Elemente auch durchwegs zu *A. parvus* gehören. SWEET (1973) gibt an, daß *Isarcicella isarcicus* in Südtirol nicht von "*Ellisonia*" *teichertii* begleitet wird. Auch dies könnte jedoch daran liegen, daß diese Vorkommen aus einer Fazies mit sehr starker Wasserbewegung stammen, aus denen meist alle zarten Zahnreihen-Conodonten fehlen. In den Proben aus Transkaukasien treten die zarten "*Ellisonia*" *teichertii*-Elemente und andere zarte Zahnreihen-Conodonten in den Flachwasserablagerungen der basalen Trias ebenfalls stark zurück. Dagegen sind die robusten Zahnreihen-Conodonten vom *Hadrodontina/Pachycladina*-Typ und spathognathodiforme Elemente häufig anzutreffen. Eine selektive Zerstörung zarter Zahnreihen-Conodonten konnte auch in vielen anderen triassischen Profilen nachgewiesen werden.

Vorkommen: Oberperm bis untere *Ophiceras commune*-Zone.

Zugewiesene Arten:

- Spathognathodus isarcicus* HUCKRIEDE 1958
- Anchignathodus* n. sp. A SWEET 1973 ?
- Anchignathodus* n. sp. B SWEET 1973 ?

Beziehungen: *Anchignathodus* SWEET 1970 unterscheidet sich durch die fehlende Bezahnung auf der Oberseite der ausgeweiteten Basalgrube. *Isarcicella isarcicus* stammt möglicherweise von *A. parvus* ab, in dem Seitenzähne oder Zahnreihen auf der Oberseite der ausgeweiteten Basalgrube ausgebildet wurden. SWEET (1973) nimmt eine Abstammung von seinen *Anchignathodus* n. sp. A und B an. Eine solche Abstammung wäre auch möglich. Dann wäre aber *Isarcicella* nicht direkt mit *Anchignathodus* verwandt, da *Anchignathodus* n. sp. A eher nach *Neostreptognathodus* CLARK 1972 hin tendiert, ohne allerdings mit dieser Gattung voll übereinzustimmen.

Gattung *Gondolella* STAUFFER & PLUMMER 1932

Typusart: *Gondolella elegantula* STAUFFER & PLUMMER 1932

Bemerkungen: Kozur (1974a) konnte nachweisen, daß *Neogondolella* BENDER & STOPPEL 1965 ein jüngeres Synonym von *Gondolella* ist. Inzwischen fanden MERRILL & KING (1971) und von BITTNER (in Druck) schon im Pennsylvanian Gondolellen mit unberippter Plattform (u.a. *Godnolella* n. sp. A und *G. gymna* MERRILL & KING). Es zeigt sich immer wieder, daß die Gondolellen vom Karbon bis zur Obertrias wiederholt verschiedene Skulptur-elemente auf der Plattform ausbilden und wieder abbauen, die offensichtlich nur dazu dienen, ein besseres Haften des umgebenden Gewebes am Conodonten zu gewährleisten. Sobald Rippenskulptur auftritt, fehlt die Grübchenskulptur und umgekehrt. Bei schwacher Rippenskulptur treten beide Skulpturtypen zusammen an einem Exemplar, aber räumlich getrennt auf, das heißt die Grübchenskulptur findet sich nur auf den Teilen der Plattformoberfläche, wo keine Rippen auftreten. Solche Grübchenskulpturen treten auch bei anderen unberippten Plattformconodonten, z.B. bei *Gladigondolella* auf, die sich in der oberen Untertrias aus Zahnreihen-Conodonten entwickeln. Daher hat diese Grübchenskulptur ganz offensichtlich nur mechanische und damit keine taxonomische Bedeutung. Wie KOZUR (1974a und in Druck) nachweist, bilden die Gondolellen vom Oberkarbon bis zur Obertrias ein Multi-element, dessen Zahnreihen-Conodonten sich während dieser Zeit im Formgattungsbereich gar nicht und im Formartbereich nur wenig abwandeln. Dies wird auch durch die Arbeit von BITTNER (in Druck) bestätigt, die exakte Angaben über das Multi-element der oberkarbonischen Gondolellen enthält. Dieses Multi-element besteht wie das Multi-element der triassischen Gondolellen in der Klassifikation nach KOZUR & MOSTLER (1971b) aus T-Elementen (Plattformconodont *Gondolella*), PA-Elementen (enantiognathiform: *Enantiognathus*), PB-Elementen (prioniodiniform bzw. besser als synprioniodiniform zu bezeichnen: *Prioniodina* bzw. *Cypridodella*, je nachdem, welche Formtaxonomie man bevorzugt), PC-Elementen (hindeodelliform: *Hindeodella* bzw. *Metapriodontus*, je nach verwendeter Formtaxonomie), PD-Elementen (ozarkodiniform: *Ozarkodina*, *Xaniognathus*, z.T., *Neoozarkodina*, z.T., je nach verwendeter Formtaxonomie) und S-Elementen (hibbardelliform: *Hibbardella*, *Diplododella*, *Ellisonia*, je nach verwendeter Formtaxonomie). Wenn hier oftmals bei einem Element verschiedene Formgattungen angegeben werden, dann bedeutet dies nicht, daß hier eine Abwandlung der Formtaxa im Gattungsrang erfolgte. Vielmehr handelt es sich um verschiedene formgattungsmäßige Zuordnung der gleichen Formgattung durch verschiedene Autoren. Die Übereinstimmung in den Zahnreihen-Conodonten der oberkarbonischen und triassischen Gondolellen ist so groß, daß selbst die Verteilung der "white matter" und das schräge Hineinreichen der Basalgruppe in den Hauptzahn bis ins Detail übereinstimmt. Da auch das Plattformelement keine Unterschiede

aufweist, die eine Trennung in zwei Formgattungen rechtfertigen würde, bestätigt das Multielement der karbonischen und triassischen Gondolellen die Feststellung von KOZUR & MOSTLER (1971a), KOZUR (1974a), daß *Neogondolella* ein jüngeres Synonym von *Gondolella* ist. Die Zahnreihen-Conodonten des Multielements mit *Gondolella* stellte SWEET (1970) ebenfalls zu seiner Multielement-Gattung *Ellisonia*, die damit grundverschiedene Multielemente einschließt: das Multielement mit *Anchignathodus*, das Multielement mit *Hadrodontina* ohne Plattformconodonten (hiezue auch die Typusart von *Ellisonia*), das Multielement mit *Neohindeodella* ohne Plattformconodonten und das Multielement mit *Gondolella* und verwandten Gattungen. Wenn überhaupt, könnte die Multielementgattung *Ellisonia* nur für das Multielement mit *Hadrodontina* verwendet werden. Diese Problematik wird in einer speziellen Arbeit behandelt. Eine prinzipiell ähnliche Anordnung und Ausbildung der Zahnreihen-Conodonten tritt bei den Multielementen mit *Pseudofurnishius* von den BOOGAARD 1966, *Celsigondolella* KOZUR 1968, *Metapolygnathus* HAYASHI 1968, *Neospathodus* MOSHER 1968, *Mosherella* KOZUR 1972 und *Parvigondolella* KOZUR & MOCK 1972 auf. Diese Gattungen unterscheiden sich im wesentlichen nur durch die Ausbildung des T-Elements. Lediglich bei *Celsigondolella* und *Parvigondolella* weicht auch das ozarkodiniforme Element im Formgattungsbereich ab.

Innerhalb der Gattung *Gondolella* ändern sich die Zahnreihen-Elemente nur wenig, sodaß mehrere durch das Plattform-Element deutlich unterschiedene Elemente gleiche oder sehr ähnliche Elemente bei den Zahnreihen-Conodonten aufweisen. Aus diesem Grunde werden hier unter der Gattung *Gondolella* nur die Plattform-Elemente beschrieben. Interessant ist auch die Tatsache, daß bei adulten Gondolellen, vor allem aus der Fazies mit hoher Wellenenergie, ein extremes Mißverhältnis zwischen den *Gondolella*-Elementen und den zugehörigen Zahnreihen-Conodonten auftritt. Das mag wohl die Ursache dafür gewesen sein, daß SWEET (1970) die triassischen Gondolellen als Einzelemente ansah, während KOZUR (1974) dies nicht grundsätzlich verneinte, aber erstmalig darauf hinwies, daß die Gondolellen vom Oberkarbon stets mit den gleichen Zahnreihen-Conodonten vergesellschaftet sind und daher entweder vom Oberkarbon bis zur Obertrias Einzelemente sein müßten oder zum gleichen Multielement gehören. Die Kenntnis der Ursachen für das statistische Mißverhältnis zwischen Zahnreihen- und Plattform-Conodonten, wie es auch bei *Anchignathodus* und bei *Streptognathodus/Idiognathodus* auftritt, obwohl von letzterem ausgezeichnet erhaltene Multielemente bekannt sind (*Scottognathodus*), ist von außerordentlicher Bedeutung für die Multielement-Taxonomie. Die Pionierarbeit auf diesem Gebiet leistete MERRILL, dessen ausgezeichnete Ergebnisse (Vortrag Mexico City 1968, Manuskript lag mir vor) aber leider bis heute noch nicht veröffentlicht werden konnten. Die Ursachen für dieses statistische Mißverhältnis zwischen Plattformconodonten und zugehörigen Zahnreihen-Conodonten

sind im einzelnen noch nicht erforscht. Sicher spielt dabei die leichtere Zerstorbarkeit der viel zarteren Zahnreihen-Conodonten eine gewisse Rolle. Solche Zerstörungen können durch stärkere Wasserbewegung (Wellen), beim Passieren der Conodonten durch den Verdauungstractus von den sicherlich zahlreichen Tieren, denen die praktisch Hartteil-freien Conodonten als Nahrung dienten, bei Sedimentsackungen sowie beim Schlämmen geschehen. Damit lassen sich aber nicht alle Fälle erklären. Es gibt z.B. durchaus auch Sedimente, die bei vergleichsweise starker Wasserbewegung entstanden sind und bei denen das statistische Mißverhältnis (Unterrepräsentation der Zahnreihen-Conodonten) relativ gering ist. Es handelt sich dabei durchwegs um Faunen, bei denen die Plattformconodonten durch adulte und juvenile Formen vertreten sind. Nur in ganz geringem Maße oder gar nicht tritt die Unterrepräsentation der Zahnreihen-Conodonten dann in Erscheinung, wenn die Plattformconodonten ausschließlich durch Jugendformen repräsentiert werden. Bei der oftmals zu beobachtenden räumlichen Trennung von juvenilen und adulten Formen handelt es sich sicher nicht nur um Auswirkungen von selektivem Transport. Die Jugendformen finden sich vielfach auch in Sedimenten, die für die Conodonten generell bzw. für die betreffende Multielement-Art faziell ungünstig sind oder sogar zu einer anderen Faunenprovinz gehören. Das alles legt die Vermutung nahe, daß das Conodontentier ein larvales Stadium durchmachte, das andere Multielemente aufwies als die adulten Formen. Auch von BITTER (1972) nimmt an, daß das Conodontentier ein larvales Stadium besaß. Offensichtlich muß man bei den ontogenetischen Änderungen der Multielemente mit folgenden Möglichkeiten rechnen: 1. Frühe freischwimmende oder wahrscheinlicher planktonische Larvenformen eines Conodontenträgers können ein Multielement aufweisen, das nur aus Zahnreihen-Conodonten besteht, zu denen sich im adulten Stadium Plattformconodonten gesellen. Dieser Fall tritt wahrscheinlich beim *Gladigondolella*-Multielement auf. Das *Gladigondolella*-Multielement zeigt einen sehr starken Provinzialismus und setzt in den verschiedenen Faunenprovinzen zu ganz unterschiedlichen Zeiten ein. Während das Aussterben aller Elemente weltweit gleichzeitig geschieht und auch alle Elemente innerhalb einer Faunenprovinz immer gleichzeitig aussetzen und alle Elemente im Weltmaßstab die gleiche stratigraphische Reichweite haben, kann man oftmals beobachten, daß bei der Einwanderung des Multielements aus einer Faunenprovinz in die andere zunächst nur die Zahnreihen-Conodonten auftreten und erst wenig später das Plattformelement nachfolgt. Es könnte sich dabei natürlich auch um eine Form des Sexualdimorphismus handeln, bei dem das eine Geschlecht (besser beweglich) nur Zahnreihen-Conodonten besaß, während das andere (weniger bewegliche) Geschlecht entweder sowohl Plattformconodonten und die gleichen Zahnreihen-Conodonten wie das besser bewegliche Geschlecht

besaß (wahrscheinlich) oder nur Plattformconodonten aufwies (weniger wahrscheinlich). Ein ganz ähnlicher Fall tritt bei *Mosherella newpassensis* (MOSHER 1968) auf, deren Zahnreihen-Conodonten ebenfalls geringfügig eher einsetzen als das in diesem Falle ozarkodiniforme Plattformelement. 2. Im larvalen Stadium komplette Multielemente verlieren im Laufe der Ontogenese einige oder alle Zahnreihen-Conodonten. Dieser Fall könnte eventuell bei *Streptognathodus*, *Gondolella* und einigen anderen Multielementen auftreten. Eine ähnliche Tendenz des Verlustes bestimmter Einzelemente zeichnet sich kurz vor dem definitiven Aussterben der Conodonten in der obersten Trias bei fast allen Multielementen ab (auch im juvenilen Stadium, wobei gleichzeitig weit verbreitete Erscheinungen der Neotenie auftreten).

Die Annahme eines planktonischen oder freischwimmenden larvalen Stadiums und eines weitgehend im Sediment eingegrabenen adulten Stadiums bei den Conodontenträgern würde sowohl die große Faziesunabhängigkeit als auch die oftmals weltweite Verbreitung der Conodonten erklären. Im Anis Ungarns konnte z. B. nachgewiesen werden, daß Conodonten in psychrosphärischen Ablagerungen sehr selten sind (es gibt natürlich auch Conodontenarten, die in psychrosphärischen Sedimenten sehr häufig sind, wie z.B. *Gondolella timorensis* aus dem obersten Olenek), während sie in nahegelegenen gleichaltrigen Flachwasserablagerungen (außer extrem flachen Bildungen) sehr häufig auftreten. Das spricht dafür, daß die betreffenden adulten Conodonten normalerweise nicht freischwimmend (pelagisch) lebten. Da diese Arten andererseits weltweit auftreten, müssen sie wohl freischwimmende oder planktonische Larvenstadien aufgewiesen haben. Das Auftreten einiger weniger adulter Formen in solchen Tiefwasserablagerungen spricht dafür, daß auch die adulten Formen sehr wohl gute Schwimmer waren. Daraus kann man eine Lebensweise der Conodonten rekonstruieren, die vollständig derjenigen der rezenten Acrania und einiger mariner Agnatha (*Myxine*) entspricht: ein planktonisches bzw. freischwimmendes larvales Stadium wird von einem adulten Stadium abgelöst, das zwar ein aktiver Schwimmer ist, trotzdem aber im allgemeinen bis nahe zur Mundöffnung im Sediment eingegraben lebt. Auf diese Probleme soll in einer separaten Arbeit ausführlich eingegangen werden. Dort werden auch Hinweise dafür aufgezeigt, daß das Conodontentier enge verwandtschaftliche Beziehungen zu den Acrania und Agnatha aufweist und vielleicht zumindest ein Teil der Conodontenträger zu den Agnatha selbst gehört.

Gondolella leveni KOZUR, MOSTLER & PJATAKOVA n. sp.

(Taf. 3, Fig. 1-7)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Dr. E. Ja. LEVEN, Moskau.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 3, Fig. 1; Slgs.-Nr. PK 1-2.

Locus typicus: Achura (Aserbaidsschische SSR).

Stratum typicum: Probe 10/3, basale Dzhulfian.

Diagnose: Plattform mäßig breit bis breit. Das deutliche freie Blatt umfaßt etwa ein Drittel der Gesamtlänge des Conodonten. An der Stelle, wo sich die Plattform abrupt ver-
schmälert, sitzt dem Plattformrand ein deutlicher Knoten oder Zahn auf. Die 10-13 Zähne der Carina sind vorn hoch und seitlich abgeflacht, hinten niedrig und breit. Anwachsfläche ("Kiel") flach und sehr breit, deutlich längsgerieft.

Beschreibung: Plattform bei adulten Formen mäßig breit bis breit, bei juvenilen Formen schlanker. Hinterende breit gerundet oder abgestumpft. Am Beginn des vorderen Drittels wird die Plattform abrupt schmaler. Hier sitzt ein deutlicher Knoten auf, der bei einigen Formen (vor allem bei stratigraphisch älteren Vertretern) zahnartig erhöht sein kann und dann deutlich in Richtung auf die Carina verlängert ist. Das freie Blatt, das höchstens schmale Reste der Plattform aufweist, umfaßt etwa ein Drittel der Gesamtlänge des Conodonten oder etwas weniger. Die Oberfläche der Plattform ist grubig. Die Zähne der Carina sind an den Spitzen frei; lediglich in der hinteren Hälfte sind sie mitunter fast völlig verschmolzen. Der hinterste oder vorletzte Zahn ist mitunter als undeutlicher Hauptzahn entwickelt, der vor allem breiter als die übrigen Zähne der Carina ist. Die Anwachsfläche ("Kiel") ist bei frühen Jugendstadien mäßig hoch und breit, bei adulten Formen sehr breit, abgeflacht und bei guter Erhaltung stets längsgestreift. Die Basalfurche ist deutlich, die Basalgrube länglich. Um die Basalgrube herum ist der "Kiel" stets (auch bei adulten Exemplaren) deutlich erhöht. Der oft erhaltene Basiskörper sitzt der gesamten Anwachsfläche außer der Basalgrube und der Basalfurche auf. Er ist nach innen stark eingesenkt.

Vorkommen: Unteres Dzhulfian (untere Araksian-Unterstufe sensu KOZUR 1973b) von Transkaukasien; Abadehian (?) und unteres Dzhulfian des Iran.

Beziehungen: *Gondolella leveni* hat sich aus *Gondolella bitteri* n. sp. entwickelt, die im mittleren und oberen Capitanian vorkommt. Diese Art ist durchschnittlich schlanker und besitzt noch nicht die charakteristische zahnähnliche Erhöhung auf dem Plattformrand. Aus *G. leveni* entwickelt sich unter Wegfall der zahnartigen Erhebung auf dem Plattformrand und die weitere Verbreiterung der Plattform *Gondolella orientalis* BARSKOV & KOROLEVA 1970, die im höheren Araksian weit verbreitet ist.

(Taf. 2, Fig. 5-8, 11-15)

1970 *Gondolella orientalis* BARSKOV & KOROLEVA n. sp. - BARSKOV & KOROLEVA, S. 933-934, Zeichn. 1, Fig. 1, ? 2, ? 3, non Fig. 4.

Bemerkungen: Das bei BARSKOV & KOROLEVA (1970) auf Zeichnung 1, Fig. 4a abgebildete Exemplar (Jugendform) gehört zu *G. planata planata* CLARK 1959. Bei allen anderen Exemplaren (einschließlich des Holotypus) ist das diagnostisch wichtige Vorderende abgebrochen. Dadurch ist es kaum möglich, diese Exemplare exakt zuzuordnen. Der Holotypus stammt aus der *Vedioceras ventroplanum*-Zone (sensu KOZUR 1972b, 1974a, b). Hier kommen sowohl in Transkaukasien als auch im Iran von den Gondolellen *G. planata planata* und *Gondolella* n. sp. vor. Die letztere unterscheidet sich von *G. planata planata* durch ein deutliches freies Blatt. *Gondolella* n. sp. weist in der *Vedioceras ventroplanum*-Zone oft ein breites, deutlich abgeschrägtes Hinterende auf und an einer Seite der Plattform befindet sich im hinteren Drittel eine sanfte randliche Eindellung, die an der anderen Seite fehlt oder nur schwach angedeutet ist. Genau den gleichen Umriß zeigen die erhaltenen Teile des Holotypus von *G. orientalis*. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß der Holotypus von *G. orientalis* mit *Gondolella* n. sp. identisch ist und nicht zu *G. planata planata* gehört. Andere *Gondolella*-Arten wurden in der *Vedioceras ventroplanum*-Zone von Transkaukasien nicht nachgewiesen und kommen dort wahrscheinlich auch nicht vor. Aus den oben genannten Gründen braucht für *Gondolella* n. sp. kein neuer Name eingeführt werden. Diese Form wird hier als *G. orientalis* bezeichnet. Damit macht sich aber eine Neubeschreibung von *Gondolella orientalis* notwendig.

Neue Beschreibung: Gondolellen mit sehr breiter Plattform und deutlichem freiem Blatt, welches das vordere Drittel des Conodonten umfaßt. Hinterende der Plattform bei stratigraphisch jüngeren Formen meist schmal bis mäßig breit gerundet, bei stratigraphisch älteren Formen überwiegend breit gerundet oder abgestumpft und dabei häufig deutlich abgeschrägt. Vielfach tritt eine deutliche Asymmetrie der Plattform auf, die dadurch hervorgerufen wird, daß nur an einer Seite der Plattform randlich eine schwache Eindellung vorkommt. Die gesamte Plattformoberseite ist leicht grubig. Die Carina ist meist gerade, selten hinten geringfügig umbogen; sehr selten ist sie hinten gegabelt. Fast immer setzt die Carina kurz vor dem Hinterrand der Plattform aus. Die 12-15 Zähne sind auf dem freien Blatt am längsten, aber auch hier ziemlich hoch verschmolzen. Nach hinten wird die Carina wesentlich niedriger. Die Zähne sind hier bei adulten Formen fast stets zu einer höckerigen oder glatten Leiste verschmolzen. Die Anwachsfläche ist

bei frühen Jugendstadien mäßig breit und etwas erhöht, bei späteren Jugendstadien und adulten Formen sehr breit und nicht erhöht. Bei guter Erhaltung weist sie zahlreiche Längsriefen und manchmal auch eine übergelagerte flache Querriefung auf. Um die schmale, länglich-ovale Basalgrube herum ist die Anwachsfläche stets deutlich erhöht (auch bei adulten Formen). Die Basalfurche ist deutlich. Der häufig erhaltene Basiskörper sitzt der gesamten Anwachsfläche außer der Basalfurche und der Basalgrube auf. In der Mitte ist er tief eingesenkt.

Vorkommen: Obere Araksian-Unterstufe der Dzhulfa-Stufe (*Vedio-ceras ventroplanum*-Zone, obere *Araxoceras latum*-Zone), sehr häufig. Bisher in Transkaukasien und im Iran nachgewiesen.

Gondolella carinata subcarinata (SWEET 1973)

(Taf. 2, Fig. 9, 10)

Bemerkungen: SWEET (1973) bezeichnete die Übergangsform zwischen *G. orientalis* BARSKOV & KOROLEVA 1970 und *G. carinata* CLARK 1959 aus der Ali Bashi-Formation von Julfa (=Dorasham-Schichten bzw. -Unterstufe von Dzhulfa) *Neogondolella carinata subcarinata* SWEET n. subsp. Ein gewisses Problem bildet noch die Abgrenzung dieser durchaus berechtigten Unterart gegen *G. nevadensis* CLARK 1959, was aber hier nicht behandelt werden soll. *G. carinata subcarinata* unterscheidet sich von *G. carinata carinata* dadurch, daß in der eigentlichen Plattform keine Einschnürung auftritt und die Vorrangung am Hinterende der Plattform gleichsam aufgesetzt erscheint. Das ist aber auch noch bei jenen Formen aus den *Paratirolites*-Schichten der Fall, die SWEET (1973) schon zu "*Neogondolella*" *carinata carinata* rechnet und die ebenfalls noch zu *G. carinata subcarinata* gestellt werden. Dadurch ergibt sich gegenüber der Fassung von SWEET (1973) auch eine etwas veränderte Reichweite von *G. carinata subcarinata*, und zwar kommt diese Art in dem hier vorgelegten taxonomischen Umfang von den *Phisonites-Comelicania*-Schichten bis zur Obergrenze der *Paratirolites*-Schichten vor und ist damit ein ausgezeichnetes Leitfossil für Dorasham-Unterstufe der Dzhulfa-Stufe (im Sinne von KOZUR 1972b, 1974a, b und STEPANOV 1973).

Gondolella bitteri n. sp.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Prof. Dr. P. von BITTER, Toronto.

Holotypus: Das bei CLARK & BEHNKEN 1971, Taf. 2, Fig. 12, 16, 17 als *Gondolella rosenkrantzi* abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Phalen Butte, Nevada (vgl. CLARK & BEHNKEN).

Stratum typicum: Obere Gerster Formation.

Diagnose: Plattform mäßig breit, hinten meist breit gerundet, selten abgestumpft, in der Breite in den hinteren zwei Dritteln ziemlich konstant. Dann erfolgt eine abrupte Verschmälerung zu einem deutlichen freien Blatt, das maximal das vordere Drittel des Conodonten umfaßt, meist jedoch geringfügig weniger. Die Zähne der Carina sind verhältnismäßig niedrig, mäßig breit und fast stets getrennt. Vorn sind sie am höchsten, nach hinten werden sie niedriger und nahe dem Hinterende meist wieder etwas höher. Der Hauptzahn ist, wenn überhaupt vorhanden, endständig und undeutlich. Die Carina ist am Hinterende gelegentlich gebelzt, vor allem bei breiten Formen oder es sitzt noch je ein Nebenzahn neben dem letzten Zahn der Carina. Die Plattformoberfläche ist grubig. Der "Kiel" ist flach und breit.

Vorkommen: Capitanian, in der *Gondolella*-führenden Fazies im tethyalen Bereich weltweit.

Beziehungen: Bei *Gondolella rosenkrantzi* BENDER & STOPPEL 1965 fehlt das freie Blatt und die Plattform hat in der Aufsicht einen langgestreckt dreieckigen Umriß. *Gondolella leveni* ist sehr ähnlich, besitzt aber in dem Bereich, wo sich die Plattform abrupt verschmälert, einen kräftigen Zahn oder Knoten auf beiden Seiten der Plattform.

Gondolella siciliensis KOZUR n. sp.

Derivatio nominis: Nach dem erstmaligen Nachweis im Mittelperm von Sizilien.

Holotypus: Das bei BENDER & STOPPEL (1965), Taf. 14, Fig. 5 unter *G. rosenkrantzi* abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Rupe di Passo die Burgio (Sizilien).

Stratum typicum: Mittelperm (Wordian = oberes Ufa).

Diagnose: Großwüchsiger Conodont mit breiter Plattform, deren größte Breite etwa in der Mitte liegt. Von hier wird sie nach hinten zunächst etwas schmaler und verbreitert sich dann nahe dem abgestumpften oder breit gerundeten Hinterende wieder etwas, ohne hier im allgemeinen jedoch die Breite des mittleren Teiles zu erreichen. Ein freies Blatt fehlt. Die Carina trägt 13-19 Zähne, die vorn am höchsten sind und hinten in ziemlich niedrige, knotenartige breite Zähnchen übergehen. Der letzte Zahn ist meist etwas breiter als die übrigen, ohne jedoch einen typischen Hauptzahn zu bilden. Plattformoberfläche grubig. Der "Kiel" ist mäßig breit; die Basalfurche und die Basalgrube sind deutlich.

Vorkommen: Mittelperm (Wordian) des tethyalen Bereichs.

Beziehungen: Die engsten Beziehungen bestehen zu *G. rosenkrantzi* aus dem Capitanian (? und unterem Abadehian), bei der ebenfalls das freie Blatt noch fehlt, die aber ihre größte Breite stets nahe dem Hinterende aufweist und dadurch in der Aufsicht ihren charakteristischen langgestreckt-dreieckigen Umriß erhält.

Gattung *Merrillina* n. gen.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Prof. Dr. G.K. MERRILL, Charleston.

Typusart: *Spathognathodus divergens* BENDER & STOPPEL 1965.

Diagnose: Das spathognathodiforme Element besitzt eine stark ausgeweitete Basalgrube, die bei stratigraphisch älteren Formen einen großen Teil der Unterseite einnimmt und nach vorn und hinten in eine breite Basalfurche übergeht, während sie bei stratigraphisch jüngeren Formen die gesamte Unterseite einnimmt (oftmals mit Ausnahme des vorderen Drittels). Bei frühen Formen ist stets ein Hinterast ausgebildet und der Hauptzahn befindet sich auf dem Scheitelpunkt zwischen Vorder- und Hinterast. Bei stratigraphisch jüngeren Formen wird der Hinterast stark oder völlig reduziert, sodaß der Hauptzahn in eine terminale Lage übergeht und gleichzeitig weniger, oftmals auch gar nicht mehr, als solcher in Erscheinung tritt.

Das prioniodiniforme Element (PB-Element nach KOZUR & MOSTLER 1971b) ist *Metalonchodina*-ähnlich (z.B. *Lonchodina vistulensis* SZANIAWSKI 1969, das zu "*Spathognathodus divergens* gehörende PB-Element).

Es ist nicht klar, ob auch hindeodelliforme und hibbardelliforme Elemente dieser Multielementgattung gehören.

"*Spathognathodus divergens*" ist stets mit hindeodelliformen Elementen vergesellschaftet ("*Hindeodella triassica*" sensu BENDER & STOPPEL 1965), zu denen sich wiederum zugehörige hibbardelliforme Elemente gesellen (*Hibbardella baltica* SZANIAWSKI 1969). Wie man in Proben nachweisen kann, wo "*Spathognathodus divergens*" trotz reicher Conodontenführung fehlt, gehören diese hindeodelliformen und hibbardelliformen Elemente aber zur Multielementgattung *Stepanovites*, mit der "*Spathognathodus divergens*" nicht verwandt ist. Immerhin sind aber die mit "*Spathognathodus divergens*" und den typischen Elementen von *Stepanovites* (z.B. "*Lonchodina inflata*", "*Lonchodina festiva*" etc.) vergesellschafteten hindeodelliformen und hibbardelliformen Elemente so variabel, daß sie durchaus in zwei ganz verschiedenen Multielementen auftreten könnten. Diese Frage ließe sich aber erst dann klären, wenn nicht nur Faunen vorliegen, die nur *Stepanovites* führen, wie im Kazan der nördlichen Russischen Plattform oder im Dzhulfian von Transkaukasien, sondern auch

solche Faunen, die nur *Merrillina*, nicht aber *Stepanovites* führen.

Zugewiesene Arten: *Spathognathodus divergens* BENDER & STOPPEL 1965 (T-Element), dazu *Lonchodina vistulensis* SZANIAWSKI 1969 als PB-Element.

Spathognathodus galeatus BENDER (T-Element) = *Neospathodus arcucristatus* CLARK & BEHNKEN 1971 (T-Element).

Spathognathodus hungaricus KOZUR & MOSTLER 1970 (T-Element).

Vorkommen: Mittelperm (Wordian) bis höhere Untertrias (unteres Olenek).

Beziehungen: Das T-Element wurde bisher zu *Spathognathodus* BRANSON & MEHL 1941 und zu *Neospathodus* MOSHER 1968 gestellt. Durch die Gestalt des Astbogens und seine Bezahnung weicht das T-Element von *Merrillina* sehr deutlich vom spathognathodiformen Element von *Ozarkodina* (= *Spathognathodus* in der Formtaxonomie) ab. Auch das Multielement weicht durch das Vorkommen von ozarkodiniformen Elementen (*Ozarkodina* s. str. in der Formtaxonomie) ganz entscheidend vom Multielement *Merrillina* ab.

Das T-Element von *Neospathodus* MOSHER 1968 (= *Neospathodus* in der Formtaxonomie) besitzt eine endständige Basalgrube und eine völlig abweichend gestaltete Carina. *Neospathodus* entsteht in der Untertrias mehrfach iterativ aus *Gondolella* und weist genau das gleiche Multielement auf wie diese Gattung (siehe Bemerkungen zu *Gondolella*). Daher weichen sowohl die Formarten *Spathognathodus* und *Neospathodus* sowie die zugehörigen Multielemente ganz entscheidend von *Merrillina* ab.

Gattung *Stepanovites* KOZUR n. gen.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Prof. Dr. D.L. STEPANOV, Leningrad.

Typusart: *Stepanovites meyeri* KOZUR & MOVŠOVIČ n. gen. n. sp.

Diagnose: Multielement mit 4 Formelementen ohne Plattformtypen. Das variabelste Formelement ließe sich in der Formtaxonomie am ehesten mit *Ligonodina* vergleichen. Der kurze Vorderast trägt zwei Zähne, bei juvenilen Formen tritt gelegentlich nur ein Zahn auf. Der zweite Zahn ist dabei stets sehr groß und z.T. größer als der Hauptzahn. Sofern dies der Fall ist, kann man den Hauptzahn nur daran erkennen, daß die Basalgrube schräg nach vorn oben in ihn hineinreicht. Der Hinterast ist länger als der Vorderast und besitzt hinter dem Hauptzahn kleine, dahinter wieder große Zähne. Vorder- und Hinterast schließen einen Winkel bis zu 90° miteinander ein. Dabei erfolgt die seitliche Umbiegung des Hinterastes aber allmählich und fließend und erreicht ihr Maximum erst innerhalb des Hinterastes. Die Basalfurche ist breit, die

Basalgrube ist etwas ausgeweitet. Sie ragt schräg nach vorn in den Hauptzahn hinein. In der Klassifikation nach KOZUR & MOSTLER (1971b) ließe sich das soeben beschriebene Element am ehesten mit den PA-Elementen vergleichen.

Die zweitgrößte Variabilität zeigt das PB-Element (prioniodiniformes Element). Es besitzt unter dem wuchtigen Hauptzahn eine lateral sehr stark ausgeweitete Basalgrube und eine breite Basalfurche.

Das PC-Element (hindeodelliformes Element) ist meist nur wenig variabel. Es ist relativ kurzästig und gedrungen, besitzt einen kräftigen Hauptzahn und eine leicht ausgeweitete Basalgrube sowie eine breite Basalfurche. Das S-Element (hibbardelliformes Element) zeigt nur eine geringe Variabilität und ist durch einen wuchtigen Hauptzahn und schräg nach vorn weisende kurze Seitenäste gekennzeichnet.

Charakteristisch für alle Formelemente von *Stepanovites* ist, daß entweder keine "white matter" vorhanden ist oder nur sporadisch einzelne Zahnspitzen "white matter" aufweisen. Fernerhin ist charakteristisch, daß die ziemlich große Basalgrube seitlich bei allen Elementen etwas ausgeweitet ist und schräg nach vorn oben in den Hauptzahn hineinreicht.

Vorkommen: Sicher nachgewiesen im Mittel- und Oberperm. Ähnliche Einzelelemente kommen aber schon seit dem Oberkarbon vor.

Zugewiesene Arten:

Stepanovites meyeri KOZUR & MOVŠOVIČ n. gen. n. sp.

Lonchodina festiva BENDER & STOPPEL 1965

Lonchodina inflata BENDER & STOPPEL 1965 (prioniodiniformes Element). Hiezu auch: *Prioniodina lindstroemi* SZANIAWSKI 1969 (modifiziertes ligonodiniformes Element, ? PA-Element), *Plectospathodus simuelleri* KOZUR & MOSTLER 1972 (hindeodelliformes Element, PC-Element) und *Hibbardella baltica* SZANIAWSKI 1969 (hibbardelliformes Element, S-Element).

Stepanovites dobruskiniae KOZUR & PJATAKOVA n. sp.

Beziehungen: *Stepanovites* gehört zu den "Typ 3"-Apparaten nach KLAPPER & PHILIP (1971). *Stepanovites* unterscheidet sich von der ebenfalls zu den "Typ 3"-Apparaten gehörenden Gattung *Delotaxis* KLAPPER & PHILIP 1971 durch die Form der Einzelelemente, die auch in der Formtaxonomie überwiegend zu anderen Gattungen gehören.

Stepanovites dobruskiniae n. sp. leitet zu den Apparaten mit robusten Zahnreihen-Conodonten vom Typ *Hadrodontina* über, die sich durch die fehlende Eintiefung der Basalgrube und Basalfurche unterscheiden (siehe unter *Stepanovites dobruskiniae*).

Stepanovites meyeri KOZUR & MOVŠOVIČ n. gen. n. sp.

(Taf. 3, Fig. 8; Taf. 4, Fig. 7-10)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Prof. Dr. S.V. MEYEN, Moskau.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 4, Fig. 7.

Locus typicus: Vologda (nördliche Russische Plattform).

Stratum typicum: mittlere Oberdolgoscelsker Schichten, Probe 61-286, oberes Unterkazan.

Diagnose: Das ligonodine (? PA-) Element besitzt einen kurzen Vorderast, der zwei Zähne trägt, von denen der vordere klein und nach vorn geneigt, der hintere dagegen größer als der nachfolgende Hauptzahn und nach hinten geneigt ist, wobei zwischen beiden Zähnen eine ziemlich große Lücke liegt. Der Hauptzahn ist gleich groß oder meist sogar kleiner als der größte Zahn des Vorderastes. Hinter dem Hauptzahn folgen auf dem langen Hinterast 2-3 kleine, dann 2-3 größere und schließlich noch 2 mittelgroße bis kleine Zähne. Die Basalfurche ist sehr breit und tief; die Basalgrube ist seitlich beträchtlich ausgeweitet. Das prioniodiniforme (PB-) Element besitzt einen wuchtigen Hauptzahn, unter dem die lateral stark verbreiterte Basalgrube liegt. Der Vorderast ist bei allen vorliegenden Exemplaren nur fragmentarisch erhalten, nach den vorliegenden Bruchstücken aber länger als der Hinterast. Der Hinterast trägt 3-5 ziemlich kleine Zähne. Das hindeodelliforme (PC-) Element besitzt einen schwach nach unten gebogenen oder ganz geraden Vorderast, der 6-9 Zähne trägt, die bis auf das vorderste kleine Zähnchen vom Hauptzahn nach vorn an Größe teils allmählich, teils rasch zunehmen. Der Hauptzahn ist stets sehr groß. Die dahinter folgenden Zähne des Hinterastes sind zunächst klein, dann wieder ziemlich groß. Das hibbardelliforme (S-) Element besitzt schräg nach vorn weisende Seitenäste mit 3-5, selten 6, meist 4 Zähnen, die vom Hauptzahn nach außen größer werden (bis auf das kleine äußerste Zähnchen). Der Hauptzahn ist sehr wuchtig, basal sehr breit und reicht vom Scheitelpunkt bis auf den Hinterast. Vorn ist er im unteren Teil abgeplattet, sonst ist er vorn und hinten zugespitzt. Der Hinterast besitzt hinter dem Hauptzahn 4-6 kleine, dann 3-4 große Zähne, von denen einer besonders lang und breit ist. Die Unterseite des Hinterastes weist eine breite Basalfurche auf; unter den Seitenästen ist die Basalfurche schmaler. Die Basalgrube ist ziemlich klein.

Vorkommen: Oberes Unterkazan der nördlichen Russischen Plattform. Sehr wahrscheinlich gehört auch das bei CLARK & BEHNKEN 1971 als *Hindeodella nevadensis* bestimmte hindeodelliforme (PC-) Element sowie das als *Lonchodina inflata* BENDER bestimmte prioniodiniforme (PB-) Element aus der unteren Gerster Formation (Capitanian) zu *Stepanovites meyeri*. Wie KOZUR & MOVŠOVIČ (in Druck) ausführen, ist dies eine wichtige Stütze für die Parallelisierung des Kazans mit dem Capitanian.

Beziehungen: *Stepanovites meyeri* vermittelt zwischen *Stepanovites festivus* (BENDER & STOPPEL 1965) aus dem Wordian und basalen Capitanian und *Stepanovites inflatus* (BENDER & STOPPEL 1965) aus dem unteren Zechstein. Von der letzteren Art sind ebenfalls alle Elemente bekannt. Sie wurden als *Prioniodina lindstroemi* SZANIAWSKI 1969 (Vorderast und Teil des Hinterastes des ligonodiniformen Elementes; dazu Gen. et spec. indet. als abgebrochener kompletter Hinterast), *Lonchodina inflata* BENDER & STOPPEL 1965 (prioniodiniformes Element), "*Hindeodella triassica*" MÜLLER 1956 bzw. *Plectospathodus simuelleri* KOZUR & MOSTLER 1972 (hindeodelliformes Element) und *Hibbardella baltica* SZANIAWSKI 1969 (hibbardelliformes Element) bezeichnet. Die älteste gültige Artbezeichnung ist "*Lonchodina inflata*" BENDER & STOPPEL 1965, da die oberpermische "*Hindeodella triassica*" MÜLLER 1956 nichts mit der triassischen *Neohindeodella triassica* (MÜLLER 1956), die keine Basalfurche und Basalgrube besitzt, zu tun hat. Die anderen Artnamen fallen in der Multielement-Taxonomie unter die Synonymie. Beim ligonodiniformen Element von *Stepanovites inflatus* ist der Hauptzahn stets beträchtlich größer als der größte Zahn des Vorderastes. Das prioniodiniforme Element von *S. inflatus* besitzt eine breitere gerundete laterale Ausweitung der Basalgrube. Die Variationsbreiten des hindeodelliformen Elements überlappen sich. Das gleiche gilt auch für das hibbardelliforme Element. Von *Stepanovites festivus* (BENDER & STOPPEL) ist nur das prioniodiniforme Element sowie das hindeodelliforme Element (nicht abgebildet) bekannt. Beim prioniodiniformen Element ist die seitliche Aufwölbung der Basalgrube noch etwas stärker als bei *S. meyeri*, mehr spitz gerundet und etwas stärker nach hinten hinausgebogen als bei dieser Art. Es liegt anscheinend die folgende phylogenetische Entwicklungsreihe vor: *S. festivus* (Wordian, basales Capitanian) - *S. meyeri* (Capitanian, Kazanian) - *S. inflatus* (unterer Zechstein, ? oberstes Capitanian, Abadehian).

Stepanovites dobruskinae KOZUR & PJATAKOVA n. sp.

(Taf. 4, Fig. 1-6)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Frau Prof. Dr. I.A. DOBRUSKINA, Moskau.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 4, Fig. 6.

Locus typicus: Achura (Aserbaidsschische SSR).

Stratum typicum: Probe 10/3, unteres Dzhulfian.

Diagnose: Das prioniodiniforme Element besitzt einen wuchtigen Hauptzahn, unter dem die Basalgrube lateral extrem stark ausgeweitet, aber nur wenig vertieft ist. Die lappenartige Ausweitung der Basalgrube endet sehr breit und etwas

asymmetrisch gerundet. Der Vorderast ist bei allen vorliegenden Exemplaren abgebrochen. Der Hinterast trägt meist 4 mäßig lange Zähne, die vom Hauptzahn nach hinten allmählich kleiner werden.

Das hindeodelliforme Element ist sehr robust. Der Vorderast trägt im allgemeinen nur 2-3, selten 4 Zähne, von denen der vorderste oder zweite am größten ist. Der Hauptzahn ist sehr wuchtig und oben stärker nach hinten geneigt als unten, wodurch eine bogenförmige Biegung entsteht. Auf dem Hinterast folgen hinter dem Hauptzahn 3-6 kleine Zähne, dann ein sehr großer Zahn und dahinter noch 2-3 mäßig große bis kleine Zähne. Unter dem großen Zahn ist der Hinterast etwas nach unten gebogen. Die Basalfurche ist sehr breit mit der maximalen Verbreiterung etwa in der Mitte des Astbogens. Dagegen ist keine Basalgrube ausgebildet.

Das hibbardelliforme Element besitzt kurze, schräg nach vorn weisende Seitenäste mit 3-4 kleinen bis mittelgroßen Zähnen. Der Hauptzahn ist sehr wuchtig und ebenso gebogen wie der Hauptzahn des hindeodelliformen Elements. Der Hinterast ist sehr lang, bogenförmig und trägt hinter dem Hauptzahn 5-8 kleine Zähnen: danach folgen 2-3 (selten nur 1) große und dann wieder 2-3 kleine Zähnen. Die Basalfurche unter dem Hinterast ist sehr breit, unter den Seitenästen dagegen wesentlich schmaler.

Im Unterschied zu allen anderen *Stepanovites*-Arten nimmt die "white matter" fast sämtliche Zähne (außer einigen kleinen Zähnen) in ihrer ganzen Länge ein. Oftmals ist dabei die "white matter" so verteilt, daß sie vorn und hinten den ganzen Zahn einnimmt, während in der Mitte ein unterschiedlich breiter Streifen ausgespart bleibt.

Das ligonodiniforme Element wurde noch nicht nachgewiesen.

Vorkommen: Unteres Dzhulfian von Transkaukasien; ? unterer Zechstein von Mitteleuropa.

Beziehungen: Obwohl nur 9, z.T. bruchstückhaft erhaltene Einzelelemente vorliegen und das ligonodiniforme Element nicht bekannt ist, wird diese Art hier trotzdem beschrieben, weil sie als Bindeglied zwischen den typischen *Stepanovites*-Arten des Mittelperms und basalen Oberperms und den Multi-elementen mit den dickwüchsigen untertriassischen Zahnreihen-Conodonten vom Typ *Hadrodontina* eine taxonomisch sehr bedeutsame Art ist. Das Multi-element mit *Hadrodontina*, das taxonomisch noch grundlegend revidiert werden muß, besteht aus sehr robusten Zahnreihen-Conodonten, die keine Basalfurche und -grube aufweisen, sondern eine breit abgeflachte und meist sogar zugeschärfte Unterseite besitzen, und bei denen die "white matter" alle Zähne mehr oder weniger vollständig einnimmt. In Annäherung an diese Gattungsgruppe kommt es bei *S. dobruskinae* zu einer Verflachung oder zum völligen Wegfall der Basalgrube zumindest bei einem Teil der Elemente und die "white matter" tritt in allen oder fast in allen Zähnen auf.

Zu *S. dobruskinae* gehört vielleicht auch *Lonchodina* cf. *inflata* BENDER & STOPPEL (prioniodiniformes Element) und sehr wahrscheinlich *Hindeodella* sp. SZANIAWSKI 1969 (hindeodelliformes Element) aus dem Zechstein. Der erhaltene Teil des letzteren Conodonten (Vorderast, Hauptzahn, vordere Hälfte des Hinterastes) stimmt völlig mit dem hindeodelliformen Element von *S. dobruskinae* überein. *Stepanovites inflatus* (BENDER & STOPPEL 1965) unterscheidet sich von der neuen Art durch die folgenden Merkmale: Die Ausweitung der Basalgrube des prioniodiniformen Elements endet etwas weniger breit. Das hindeodelliforme Element besitzt einen kleineren, abweichend gebogenen Hauptzahn und ist am Hinterende nicht nach unten gebogen. Außerdem fehlt der wuchtige Zahn zu Beginn des hinteren Drittels des Hinterastes. Das bei BENDER & STOPPEL (1965) auf Taf. 14, Fig. 12 unter *Hindeodella triassica* abgebildete Exemplar ist dem hindeodelliformen Element von *S. dobruskinae* sehr ähnlich und weicht gleichzeitig deutlich vom hindeodelliformen Element von *S. inflatus* ab. Das hibbardelliforme Element von *S. inflatus* hat einen kürzeren Hinterast.

II. Kurze stratigraphische Auswertung der permischen Conodontenfaunen

CLARK & BEHNKEN (1971) konnten erstmalig anschaulich die große stratigraphische Bedeutung der permischen Conodonten aufzeigen. Hier soll eine erste weitere Verfeinerung dieses Gliederungsschemas vorgelegt werden, die aber bei weitem noch keinen Anspruch auf Vollständigkeit erhebt.

Es können im Perm folgende Conodonten-Zonen ausgedehnt werden:

1. *whitei*-Zone

Definition: Reichweite von *Sweetognathus whitei* ohne karbonische Conodontentypen, wie *Streptognathodus elegantulus*. Die Definition schließt sich weitgehend an die Definition bei CLARK & BEHNKEN (1971) für die *Gondolella bisselli-Spathognathodus whitei* Assemblage-Zone und berücksichtigt die neuen Ergebnisse hinsichtlich der Reichweite von *Sweetognathus whitei* bei CLARK (1974) und MERRILL (persönliche Mitteilung) in Nevada und Kansas. Wegen der taxonomischen Revision von *Sweetognathus whitei* verringert sich die obere Reichweite gegenüber der ursprünglichen Definition bei CLARK & BEHNKEN beträchtlich. Außerdem wird die unterlagernde *Streptognathodus ellisoni* Assemblage-Zone mit ihren rein karbonischen Conodontenfaunen und einer Fusulinidenfauna, die im Cis-Uralgebiet und im südlichen Uralgebiet sowie im gesamten tethyalen Bereich zum Oberkarbon (Orenburgian) gezählt werden (amerikanische *Schwagerina* = ein Teil der sowjetischen *Pseudofusulina*), zum Karbon gerechnet.

Untergrenze: Aussetzen der letzten *Streptognathodus*-Arten und anderer karbonischer Formen.

Obergrenze: Einsetzen von *Sweetognathus behnkeni*.

Stratigraphische Reichweite: Das Aussterben der letzten karboni-

schen Conodontentypen (permokarbonische Krise in der Conodontenentwicklung im Sinne von CLARK 1972) bedeutet einen markanten Einschnitt in der Conodontenentwicklung (vgl. CLARK 1972). Er fällt zeitlich etwa zusammen mit dem ersten Auftreten von *Pseudoschwagerina* und der ersten permischen Korallentypen (Einsetzen von *Heritschia*, dem ersten waagenophylliden Vertreter (vgl. MUDGE & YOCHELSEN 1962) bzw. liegt geringfügig tiefer. Wahrscheinlich fällt dieser Schnitt auch etwa mit dem ersten Auftreten von *Properrinites* zusammen (das Vorkommen des einzigen Exemplars von *Properrinites plummeri* im Neva-Kalkstein von Nevada ist seiner Horizontierung nach unsicher, vgl. MILLER & FURNISH 1940: alle anderen, selbst die primitiven *Properrinites*-Arten setzen eher oberhalb der permokarbonischen Krise bei den Conodonten ein). Der scharfe Wechsel in den Conodontenfaunen bietet sich wegen der weitgehenden Übereinstimmung mit dem ersten Auftreten von *Pseudoschwagerina*, permischen Korallentypen und wahrscheinlich auch der unterpermischen Ammonitengattung *Properrinites* geradezu als Karbon/Perm-Grenze an, zumal die leitenden Conodontenarten nicht den Provinzialismus zeigen, wie z.B. *Properrinites* und sowohl in Nordamerika als auch im Uralgebiet vorkommen (KOZUR & MOVŠOVIČ, in Vorbereitung). Die Karbon/Perm-Grenze müßte demnach etwa an der Basis der Chase-Gruppe oder im obersten Council Grove (Eiss limestone) liegen (an dieser Stelle möchte ich Herrn Prof. Dr. G.K. MERRILL recht vielen Dank für die Übersendung einer Conodontenverbreitungstabelle in der Big Blue-Serie von Kansas danken). Damit würde die Karbon/Perm-Grenze in Kansas viel höher liegen als das bisher angenommen wurde. Diese Grenze stimmt aber etwa mit der Basis der Neal Ranch-Gruppe in Texas (=Basis Wolfcampian) überein. Dort liegt zwischen der sicher zum Orenburgian gehörenden Schicht 2 der Gray Limestone Member und der Basis der Neal Ranch Formation eine Lücke, die etwa das Council Grove umfaßt. An der Basis der Neal Ranch Formation treten in Konglomeraten noch Fusuliniden aus aufgearbeiteten unterlagernden Schichten auf, darunter auch *Parafusulina kansaensis*, die sich in Kansas im Neva-Kalkstein findet, der noch eine rein karbonische Conodontenfauna aufweist. Ca. 8 m über der Basis der Neal Ranch Formation findet sich dann erstmalig *Pseudoschwagerina*. Auf die Problematik der Karbon/Perm-Grenze wird in einer separaten Arbeit ausführlich eingegangen. Bei einer exakten und konsequenten Definition der Asselbasis mit dem Einsetzen von *Pseudoschwagerina* nimmt die *whitei*-Zone das basale Perm (Asselian) ein. Eine solche einheitliche Definition der Asselian-Basis ist dringend notwendig, da in der Typusregion des Orenburgians die Orenburgian/Asselian-Grenze nicht aufgeschlossen ist und im Stratotyp des Asselians das untere Asselian nicht repräsentiert ist, sodaß bei der bisherigen Handhabung der Orenburgian/Asselian-Grenze im Ural- und Cis-Uralgebiet Überschneidungen der beiden Stufen auftreten.

2. *behnkeni*-Zone

Definition: Lebensbereich von *Sweetognathus behnkeni*.

Untergrenze: Einsetzen von *Sweetognathus behnkeni*.

Obergrenze: Aussetzen von *S. behnkeni* und der Gattung *Sweetognathus* überhaupt, Einsetzen der Gattung *Neostreptognathodus*.

Stratigraphische Reichweite: Oberes Wolfcampian (? oberes Asselian, Sakmarian).

3. *sulcopicatus*-Zone

Bemerkungen: In der von CLARK & BEHNKEN (1971) aufgestellten Fassung entspricht diese Zone eigentlich dem Lebensbereich der Gattung *Neostreptognathodus* (Leonardian+Roadian). Zu *N. sulcopicatus* in seiner bisherigen breiten Fassung gehören aber mindestens 3 verschiedene Arten, die eine deutlich unterschiedliche Reichweite aufweisen. Da sich nach einer freundlichen Mitteilung von Prof. D.K. CLARK taxonomische Untersuchungen über *Neostreptognathodus* in Druck befinden, wird hier auf eine taxonomische Revision dieser Gattung verzichtet. *N. sulcopicatus* s. str. kommt aber offensichtlich nur im Roadian vor, sodaß die *sulcopicatus*-Zone künftig auf das Roadian beschränkt werden muß und für den Bereich des Leonardian eine weitere Conodonten-Zone ausgedehnt werden kann, die durch eine neue *Neostreptognathodus*-Art definiert wird, die auch im oberen Artinsk des Cis-Uralgebietes auftritt.

4. *idaensis*-Zone

CLARK & BEHNKEN (1971) stellten diese Zone zum obersten Leonardian.

5. *serrata*-Zone

CLARK & BEHNKEN (1971) stellten die *serrata*-Zone zum unteren Wordian. *Gondolella serrata* hat aber im Roadian ihre Hauptverbreitung und reicht noch bis zum unteren Wordian. Die *serrata*-Zone ist daher zum großen Teil eine Vertretung der *sulcopicatus*-Zone in der *Gondolella*-führenden Fazies. Man könnte allenfalls für das untere Wordian bzw. den Bereich, der der häufig auftretenden Lücke zwischen dem Roadian und dem Wordian entspricht, eine *serrata* Assemblage-Zone aufstellen, die dem Lebensbereich von *G. serrata* ohne die Gattung *Neostreptognathodus* entspricht. Das Mittel- und Oberperm kann in der *Gondolella*-führenden Fazies wie folgt unterteilt werden:

6. *siciliensis*-Zone

Definition: Lebensbereich von *Gondolella siciliensis*

Untergrenze: Aussetzen von *G. serrata*, Einsetzen von *G. siciliensis*.

Obergrenze: Aussetzen von *G. siciliensis*.

Stratigraphische Reichweite: Oberes Wordian, in der *Gondolella*-Fazies weit verbreitet.

7. *bitteri*-Zone

Definition: Vorkommen von *Gondolella bitteri* ohne *G. siciliensis*

Untergrenze: Aussetzen von *G. siciliensis*

Obergrenze: Einsetzen von *G. leveni*

Stratigraphische Reichweite: Capitanian, ? unteres Abadehian.

Bemerkungen: Das Vorkommen von *G. rosenkrantzi* s. str. und *G. bitteri* ist in seiner zeitlichen Abfolge nicht geklärt. Die typische *G. rosenkrantzi* ist bisher nur aus dem Abadehian oder obersten Capitanian der borealen Provinz bekannt, während in der tethyalen Provinz in anscheinend gleichaltrigen sowie etwas älteren Ablagerungen nur *G. bitteri* vorkommt.

8. *leveni*-Zone

Definition: Lebensbereich von *Gondolella leveni*

Untergrenze: Einsetzen von *G. leveni*

Obergrenze: Aussetzen von *G. leveni*

Stratigraphische Reichweite: ? Oberes Abadehian, untere Araksian-Unterstufe der Dzhulfa-Stufe. Der genaue Zeitpunkt des Einsetzens von *G. leveni* ist nicht bekannt, da die Gondolellen der Abadeh-Stufe noch nicht untersucht wurden. An der Basis des Dzhulfians von Transkaukasien kommt *G. leveni* schon massenhaft mit typischen Exemplaren vor. Im oberen Capitanian findet sich noch *G. bitteri*, die Vorläuferform von *G. leveni*, wobei einige Exemplare im obersten Capitanian gelegentlich schon Anklänge an *G. leveni* aufweisen, sodaß die *leveni*-Zone wahrscheinlich schon weit innerhalb des Abadehians beginnt.

9. *orientalis*-Zone

Definition: Lebensbereich von *G. orientalis* ohne *G. leveni*

Untergrenze: Aussetzen von *G. leveni*

Obergrenze: Aussetzen von *G. orientalis*, Einsetzen von *G. carinata subcarinata*

Stratigraphische Reichweite: Obere Araksian-Unterstufe der Dzhulfa-Stufe.

Bemerkungen: Das Vorkommen von *G. orientalis* und *G. leveni* überschneidet sich in einem kurzen Intervall etwas, weshalb die Untergrenze der *orientalis*-Zone mit dem Aussetzen von *G. leveni* definiert wird.

10. *subcarinata*-Zone

Definition: Lebensbereich von *G. carinata subcarinata*

Untergrenze: Aussetzen von *G. orientalis*, Einsetzen von *G. carinata subcarinata*

Obergrenze: Aussetzen von *G. carinata subcarinata*, *Anchignathodus minutus*; Einsetzen von *G. carinata carinata*, *Anchignathodus parvus* und *Isarcicella isarcicus*

Stratigraphische Reichweite: Dorasham-Unterstufe der Dzhulfa-Stufe

Bemerkungen: Die unterschiedliche taxonomische Abgrenzung von *G. carinata subcarinata* und *G. carinata carinata* ist zu beachten! In der *Gondolella*-freien Fazies läßt sich das Mittel- und Oberperm nach Conodonten wie folgt untergliedern:

A) *galeatus-festiva* concurrent range-Zone

Definition: Gemeinsames Vorkommen von *Merrillina galeatus* (= *Spathognathodus arcucristatus*), *Stepanovites festivus* und *Diplognathodus siciliensis*

Untergrenze: Einsetzen von *Merrillina galeatus* (? und *Stepanovites festivus*)

Untergrenze: Einsetzen von *Stepanovites meyeri*, ? Aussetzen von *Stepanovites festivus* s. str.

Stratigraphische Reichweite: Wordian

B) *meyeri*-Assemblage-Zone

Definition: Vorkommen von *Stepanovites meyeri* ohne *Merrillina divergens*

Untergrenze: Einsetzen von *Stepanovites meyeri*

Obergrenze: Einsetzen von *Merrillina divergens* und *Stepanovites inflatus*

Stratigraphische Reichweite: Capitanian

C) *divergens-inflatus* concurrent range-Zone

Definition: Gemeinsames Vorkommen von *Merrillina divergens* und *Stepanovites inflatus*

Untergrenze: Einsetzen von *Merrillina divergens* und *Stepanovites inflatus*

Obergrenze: Einsetzen von *Stepanovites dobruskinae*

Stratigraphische Reichweite: Abadehian (Unter- und Obergrenze zeitlich noch nicht genau zu korrelieren)

D) *dobruskinae-movschovitschi* concurrent-Zone

Definition: Gemeinsames Vorkommen von *Stepanovites dobruskinae* und *Diplognathodus movschovitschi*

Untergrenze: Einsetzen von *Stepanovites dobruskinae*

Obergrenze: Aussetzen von *Diplognathodus movschovitschi*

Stratigraphische Reichweite: Unteres Araksian

E) Unbenanntes Intervall A

Stratigraphische Reichweite: Oberes Araksian

F) *julfensis*-Zone

Definition: Lebensbereich von *Anchignathodus julfensis*

Untergrenze: Einsetzen von *A. julfensis*

Obergrenze: Aussetzen von *A. julfensis*

Stratigraphische Reichweite: *Phisonites triangulus*- und *Iranites transcaucasicus*-Zone (untere Dorasham-Unterstufe der Dzhulfa-Stufe)

G) Unbenanntes Intervall B

Stratigraphische Reichweite: obere Dorasham-Unterstufe der Dzhulfa-Stufe

H) *isarcicus*-Zone

Definition: Lebensbereich von *Isarcicella isarcicus*

Untergrenze: Einsetzen von *I. isarcicus*

Obergrenze: Aussetzen von *I. isarcicus*

Stratigraphische Reichweite: Untere *Ophiceras commune*-Zone

I) *parvus* Assemblage-Zone

Definition: Lebensbereich von *Anchignathodus parvus* ohne *I. isarcicus*

Untergrenze: Aussetzen von *I. isarcicus*

Obergrenze: Aussetzen von *A. parvus* und dem dazugehörenden

"*Ellisonia*" cf. *teichertii*-Multielement

Stratigraphische Reichweite: Obere *Ophiceras commune*-Zone

Die Korrelation der beiden Conodontengliederungen ergibt etwa das folgende Bild (wobei zu beachten ist, daß diese Korrelation nicht für alle Bereiche exakt durchführbar ist):

Die *siciliensis*-Zone entspricht der *galeatus-festivus* concurrent range-Zone

Die *bitteri*-Zone entspricht etwa der *meyeni*-Zone oder nur deren oberen Teil

Die *leveni*-Zone entspricht etwa der *dobruskinae movschovitschi* concurrent range-Zone

Die *orientalis*-Zone entspricht dem unbenannten Intervall A

Die *subcarinata*-Zone entspricht der *julfensis*-Zone + dem unbenannten Intervall B.

Literatur

- BARSKOV, I.S. & N.V. KOROLEVA: Pervaja nachodka verchneperskich konodontov na teritorii SSSR. - Dokl. AN SSSR, 194 (4), 933-934, Moskva 1970.
- BENDER, H. & D. STOPPEL: Perm-Conodonten. - Geol. Jb., 82, 331-364, 1 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Hannover 1965.
- BITTER, P.H. von: Environmental control of conodont distribution in the Shawnee group (Upper Pennsylvanian) of eastern Kansas. - Univ. Kansas, Paleont. contrib., 59, 7-105, 18 Abb., 19 Tab., 16 Taf., Kansas 1972.
- BITTER, P.H. von: The element composition and micromorphology of *Gindolella subblanceolata* GUNNEL (Conodontophorida) from the Hebrner Shale (Virgilian, Upper Pennsylvanian) of western Iowa, U.S.A. - Royal Ontario mus. lief. sci., contr. (in Druck).
- BOOGARD, M. van den: Post-Carboniferous conodonts from south-eastern Spain. - K. Nederland Akad. Wetensch., Proc., ser B. 69 (5), 691-698, 1 Tab., 2 Taf., 1966.
- CLARK, D.L.: Conodonts from the Triassic of Nevada and Utah. - J. Paleont., 33, 305-312, 1 Abb., 2 Taf., 1959.
- CLARK, D.L.: Early Permian crisis and its bearing on Permian-Triassic conodont taxonomy. - Geologica et Palaeontologica, SB 1, 147-158, 11 Abb., 3 Tab., Marburg 1972.
- CLARK, D.L.: Factors on early Permian conodont paleoecology in Nevada. - J. Paleont., 48 (4), 710-720, 3 Abb., 1 Taf., Lawrence 1974.
- CLARK, D.L. & F.H. BEHNKEN: Conodonts and biostratigraphy of the Permian. - In: Symposium on conodont biostratigraphy. - Geol. soc. America, Mem., 127, 415-439, 4 Abb., 2 Taf., 1971.
- ELLISON, S.: Revision of the Pennsylvanian conodonts. - J. Paleont., 15 (2), 107-143, 4 Abb., 4 Taf., 1941.
- HASS, W.H.: Conodonts. - In: Treatise on invertebrate paleontology, part W, Miscellanea, 3-69, 42 Abb., Kansas 1962.
- HAYASHI, S.: The Permian conodonts in chert of the Adoyama Formation, Ashio Mountains, Central Japan. - Earth sci., 22 (2), 63-77, 1 Abb., 4 Taf., Tokyo 1968.
- HUCKRIEDE, R.: Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. - Paläont. Z., 32, 141-175, 1 Tab., 5 Taf., Stuttgart 1958.
- KLAPPER, G. & G.M. PHILIP: Devonian conodont apparatuses and their vicarious skeletal elements. - Lethaia, 4, 429-452, 14 Abb., Oslo 1971.
- KOZUR, H.: Conodonten aus dem Muschelkalk des germanischen Binnenbeckens und ihr stratigraphischer Wert. Teil I: Conodonten vom Plattformtyp und stratigraphische Bedeutung der Conodonten aus dem Oberen Muschelkalk. - Geologie, 17 (8), 930-946, 3 Taf., Berlin 1968a.
- Teil II: Zahnreihen-Conodonten. - Geologie, 17 (9), 1070-1085, Berlin 1968 b.
- KOZUR, H.: Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 2 (11), 1-37, 1 Tab., 7 Taf., Innsbruck 1972a.

- KOZUR, H.: Vorläufige Mitteilung zur Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias sowie einige Bemerkungen zur Stufen- und Unterstufengliederung der Trias. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 361-412, 1 Tab., Innsbruck 1972b.
- KOZUR, H.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3 (1), 1-30, 1 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Innsbruck 1973a.
- KOZUR, H.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie von Perm und Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3 (3), 1-31, Innsbruck 1973b.
- KOZUR, H.: Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. Teil II. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4 (1), 1-35, Innsbruck 1974a.
- KOZUR, H.: Zur Altersstellung des Zechsteinkalkes (C a 1) innerhalb der tethyalen Permgliederung. - FFH, C 298, 45-50, 1 Abb., Leipzig 1974b.
- KOZUR, H.: Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil I: Abgrenzung und Gliederung der Trias. - FFH, C 298, 139-197, 2 Tab., Leipzig 1974c.
- KOZUR, H.: Revision der Conodontengattung *Anchignathodus* und ihrer Typusart. - Zeitschr. geol. Wiss. (in Druck).
- KOZUR, H. & R. MOCK: Neue Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 2 (4), 1-20, Innsbruck 1972.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER: Neue Conodonten aus der Trias. - Ber. Nat. Med. Ver. Innsbruck, 58, 429-464, 4 Taf., Innsbruck 1970.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER: Probleme der Conodontenforschung in der Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 1 (4), 1-19, 2 Taf., Innsbruck 1971a.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER: Holothurien-Sklerite und Conodonten aus der Mittel- und Obertrias von Köveskal (Balatonhochland, Ungarn. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 1 (10), 1-36, 6 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Innsbruck 1971b.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER: Die Conodonten aus der Trias und ihr stratigraphischer Wert. Teil I: Zahnreihen-Conodonten der Mitteltrias. - Abh. geol. B.A. Wien, 28 (1), 36 S., 1 Abb., 15 Taf., Wien 1972.
- MERRILL, G.K.: Pennsylvanian nonplatform conodont genera, I: *Spathognathodus*. - J. Paleont., 47 (2), 289-314, 6 Abb., 3 Taf., Lawrence 1973.
- MERRILL, G.K. & W. KING: Platform conodonts from the lowest Pennsylvanian rocks of northwestern Illinois. - J. Paleont., 45 (4), 645-664, 2 Abb., 3 Tab., 2 Taf., Tulsa 1971.
- MILLER, A.K. & W.M. FURNISH: Permian ammonoids of the Guadalupe mountain region and adjacent areas. - Geol. soc. America, spec. pap., 26, 242 S., 59 Abb., 5 Tab., 44 Taf., Baltimore 1940.
- MOSHER, L.C.: Triassic conodonts from western North America and Europe and their correlation. - J. Paleont., 42 (4), 895-946, 14 Abb., 6 Taf., Tulsa 1968.
- MUDGE, M.R. & E.L. YOCHELSON: Stratigraphy and paleontology of the uppermost Pennsylvanian and lowermost Permian rocks in

- Kansas. - Geol. surv., prof. pap., 323, 213 S., 36 Abb., 6 Tab., 12 Taf., Washington 1962.
- MÜLLER, K.J.: Triassic conodonts from Nevada. - J. Paleont., 30, 818-830, 2 Taf., Tulsa 1956.
- MURRAY, N. & J. CHRONIC: Pennsylvanian conodonts and other fossils from insoluble residues of the Minturn Formation (Desmoinesian), Colorado. - J. Paleont., 39, 594-610, 2 Abb., 3 Taf., Tulsa 1965.
- RHODES, F.H.T.: Conodonts from the topmost Tensleep sandstone of the eastern Big Horn mountains, Wyoming. - J. Paleont., 37 (2), 401-408, 1 Abb., 1 Taf., Tulsa 1963.
- STAUFFER, C.R.: Conodonts from the Devonian and associated clays of Minnesota. - J. Paleont., 14 (5), 417-435, 3 Taf., Tulsa 1940.
- STEPANOV, D.L.: The Permian system in the U.S.S.R. - In: LOGAN, A. & L.V. HILLS: The Permian and Triassic system and their mutual boundary. - Canadian soc. petrol. geol., mem, 2, 120-136, 2 Tab., Calgary 1973.
- SWEET, W.C.: Uppermost Permian and Lower Triassic conodonts of the Salt Range and Trans-Indus Ranges, West Pakistan. - In: KUMMEL, B. & TEICHERT: Stratigraphic boundary problems: Permian and Triassic of West Pakistan. - 207-275, 6 Abb., 1 Tab., 5 Taf., Kansas 1970.
- SWEET, W.C.: Late Permian and Early Triassic conodont faunas. - In: LOGAN, A. & L.V. HILLS: The Permian and Triassic systems and their mutual boundary. - Canadian soc. petrol. geol., mem, 2, 630-646, 5 Abb., 1973.
- SZANIAWSKI, H.: Conodonts of the Upper Permian of Poland. - Acta Paleont. Polonica, 14 (2), 326-342, 2 Taf., Warszawa 1969.
- TEICHERT, C.; KUMMEL, B. & W.C. SWEET: Permian-Triassic strata, Kuh-E-Ali Bashi, northwestern Iran. - Bull. mus. compar. zool., 145 (8), 359-472, 16 Abb., 10 Tab., 14 Taf., Cambridge 1973.

Tafelerläuterungen

Tafel 1 (alle Vergrößerungen ca. 60x)

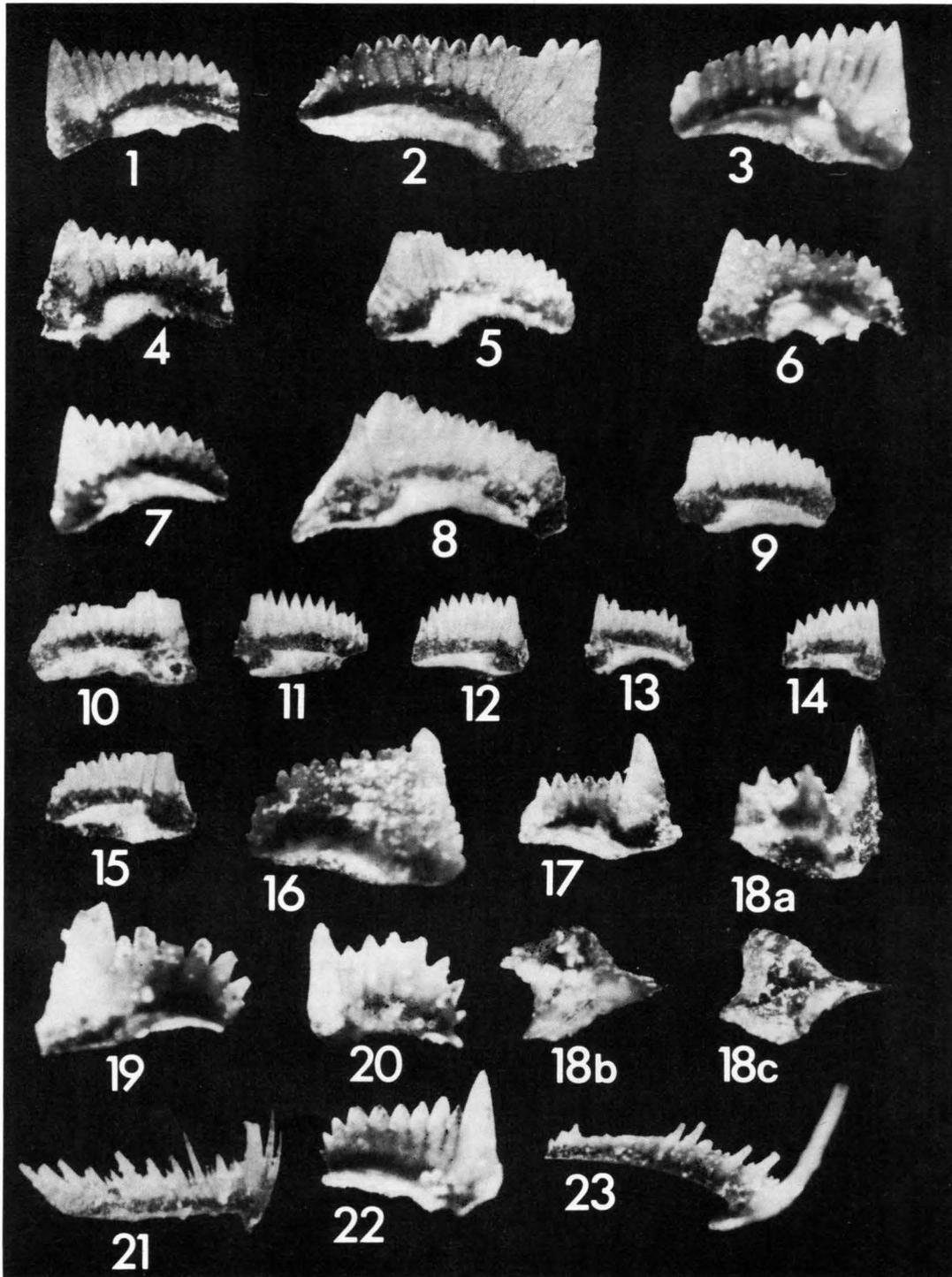
- Fig. 1, 2: *Anchignathodus minutus* (ELLISON), Achura (Aserbaidsschische SSR), basales Dzhulfian (unteres Araksian), Probe 10/3, Slgs.-Nr. PK 1-5
- Fig. 3, 4: *Anchignathodus minutus* (ELLISON), Achura, basales Dzhulfian (unteres Araksian), Probe 10/4, Slgs.-Nr. PK 1-5
- Fig. 5-7: *Anchignathodus minutus* (ELLISON), Achura, basales Dzhulfian (unteres Araksian), Probe 10/2-2, Slgs.-Nr. PK 1-15
- Fig. 8-15: *Anchignathodus minutus* (ELLISON), Shawnee Co., Kansas, Hartford Limestone, Topeka Formation, Shawnee Group, Virgilian, Probe H-1-3A, Slgs.-Nr. PK 1-21
- Fig. 16: *Anchignathodus minutus* (ELLISON), Anklänge an *A. parvus* KOZUR & PJATAKOVA, Achura, unteres Dzhulfian (mittleres Araksian), Probe 10/6a, Slgs.-Nr. PK 1-3
- Fig. 17: *Anchignathodus parvus* KOZUR & PJATAKOVA, Achura, *Ophiceras commune*-Zone (basale Trias), Probe 10/13-1, Slgs.-Nr. PK 1-4
- Fig. 18: *Isarcicella isarcicus* (HUCKRIEDE), Achura, *Ophiceras commune*-Zone (basale Trias), Probe 10/13a-1, Slgs.-Nr. PK 1-6, a) Seitenansicht, b) Oberseite, c) Unterseite
- Fig. 19, 20, 22: *Anchignathodus parvus* KOZUR & PJATAKOVA, Achura, *Ophiceras commune*-Zone (basale Trias), Probe 10/13a-2, Slgs.-Nr. PK 1-7
- Fig. 21: *Anchignathodus parvus* KOZUR & PJATAKOVA, hindeodelliformes Element, Achura, *Ophiceras commune*-Zone (basale Trias), Probe 10/13a-2, Slgs.-Nr. PK 1-7
- Fig. 23: *Anchignathodus parvus* KOZUR & PJATAKOVA, neoprioniodiniformes Element, Achura, *Ophiceras commune*-Zone (basale Trias), Probe 10/13a-2, Slgs.-Nr. PK 1-7

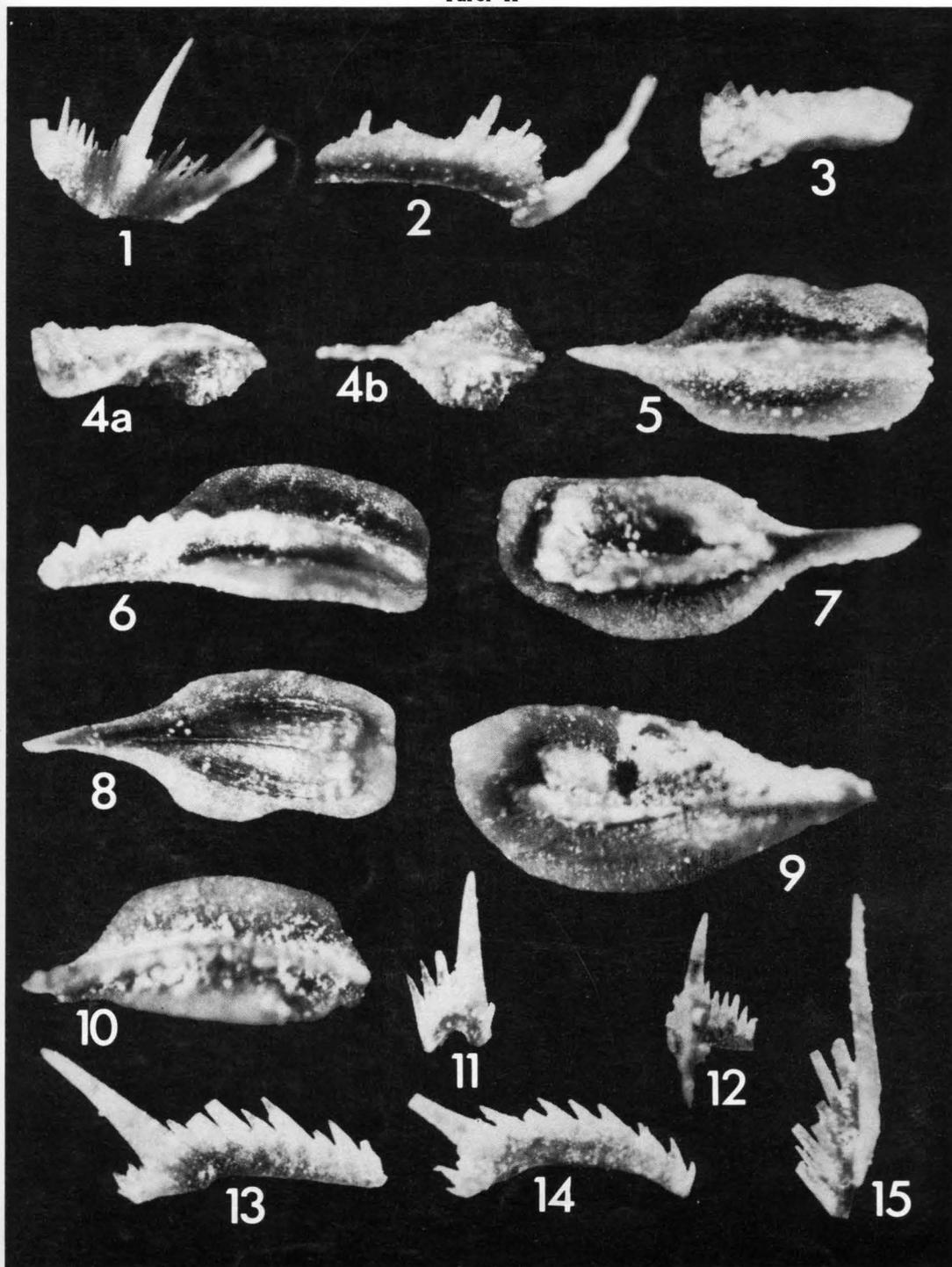
Tafel 2 (alle Vergrößerungen ca. 60x)

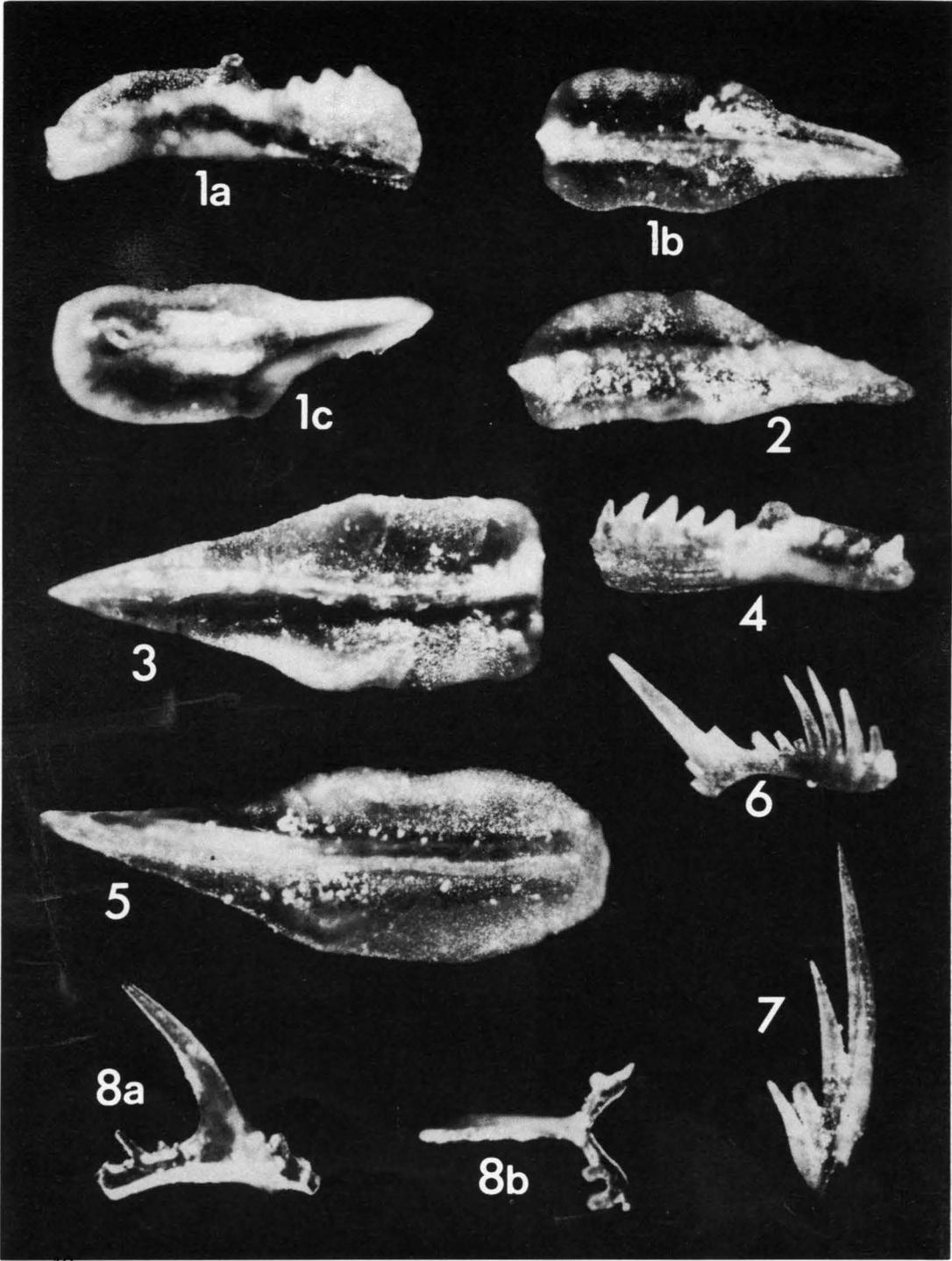
- Fig. 1,2: *Anchignathodus minutus* (ELLISON), Achura (Aserbaidsschische SSR), basales Dzhulfian (unteres Araksian), Probe 10/3, Slgs.-Nr. PK 1-8; Fig. 1: A₂-Element (nach BAESEMANN) = modifiziertes enantiognathiformes Element; Fig. 2: neoprioniodiniformes Element
- Fig. 3: *Diplognathodus movschovitschi* n. sp., Seitenansicht, Hinterende abgebrochen, Achura, basales Dzhulfian (unteres Araksian), Probe 10/2, Slgs.-Nr. PK 1-16
- Fig. 4: *Diplognathodus movschovitschi* n. sp., Holotypus, Achura, unteres Dzhulfian (mittleres Araksian), Probe 10/6a, Slgs.-Nr. PK 1-1; a) Seitenansicht

- schräg von unten, b) Aufsicht
- Fig. 5-8: *Gondolella orientalis* BARSKOV & KOROLEVA, Achura, *Vedioceras ventroplanum*-Zone (mittleres Dzhulfian, oberes Araksian), Probe 10/7, Slgs.-Nr. PK 1-13; Fig. 5: Oberseite; Fig. 6: Ansicht schräg von oben; Fig. 7: Unterseite mit Basiskörper; Fig. 8: Unterseite ohne Basiskörper
- Fig. 9, 10: *Gondolella carinata subcarinata* (SWEET), Achura, oberes Dzhulfian (Dorasham-Unterstufe), Probe 10/11; Slgs.-Nr. PK 1-14; Fig. 9: Unterseite; Fig. 10: Oberseite
- Fig. 11-15: Zahnreihen-Conodonten des Multielementes mit *Gondolella orientalis* BARSKOV & KOROLEVA, Achura, *Vedioceras ventroplanum*-Zone (mittleres Dzhulfian, oberes Araksian), Probe 10/8, Slgs.-Nr. PK 1-9; Fig. 11: hibbardelliformes Element; Fig. 12: prioniodiniformes Element (*Cypridodella*-Typ); Fig. 13: enantiognathiformes Element; Fig. 14, 15: ozarkodiniforme Elemente
- Tafel 3 (alle Vergrößerungen ca. 60x)
- Fig. 1: *Gondolella leveni* KOZUR; MOSTLER & PJATAKOVA n. sp., Holotypus, Achura (Aserbaidsschische SSR), basales Dzhulfian (oberes Araksian), Probe 10/3, Slgs.-Nr. PK 1-2, a) Ansicht schräg von oben, b) Oberseite, c) Unterseite
- Fig. 2, 4: *Gondolella leveni* KOZUR; MOSTLER & PJATAKOVA n. sp., Ansicht schräg von oben, Achura, unteres Dzhulfian (mittleres Araksian), Probe 10/5, Slgs.-Nr. PK 1-12
- Fig. 3, 5: *Gondolella leveni* KOZUR; MOSTLER & PJATAKOVA n. sp., sehr großwüchsige Exemplare, Oberseite, Achura, basales Dzhulfian (unteres Araksian), Probe 10/3, Slgs.-Nr. PK 1-11
- Fig. 6, 7: Zahnreihenelemente des Multielementes mit *Gondolella leveni* KOZUR; MOSTLER & PJATAKOVA n. sp., Achura, basales Dzhulfian (unteres Araksian), Probe 10/3, Slgs.-Nr. PK 1-10; Fig. 6: hindeodelliformes Element (Hinterast abgebrochen) = *Metaprioniodus latidentatus* (TATGE); Fig. 7: enantiognathiformes Element = *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL)
- Fig. 8: *Stepanovites meyeri* n. sp., hibbardelliformes Element, Vologda (nördliche Russische Plattform), oberes Unterkazan, Probe 61-286, Slgs.-Nr. PK 1-19, a) Seitenansicht, b) Aufsicht
- Tafel 4 (alle Vergrößerungen ca. 60x)
- Fig. 1-5: *Stepanovites dobruskiniae* KOZUR & PJATAKOVA n. sp., Achura (Aserbaidsschische SSR), basales Dzhulfian (unteres Araksian), Probe 10/3, Slgs.-Nr. PK 1-17; Fig. 1: prioniodiniformes Element, a) und b) bei verschiedener Beleuchtung aufgenommen; Fig. 2: hibbardelliformes Element, a) Seitenansicht, b) Ansicht von oben; Fig. 3-5: hindeodelliforme Elemente

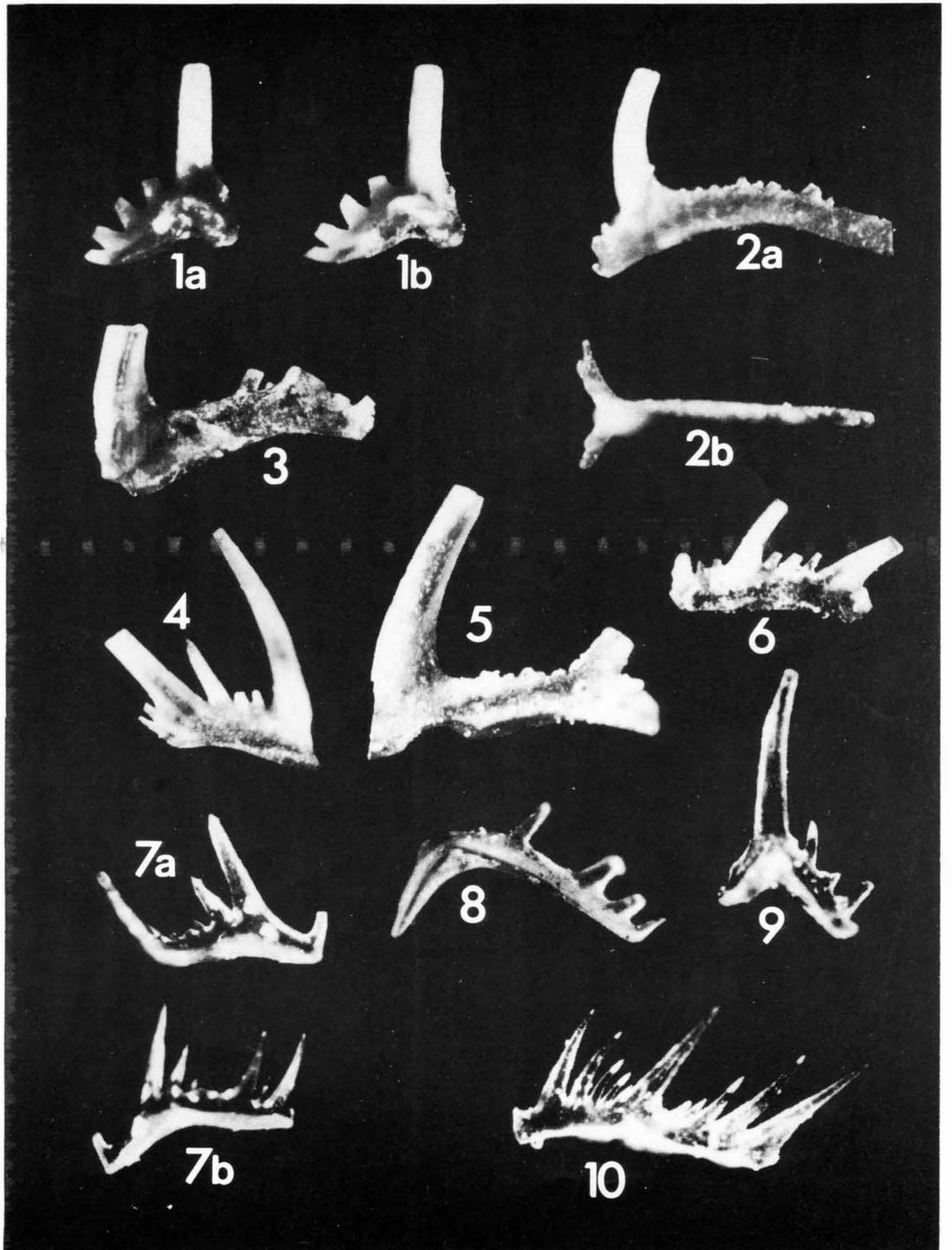
- Fig. 6: *Stepanovites dobruskinae* KOZUR & PJATAKOVA n. sp., Holotypus, hindeodelliformes Element, Achura, basales Dzhulfian (unteres Araksian), Probe 10/3, Slgs.-Nr. PK 1-17
- Fig. 7: *Stepanovites meyeri* n. sp., Holotypus, modifiziert ligonodiniformes Element, Vologda (nördliche Russische Plattform), oberes Unterkazan, Probe 61-286, Slgs.-Nr. PK 1-19, a) Ansicht von innen, b) Ansicht von außen
- Fig. 8: *Stepanovites meyeri* n. sp., modifiziert ligonodiniformes Element, Ansicht von außen, schräg von unten, Vologda (nördliche Russische Plattform), oberes Unterkazan, Probe 17, Slgs.-Nr. PK 1-18
- Fig. 9, 10: *Stepanovites meyeri* n. sp., Vologda (nördliche Russische Plattform), oberes Unterkazan, Probe 61-286, Slgs.-Nr. PK 1-19; Fig. 9: prionodiniformes Element; Fig. 10: hindeodelliformes Element







Tafel IV



Neues zur Deckentektonik im nördlichen Karwendel

von G. Heißel⁺⁾

Zusammenfassung

In mehrmonatiger Geländearbeit (1974, 1975) konnten im nördlichen Karwendel (nördlich von Innsbruck, Österreich) neue Erkenntnisse gewonnen werden.

Die Deckentektonik ist überall offensichtlich. Gebundene (autochthone) Tektonik konnte nirgends nachgewiesen werden. Tiefgreifende Überschiebungsbahnen und Schürflinge der unterlagernden Decke (Lechtaldecke) beweisen den Fernschub der einzelnen Decken (Lechtaldecke, Inntaldecke). Die "Karwendel-Stirnschuppe" der Inntaldecke läßt sich im Raum zwischen Scharnitz-Mittenwald und dem Johannestal in drei Schuppen der Inntaldecke gliedern. Hinzu kommt noch eine Schuppe der Lechtaldecke (aus älterer Trias) sowie die ebenfalls von ihrem Untergrund losgetrennte "Jungschichtenzone der Lechtaldecke" (obertriadische und jurassische Gesteine).

⁺⁾ Anschrift des Verfassers: cand.geol. Gunther Heißel, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck

Summary

Due to field work in the northern range of the Karwendel (north of Innsbruck, Austria) during various months (1974, 1975) new knowledge could be gained.

The nappe tectonics is apparent everywhere. Autochthonous tectonics could not be detected anywhere. Deeply reaching overthrust planes and dislodged slices of the underlying nappe ("Lechtaldecke" = "Lech Valley nappe") give proof of the net slip of the individual nappes ("Lech Valley nappe", "Inn Valley nappe"). The "Karwendel-Stirnschuppe" ("Karwendel frontal lobe") of the "Inntaldecke" ("Inn Valley nappe") may be divided into three lobes of the "Inn Valley nappe" in the area around Scharnitz-Mittenwald and the Johannestal (Johannes Valley). To these lobes there are to be added a lobe of the "Lech Valley nappe" (lower triassic rocks) as well as the "Jungschichtenzone der Lechtaldecke" ("young strata zone of the Lech Valley nappe") (lobe with upper triassic and jurassic rocks), which zone has been separated from its underlying rocks.

Inhalt

1. Einleitung
 - 1.1. Thema und allgemeine Problemstellung
 - 1.2. Die Verteilung des von mir bearbeiteten Gebietes
 - 1.3. Die Problemstellung im hier behandelten Gebiet
2. Die Tektonik
 - 2.1. Einleitende Erklärungen
 - 2.2. Detaillierte Erläuterungen der Tektonik
3. Conclusion

Beilagen im Anhang

Literatur

Zitierte geologische und tektonische Karten sowie geologische Profiltafeln

Für die Bereitstellung eines Druckkostenzuschusses sei der Tiroler Landesregierung gedankt.

1. Einleitung

1.1. Thema und allgemeine Problemstellung

Im Frühjahr 1974 habe ich am Geologischen Institut der Universität Innsbruck unter der Betreuung von Univ.-Prof. Dr. H. MOSTLER und in Zusammenarbeit mit der Bundesanstalt für den Wasserhaushalt von Karstgebieten, Dir. OR. Dr. F. BAUER (Wien), meine Dissertation begonnen.

Meine Aufgabe dabei ist es, die Hydrogeologie eines Großteils des Karwendel zu bearbeiten. Nachdem in meinem Gebiet bisher genaue Kartierungen fehlen, besteht für mich die erste wichtige Aufgabe in einer neuen Kartierung dieses Gebietes. Als bisherige geologische Kartenwerke sind folgende zu erwähnen: Geologische Karte des südlichen Karwendelgebirges 1:50 000, O. AMPFERER & W. HAMMER, Wien 1898; Geologische Spezialkarte Blatt "Zirl-Nassereith" 1:75 000, O. AMPFERER, Th. OHNESORGE, Wien 1912; Geologische Spezialkarte Blatt "Innsbruck-Achensee" 1:75 000, O. AMPFERER & Th. OHNESORGE, Wien 1912; Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Mittenwald, H. JERZ & R. ULRICH, 1966.

Die Geologische Karte des östlichen Karwendel und des Achenseegebietes 1:25 000, AMPFERER 1950, reicht nicht mehr in mein direktes Arbeitsgebiet, dient aber selbstverständlich ebenfalls als Arbeitsunterlage.

Meine neuen Kartierungsarbeiten erfolgen auf den Grundlagen der beiden Karten des Ö. und D. AV, Karwendel West (1:25 000) und Karwendel Mitte (1:25 000), sowie im Süden auf der Umgebungskarte Innsbruck (1:25 000), herausgegeben vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien, 1974.

Erst durch diese genaue Kartierung ist ein Versuch sinnvoll, die sehr komplizierten tektonischen Verhältnisse und mit ihnen die nicht minder komplizierten hydrogeologischen Verhältnisse im Karwendel in den Griff zu bekommen. Besonders im Geländesommer 1975 mußte ich dabei feststellen, daß meine gesammelten Erkenntnisse nur noch zum Teil mit denen bisheriger Veröffentlichungen übereinstimmen. Diese Arbeit soll nun meine Auffassungen mit denen anderer Bearbeiter dieses Gebietes vergleichen und sie gegenüberstellen.

Während O. AMPFERER (1903, 1929, 1931, 1942, 1944), W. HEISSEL (1950, 1958) und A. TOLLMANN (1970, 1971, 1973) zumindest zu ähnlichen Erkenntnissen kommen, sind die Ergebnisse der Münchener Schule kaum noch mit meinen Auffassungen in Einklang zu bringen (H. FRISCH 1964, H. JERZ & R. ULRICH 1966).

Meine Ausführungen beziehen sich also auf den Raum Karwendeltal-Kleiner Ahornboden. Die E-W-Erstreckung verläuft demnach etwa von Scharnitz bis zum Johannestal. Im N enden meine Erläuterungen, sobald die eindeutige Lechtaldecke erreicht ist, gegen S enden sie meist, sobald wir im Hauptkörper der Inntaldecke sind. Ich werde aber im folgenden hin und wieder auf weiter südlich gelegene tektonische Einheiten und Elemente Bezug nehmen müssen, erstens um die Zusammenhänge besser darlegen zu können, zweitens, um zumindest teilweise auch hier entdeckte Fehlmeinungen früherer Bearbeiter am Rande mitzubehandeln.

Auf hydrogeologische Probleme und Erkenntnisse wird in dieser

Arbeit - die als ein Vorbericht verstanden werden soll - nicht eingegangen.

1.2. Die Verteilung des von mir bearbeiteten Gebietes

Von dem im folgenden behandelten Gebiet (Raum Karwendeltal-Kleiner Ahornboden) kann ich mich auf meine fertige Kartierung des Karwendeltales und der angrenzenden nördlichen und südlichen Bergkämme von der Linie Kirchlspitz - Mündung des Kirchlbaches im W bis zur Linie Kuhplatte-Hochalmsattel im E stützen. Im Kirchlkarr, Rontal, Tortal, Johannestal und Laliderertal wurden von mir aber bereits intensive Arbeiten durchgeführt. (Hydrologisch ist in diese Untersuchungen auch der Raum Engtal noch mit einbezogen). Von den in dieser Arbeit nur am Rande gestreiften Gebieten ist die Kartierung im Raum des gesamten Hinteraltales (also mit Roßloch und Halleranger) bereits beendet, im Gebiet des Gleierschtales und der Nordkette sind meine Arbeiten bereits relativ weit gediehen. Das Gebiet des östlichen Karwendel (allerdings nicht in derselben Ausdehnung der Karte 1:25 000 von O. AMPFERER, 1950) wird von meinem Kollegen R. ECKART nach denselben Gesichtspunkten bearbeitet. Es wird also in der Tat fast das ganze Karwendel neuen, sehr genauen Untersuchungen unterzogen, und ich bin auch sicher, daß sich nach der (in naher Zukunft zu erwartenden) Beendigung dieser Dissertationsarbeiten das Bild über den Aufbau dieses Gebirges einigermaßen gewandelt haben wird.

1.3. Die Problemstellung im hier behandelten Gebiet

Es sind hier zwei Probleme anzuführen. Das erste, nämlich die Abgrenzung der Inntaldecke von der Lechtaldecke, ist nicht neu. Besondere Schwierigkeiten bereiten die bei der Deckenüberschiebung an der Deckenstirn ausgebildeten Schuppen (Stirnschuppen). Von den Geologen, die sich bisher mit diesem Problem zum Teil sehr eingehend beschäftigt haben, seien hier angeführt: A. ROTHPLETZ (1888), O. AMPFERER (1903, 1929, 1931, 1942, 1944), O. AMPFERER & W. HEISSEL (1950), W. HEISSEL (1958) sowie A. TOLLMANN (1970, 1971, 1973). Dabei ist noch zu erwähnen, daß man sich vor dem Erkennen der Decken durch O. AMPFERER (1911) natürlich nur mit den Schuppen als solchen beschäftigen konnte. Spätestens seit O. AMPFERER (1911) sollte das zweite (wesentlich leichter zu beantwortende) Problem eigentlich keines mehr sein. Es handelt sich dabei um die Frage, ob gebundene Tektonik oder der Fernschub von heute übereinanderliegenden Decken angenommen werden sollte (H. JERZ & R. ULRICH 1966: 95). Daß diese Fragestellung in diesem Gebiet neu aufgetaucht ist, ist den (z. T. eben angeführten) Arbeiten der Münchener Schule (H. FRISCH 1964, zitiert in: H. JERZ & R. ULRICH 1966 et al.) zuzuschreiben. So kann ich also nicht umhin, auch darauf einzugehen. Ich darf aber gleich vorwegnehmen, daß derjenige, der das erste Problem auch nur einigermaßen richtig löst, sich mit Sicherheit für die Deckentektonik im Sinne von O. AMPFERER (1911, 1929, 1931, 1942, 1944), W. HEISSEL (1950, 1958), A. TOLLMANN (1970, 1971, 1973) et al. entscheiden wird.

2. Die Tektonik

2.1. Einleitende Erklärungen

Es hat sich gezeigt, daß Arbeiten in kleinen Gebieten (H. FRISCH 1964) bei der Auflösung der Tektonik nicht zielführend sein können. Dadurch, daß solchen Arbeiten der Blick für große tektonische Zusammenhänge ganz zwangsläufig fehlt, werden hier die Verhältnisse nicht richtig gesehen und das tektonische "Puzzlespiel" wird falsch zusammengesetzt, obwohl eigentliche Kartierungsfehler (unrichtiges Ansprechen von Gesteinen) kaum nachgewiesen werden können. Gewisse Unachtsamkeiten können hingegen relativ leicht aufgezeigt werden: den aufmerksamen Betrachter der Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Mittenwald, wird beispielsweise die fast mit dem Lineal gezogene Gesteinsgrenze am Südhang der Larchetfleckspitze (Lerchfleckspitze) bei etwa 1500 m zwischen Reichenhaller Schichten und Muschelkalk stören. Daß es solche Gesteinsgrenzen in der Natur nicht geben kann, dürfte klar sein. Ich werde also im folgenden besonders auf die Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Mittenwald, die dazugehörige Profiltafel und auf die Erläuterungen zu Blatt Mittenwald (alle drei: H. JERZ & R. ULRICH 1966, darin des Öfteren zitiert: H. FRISCH 1964) eingehen. Nachdem A. TOLLMANN (1970, 1971, 1973) auf den Arbeiten der Münchener Schule aufbaut (obwohl er einer der größten Befürworter der Deckentektonik ist), werde ich auch seine Ergebnisse in meine Betrachtungen einbeziehen. Auch die Arbeit von W. HEISSEL (1958) ist für unsere Betrachtungen wichtig, auch wenn gerade in dem hier im Gespräch stehenden Gebiet nicht sehr auf die Probleme eingeht. Auch ist seine Übersichtskarte der Tektonik der Nördlichen Kalkalpen (1958) im Maßstab zu klein, um die hier auf engstem Raum beisammenliegenden Elemente zur Darstellung zu bringen. Für diesen Zweck wäre hingegen die Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen (Westabschnitt) von A. TOLLMANN (1970) im Maßstab ausreichend, zeigt aber im betreffenden Gebiet eigentlich kaum mehr als die Karte von W. HEISSEL (1958). Natürlich wird hier auch auf die Arbeiten und Meinungen von O. AMPFERER eingegangen. Freilich muß noch betont werden, daß O. AMPFERER die Tektonik überhaupt in einem anderen Licht gesehen hat. Er versucht sehr viel mit Reliefüberschiebungen zu lösen, was meines Erachtens zwar für die klassische Stelle am Staner Joch am Platz sein mag, im hier behandelten Gebiet aber wohl nirgends in Frage kommt.

2.2. Detaillierte Erläuterung der Tektonik

Anhand von 18 Profilen von W nach E und ihrer ausführlichen Beschreibung sollen nun meine gewonnenen Erkenntnisse dem Leser dargeboten werden. Die ersten 7 Profillinien wurden dabei absichtlich gleich gewählt, wie auf der Profiltafel zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Mittenwald (=Profiltafel Mittenwald), denn so kann man leichter und besser Vergleiche zwischen meinen Auffassungen und denen der Münchener Schule ziehen. Es entsprechen also meine Profile 1 bis 7 den Profilen 7 bis 1 auf der Profiltafel Mittenwald. Nachdem die Profilschnitte N-S der Profiltafel Mittenwald allerdings sehr ungünstig sind, habe ich dazwischen auch eigene Profile gelegt,

wobei darauf geachtet wurde, daß die Schichten stets etwa senkrecht zu Ihrem Streichen angeschnitten werden. Diese Profile wurden aber, genauso wie neun weitere Profile im östlichen Abschnitt des hier behandelten Gebietes, aus platz- und kostensparenden Gründen nicht in die Profiltafeln aufgenommen.

Profil 1 (7-Mittenwald)

Die nördlichste Einheit wird von der Lechtaldecke gebildet, die bereits Ansätze zu einer späteren Schuppe zeigt. Die Lechtaldecke bildet hier ein Gewölbe, in dessen Kern Reichenhaller Schichten, am Nordflügel Muschelkalk und Wettersteinkalk sind, während im S nur noch Muschelkalk erhalten ist. Von S her wird nun diese "Sulzleklamm-Leitersteig-Antiklinale" - sie ist gleichzusetzen mit der Schartenkopf-Leitersteig-Antiklinale von A. TOLLMANN (1973: 153) - vom Hauptkörper der Inntaldecke und von (vorläufig) einer ihrer Schuppen überfahren.

Ganz im S ist der Hauptkörper der Inntaldecke zu sehen. Er wird an der Oberfläche von Wettersteinkalk gebildet, der Muschelkalk ist allerdings recht oberflächennahe zu vermuten, da er - zwar diskordant - im Graben S vom Brunnsteinegg zusammen mit einem Juraschubspan aus Aptychenschichten an einer tiefgreifenden Bewegungsfläche zutage tritt. Diese Bewegungsfläche findet ihre Fortsetzung gegen E vorerst in der Roßlehn und trennt den Hauptkörper der Inntaldecke von einer ihrer Schuppen, und zwar von der (im hier besprochenen Gebiet) 3. Schuppe der Inntaldecke nach der Abfolge des Transportes von S. Diese 3. Schuppe der Inntaldecke besteht wieder aus Wettersteinkalk bzw. einem tektonisch stark reduzierten Muschelkalk sowie in der Tiefe aus Spänen von Reichenhaller und Schubspänen von Kössener Schichten sowie Bunten Liaskalken. Die Überschiebungsbahn im W sieht man deutlich im Profil 9-Mittenwald in der Riedbergscharte; gegen E führt sie zum Gamsangerl.

Profil 2 (6-Mittenwald)

Das Bild hat sich kaum gewandelt. Die Verhältnisse in der Lechtaldecke sind noch ähnlich wie im Profil 1, aber an deren Südeinde zeichnet sich bereits die Bildung einer Schuppe (=Schuppe der Lechtaldecke=S.LD) ab. Sie zeigt sich in einer steilstehenden Störung, aus der gegen E hin sich von nun an völlig diskordant Muschelkalk, später dann Reichenhaller Schichten, nördlich der Grabenkarspitze Reichenhaller Schichten, Muschelkalk und Wettersteinkalk, und in den Torwänden letztlich Muschelkalk und Wettersteinkalk entwickeln. Diese Störung ist sozusagen der Beginn einer gegen E hin immer mächtiger werdenden Schuppe - im bearbeiteten und hier behandelten Gebiet dem Bewegungsablauf nach - der 1. Schuppe der Inntaldecke. Während die 3. Schuppe der Inntaldecke von der Porta Claudia bis zum Bäralpl normal gelagert ist und nur an ihren südlichen Rändern sich stellenweise (Kirchlschattseite, Hirschgrübl, unteres Larchetkar) überkippt, ist die 1. Schuppe der Inntaldecke von Anfang an invers gelagert. Zwei frühere Autoren haben hier andere Auffassungen vertreten. W. HEISSEL (1958) zeichnet von der Porta Claudia bis N der Raffelspitze (2324 m) diese - meine 1. Schuppe der Inntaldecke - nicht, sieht aber von hier gegen E ebenfalls eine invers

gelagerte Schuppe der Inntaldecke. Hingegen bezeichnet A. TOLLMANN (1970) die eben behandelte Einheit E des Bäralpls als inverse Schuppe der Lechtaldecke, W des Bäralpls (=N der Raffelspitze) fehlt allerdings die ohne Zweifel vorhandene Schuppe völlig.

Der Hauptkörper der Inntaldecke ist sozusagen gleich geblieben, an der tektonisch reduzierten Basis der 3. Schuppe der Inntaldecke sind nun auch die Reichenhaller Schichten aufgeschlossen und mit diesen der Schubspan aus Kössenern und Bunten Liaskalken.

Profil 3 (5-Mittenwald)

Waren meine Profile 1 und 2 und die Profile 7 und 6 der Profiltafel Mittenwald fast gleich und zeigten sie höchstens in ihrer Ausdeutung Verschiedenheiten, so ist dies von nun an anders.

Die Profillinie führt nun entlang dem Bergkamm von der Nördlichen Lindenspitze über das Gamsangerl nach S. Dadurch treffen wir auf eine weitere tektonische Einheit, die in den Profilen 1 und 2 (tiefere Profillinien) ja bereits erodiert ist.

Im N sehen wir Hauptdolomit, Raibler Schichten und Wettersteinkalk der Lechtaldecke, S der Viererspitze (2053 m) ist ein steil südfallender Span von Muschelkalk, und in der Tiefe können Reichenhaller Schichten angenommen werden. Dies ist wieder die 1. Schuppe der Inntaldecke. Daran schließt gegen S die abgescherte Antiklinale aus älterer Trias (Sulzleklamm-Leitersteig-Antiklinale) der Lechtaldecke an (A. TOLLMANN 1973: 153, Abb. 76 unten). Ihr aufgelagert ist nun eine 2. Schuppe der Inntaldecke. Sie ist normal gelagert, ihre starke Faltung bildet mit Reichenhaller Schichten und Muschelkalk die Gamsanger - Antiklinale (vgl. A. ROTHPLETZ 1888: 445, Fig. 11; O. AMPFERER 1903: 238, Fig. 49; 1929: 140, Fig. 1; 1944: 35, Fig. 18; A. TOLLMANN 1973: 153, Abb. 76 unten). Auf der Gamsanger - Antiklinale (2. Schuppe der Inntaldecke) liegt nun die 3. Schuppe der Inntaldecke, und zwar mit Reichenhaller Spänen in der Tiefe (sie sind im folgenden Profil 4 wieder aufgeschlossen), einem tektonisch reduzierten Muschelkalk, und auf diesem liegt Wettersteinkalk. Der Hauptkörper der Inntaldecke folgt im Süden mit Wettersteinkalk, getrennt von der 3. Schuppe der Inntaldecke durch eine steile Bewegungsbahn, die gegen E über das Brunnsteinkarl zum Kirchlbach führt.

Bemerkenswert ist, daß A. TOLLMANN (1973: 153, Abb. 76 unten) wohl von einer abgescherten Antiklinale der Lechtaldecke spricht, man aber durch das unglücklich gewählte Nordende des Profils eine solche Abscherung nicht erkennen kann. Zu erwähnen wäre noch, daß im selben Profil der Muschelkalk der Gamsanger - Antiklinale auf kürzeste Distanz (!) im Nordflügel des Sattels viel mächtiger ist als im Südflügel. H. FRISCH (1964), H. JERZ & R. ULRICH (1966) behelfen sich auf dem Profil 5-Mittenwald mit einer untergeordneten Störung. Obwohl aber A. TOLLMANN (1970: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, der Westabschnitt) die Gamsanger - Antiklinale (mit Recht) zur Karwendel - Stirnschuppe der Inntaldecke zählt, ist die von ihm gezeichnete tektonische Zäsur (A. TOLLMANN 1973: 153, Abb. 76 unten) nur ein maximal 470 m (!) tief reichender Bruch mit geringem Versetzungsbetrag. Diese Widersprüche bei A. TOLLMANN haben allerdings ihre Ursache

in der falschen Ausdeutung der Tektonik durch H. FRISCH (1964), H. JERZ & R. ULRICH (1966), die ohne eine Schuppe auszukommen versuchen. Sie sehen zwischen dem Gatterl und dem Gamsangerl einen gefalteten "Lappen" der Inntaldecke (H. JERZ & R. ULRICH 1966: 101). (Es handelt sich hierbei um meine 2. Schuppe der Inntaldecke). Merkwürdig bei dieser Deutung von JERZ & ULRICH ist nur, daß von diesem "Lappen" in keinem anderen Profil etwas zu sehen ist. - Aber zurück zum Problem der Überschiebungsbahn, zurück zu jener Trennfläche, die nach A. TOLLMANN nur 470 m Tiefgang und somit Bruchcharakter hat (siehe oben). Hiezu möchte ich folgendes festhalten: TOLLMANN (1973) postuliert den tiefgreifenden Charakter der Überschiebungsbahn und begründet diesen mit dem Auftreten von Jungschichten-Schubspänen. Dies trifft aber auch für die von TOLLMANN nur mit Bruchcharakter dargestellte Zäsur zu, wie die Schubspäne südlich des Brunnsteineggs be weisen.

Profil 4 (4-Mittenwald)

Die Profilinie verläuft von der Kreuzwand (2132 m) gegen S über das Brunnsteinkar ins Karwendeltal. Nach H. FRISCH (1964), H. JERZ & R. ULRICH (1966) soll sich die Tektonik - nach ihrem ersten Wechsel in Profil 5-Mittenwald - nun zum zweiten Mal völlig ändern, und das auf eine E-W-Erstreckung von 500 m. Der "Lappen" der Inntaldecke ist völlig verschwunden. Was in Profil 5-Mittenwald nur eine untergeordnete Störung war (und bei A. TOLLMANN 1973: 153, Abb. 76 unten, überhaupt ungestört blieb), ist nun wieder eine Deckengrenze geworden. Daß H. JERZ & R. ULRICH 1966 auf Seite 95 diese Deckengrenze zwar nur als Überschiebungsstörung von begrenzter Länge beschreiben, tut im Augenblick nichts zur Sache, denn immerhin trennt auch bei ihnen diese Überschiebungsgrenze die Lechtaldecke von der Inntaldecke. Nachdem sie die Deckentheorie bezweifeln, setzen sie die Begriffe Inntaldecke und Lechtaldecke auch unter Anführungszeichen. Nun, die auf Profil 4-Mittenwald dargestellte Deckengrenze ist eine Überschiebungsbahn, die sehr an Reliefüberschiebungen erinnert. Darunter scheinen drei (!) Schuppen der Lechtaldecke aufzutauchen. Die Tektonik ist somit nicht nur in der Inntaldecke eine völlig andere geworden, sondern auch in der darunterliegenden Lechtaldecke. Merkwürdig ist wiederum, daß auch von diesen drei Schuppen der Lechtaldecke in allen anderen Profilen der Profiltafel Mittenwald keine Spur zu sehen ist. (Dasselbe Phänomen kennen wir allerdings schon von dem Inntaldecken-"Lappen" am Gamsangerl). Nur am Rande soll hier erwähnt sein, daß das Einfallen der Schichten des Muschelkalks in Profil 4-Mittenwald keineswegs mit den auf der Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Mittenwald, eingetragenen Fallzeichen übereinstimmt. - Genauso, wie in Profil 5-Mittenwald, gibt es auch in diesem Profil keine Erklärung für den Muschelkalk-Span, der in Wirklichkeit zwar nicht senkrecht, so doch aber sehr steil nach S einfällt und S der Kreuzwand mitten in Wettersteinkalk der Lechtaldecke eingeklemmt ist. Eine solche Erklärung ist leider auch in den Erläuterungen zu Blatt Mittenwald und in der dazugehörenden Beilage 2, Tektonische Karte zu Blatt Mittenwald, unterlassen worden. Nach meiner Auffassung verhält sich dagegen die Tektonik wie folgt: N der Kreuzwand (2132 m) ist die ungestörte Lechtaldecke

vor uns. Im Graben W des Vorderen Dammkares - d.h. S der Kreuzwand - ist steil nach S einfallend Muschelkalk der 1. Schuppe der Inntaldecke eingeklemmt; Reichenhaller Schichten können wieder in der Tiefe angenommen werden. Daran anschließend kommen Wettersteinkalk, Muschelkalk und Reichenhaller Schichten als Fortsetzung der Sulzleklamm-Leitersteig-Antiklinale (also die Schuppe der Lechtaldecke) und an ihr aufgelagert ist im S die normale Fortsetzung der Gamsanger-Antiklinale (2. Schuppe der Inntaldecke). S davon treten tektonisch stark reduziert Reichenhaller Schichten und Muschelkalk, und auf diesen der Wettersteinkalk der 3. Schuppe der Inntaldecke auf. Diese 3. Schuppe der Inntaldecke bewegte sich natürlich über die vorher erwähnten Einheiten hinweg. Den ersten Beweis hierfür sehen wir von W kommend in diesem Profil, und zwar im Gipfelaufbau der Westlichen Karwendelspitze (2385 m). Er besteht aus denselben tektonisch reduzierten Reichenhaller Schichten und Muschelkalcken wie die Basis der 3. Schuppe der Inntaldecke im S. - An der steilen Überschiebungsfläche im Brunsteinkarl ist letztlich der Hauptkörper der Inntaldecke auf die zuvor beschriebenen fünf Einheiten (nämlich Lechtaldecke, 1. Schuppe der Inntaldecke, Schuppe der Lechtaldecke, 2. Schuppe der Inntaldecke, 3. Schuppe der Inntaldecke) aufgeföhren. Im Gelände bei richtiger Beleuchtung ist diese Überschiebungsbahn, obwohl Wettersteinkalk an Wettersteinkalk grenzt, auch vom Karwendeltal aus sehr gut zu sehen.

Profil 5 (3-Mittenwald)

Im Profil 3 der Profiltafel zu Blatt Mittenwald soll sich nun abermals nach weiteren 600 m gegen E die Tektonik gänzlich geändert haben. Das bedeutet, daß der Charakter der Überschiebung von Profil 6 bis 3 (alle Profile siehe Profiltafel zu Blatt Mittenwald), also auf einer E-W-Erstreckung von etwa 1700 m, dreimal gewechselt haben soll. Meiner Meinung nach bleibt der Charakter der Tektonik aber von Anfang an gleich. Die einzelnen Bauelemente streichen zwar gegen W hin - verursacht durch die Erosion - teilweise in die Luft aus und gehen so zum Teil für den Beobachter verloren. Gegen E hin werden sie dagegen immer mehr von der mächtiger werdenden 3. Schuppe der Inntaldecke überfahren und verdeckt.

Aber zurück zu Profil 5:

Der Span der 1. Schuppe der Inntaldecke, der zwischen der Lechtaldecke und deren Schuppe eingekeilt ist, besitzt nun neben dem Muschelkalk sicher auch bereits Reichenhaller Schichten, die man bei den folgenden Profilen dann auch schon anstehend vorfindet. Leider liegt nun diese 1. Schuppe der Inntaldecke völlig verdeckt unter dem Karschutt des Vorderen Dammkares. Dies hat H. JERZ & R. ULRICH (1966) dazu bewogen, die Schuppe in Profil 3-Mittenwald auch nicht mehr einzuzuzeichnen. Hätte man sie allerdings wenigstens angedeutet, so wären wahrscheinlich einige (weitere) Fehler in der Ausdeutung der Tektonik vermieden worden. Denn daß dieser Muschelkalkspan, nur weil man ihn an dieser Stelle unter dem Karschutt gerade nicht sieht, schlagartig zu existieren aufhört, ist nicht anzunehmen. Dagegen spricht alles für eine weitere Existenz dieser 1. Schuppe der Inntaldecke in Form des Reichenhaller Bandes N des Predigtstuhls (1920 m) und NE des Bärälpls (siehe die nächsten Profile).

Die 3. Schuppe der Inntaldecke überfährt nun die 2. Schuppe der Inntaldecke auf einer relativ flachen Schubbahn vollends und die 2. Schuppe der Inntaldecke bleibt von nun an in dem hier beschriebenen Gebiet verborgen. Daß sie aber nicht hier endet, sondern zumindest noch ein Stück weit im Untergrund vorhanden ist, darf angenommen werden. Wie weit und in welcher Ausbildung man sie allerdings noch in der Tiefe vermuten darf, vermag ich derzeit noch nicht zu sagen. Von der Schuppe der Lechtaldecke ist nur noch die steile Nordwand aus Wettersteinkalk der Lokalität "Auf dem Damm" aufgeschlossen, alles andere wurde ebenfalls schon von der 3. Schuppe der Inntaldecke überfahren. Die Reichenhaller Schichten der Lokalität "Auf dem Damm" gehören also demnach zur 3. Schuppe der Inntaldecke. - Im S in der Nähe der Kirchlbachklamm zieht die Grenze zwischen der 3. Schuppe der Inntaldecke und dem Hauptkörper der Inntaldecke vom Brunnsteinkarl herab. Auch hier wird wieder Wettersteinkalk von Wettersteinkalk getrennt.

Profil 6 (2-Mittenwald)

Das Profil 2 der Profiltafel zu Blatt Mittenwald ist auch bei A. TOLLMANN 1973: 153, Abb. 76 oben, abgebildet. A. TOLLMANN bietet dabei einen besseren Einblick in den Tiefgang der Tektonik. Auf seinem Profil sieht man im N wieder die Lechtaldecke. Auf ihr liegt der Gipfelaufbau der Larchetfleckspitze (=Lerchfleckspitze) und des Predigtstuhls. Es handelt sich bei diesem Gewölbe aus Reichenhaller Schichten, Muschelkalk und Wettersteinkalk eindeutig um die östliche Fortsetzung der Gamsanger-Antiklinale. Genau hier aber verstrickt sich A. TOLLMANN in ganz fundamentale Widersprüche. Während er diese Gamsanger-Antiklinale (wie bereits zuvor erwähnt) auf seiner tektonischen Karte der Nördlichen Kalkalpen (1970) zur Karwendel-Stirnschuppe zählt, ist in beiden Profilen 1973: 153, Abb. 76, davon nichts mehr zu sehen. Denn eine 470 m tiefreichende Störung kann man beim besten Willen nicht als Grenze zwischen einer Decke und ihrer eigenen, früher wahrscheinlich sogar völlig überfahrenen Stirnschuppe deuten! Nun, bei der Übernahme der Profile der Münchener Schule hat A. TOLLMANN offenbar nicht beachtet, daß H. JERZ et al. (1966) eine solche Stirnschuppe (allerdings zu Unrecht) nirgends annehmen. Wenn aber in den beiden Profilen von A. TOLLMANN (1973: 153, Abb. 76) diese Stirnschuppe nicht ersichtlich wird, drängt sich schon die berechnete Frage auf, wo hier überhaupt noch von einer Karwendel-Stirnschuppe der Inntaldecke im Sinne von A. TOLLMANN (1970) gesprochen werden kann! (Ich habe dieses Problem mit zum Teil anderen Argumenten schon bei den Erläuterungen zu Profil 3 beleuchtet; siehe Profil 3). Fahren wir nun aber in den Betrachtungen des oberen Profils (1973: 153, Abb. 76 oben) fort und nehmen wir weiters auch an, es handelt sich im Gipfelaufbau der Larchetfleckspitze tatsächlich um eine Schuppe der Inntaldecke, die - von S herangeschoben - der Lechtaldecke aufliegt (als Schuppe will sie A. TOLLMANN zweifelsohne ja auch verstanden wissen, selbst wenn dies nicht aus dieser Abbildung hervorgeht). Der Gipfel des Predigtstuhls (1920 m) besteht aus Muschelkalk dieser Schuppe. Zwischen diesem Muschelkalk der Schuppe der Inntaldecke und dem Wettersteinkalk der Lechtaldecke befindet sich ein (schon vorhin erwähntes) schmales Band aus

Reichenhaller Schichten. A. TOLLMANN bezieht dieses Band (genauso wie H. JERZ et al. 1966) aus den dahinterliegenden Reichenhaller Schichten der Schuppe der Inntaldecke. Wenn dem so wäre, hätte es aber sicherlich nicht nur die Reichenhaller dermaßen ausgewalzt, sondern auch den darüberliegenden Muschelkalk. Aufgrund der heutigen Streich- und Fallrichtung des Muschelkalks sieht man aber eindeutig, daß ihm nichts passiert ist. Ich kann mir also, obwohl Reichenhaller Schichten sehr mobile Gesteine darstellen, eine solche Art des Transports kaum vorstellen. Ich bin jedoch ebenfalls der Meinung, daß es sich bei diesem Band um einen "abgeschürften" Teil eines mächtigeren Reichenhaller Vorkommens handelt. Ich sehe den Ursprung für diesen Gleitteppich der 3. Schuppe der Inntaldecke allerdings in den Reichenhaller Schichten der 1. Schuppe der Inntaldecke. Daß es bei einer Überschiebung zu einem solchen Abtrennen und Abschürfen kommen kann, ist eigentlich klar. Und in der Tat wurde ja nun die 1. Schuppe der Inntaldecke von der 3. Schuppe der Inntaldecke völlig überfahren. Die weitere Existenz der 1. Schuppe der Inntaldecke beweist aber eben dieses Reichenhaller Band, das wir nun gegen E bis in die Wörnergrube verfolgen können, wo es zwar zunächst ebenfalls von der 3. Schuppe der Inntaldecke überfahren wird. Im Gebiet des Hohen Wörner (2476 m) und der Hochkarspitze (2484 m) erreicht die 3. Schuppe der Inntaldecke heute ihren nördlichsten Punkt, weshalb es eigentlich nicht verwundern sollte, daß gerade hier ammeisten von den darunterliegenden Einheiten verdeckt ist. Aber die 1. Schuppe der Inntaldecke ist damit nicht endgültig in den Untergrund geraten. Vielmehr tritt das charakteristische Reichenhaller Band am unteren Ende des Glaidsteiges (Gjaidsteig) NE der Raffelspitze als sichtbarer Teil der 1. Schuppe der Inntaldecke wieder auf. Als Schuppe entwickelt sich diese Einheit gegen E nun immer eindeutiger und mächtiger, bis sie im hier beschriebenen Arbeitsgebiet im Gelände der Tälespitze (2104 m) ihre größte aufgeschlossene Ausbildung erreicht (O. AMPFERER 1903: 230, Fig. 40). Bereits A. ROTHPLETZ (1888: 448, Fig. 13) hat diesem Reichenhaller Band große Bedeutung beigemessen und so ist es umso verwunderlicher, daß A. TOLLMANN (1970: Tekt. Karte der Nördlichen Kalkalpen, der Westabschnitt) dieses Band NW des Bärälpls nicht eingezeichnet hat. W. HEISSEL (1958), H. JERZ & R. ULRICH (1966) stellen dagegen die Existenz dieses markanten Reichenhaller Streifens NW des Bärälpls nicht in Frage.

Auf meinem Profil 6 werden also von der 3. Schuppe der Inntaldecke alle anderen, bisher erwähnten Schuppen überfahren, teilweise sogar die Lechtaldecke. Von der 1. Schuppe der Inntaldecke sieht man - wie schon gesagt - nur einen Schubspan aus Reichenhaller Schichten. Der entscheidende Fehler zwischen den Profilen 2 und 3 der Profiltafel zu Blatt Mittenwald besteht also in der falschen Verbindung der Reichenhaller Schichten des Predigtstuhls mit denen N der Kirchlspitze (2250 m). Erstere muß man hingegen zur 1. Schuppe der Inntaldecke - und damit zum Muschelkalkspan der Kreuzwand zählen, letztere gehören der 3. Schuppe der Inntaldecke an. Die Grenze des Hauptkörpers der Inntaldecke zur 3. Schuppe der Inntaldecke ist am Kirchlbach anzunehmen. Sie übersetzt nun den Karwendelbach gegen SW und zieht dann bis auf etwa 1550 m Seehöhe bei der Lokalität Kirchlshattseite hinauf. Auf

dieser (orographisch linken) Seite trennt sie nun aber nicht mehr Wettersteinkalk von Wettersteinkalk, wie seit ihrem Eintritt ins Karwendel S der Brunnsteinköpfe, sondern von nun an gegen E werden Reichenhaller Schichten und Muschelkalk der 3. Schuppe der Inntaldecke von Wettersteinkalk des Hauptkörpers der Inntaldecke getrennt.

Profil 7 (1-Mittenwald)

Auf Profil 1 der Profiltafel zu Blatt Mittenwald, und damit auch auf der geologischen Karte selbst, wurde wohl einer der schwerwiegenden Fehler in Bezug auf die Auflösung der Tektonik gemacht. Die Profillinie zieht sich über den Grat der Großkarspitzen zu der im S gelegenen Lokalität Hirschgrübl. Gerade hier liegt einer der entscheidenden Aufschlüsse für die ganze Decken- und Schuppen-tektonik dieses Abschnittes des nördlichen Karwendel. Auf diesem Profil 1-Mittenwald sieht man also Muschelkalk und Wettersteinkalk der Großkarspitzen bis fast auf den Hauptdolomit der Lechtaldecke aufgeschoben. Ein dünnes Raibler Band (in der Lechtaldecke) wird mit Recht unter dem Karschutt vermutet und auch eingezeichnet. Daß man den Muschelkalkspan der Kreuzwand unter dem Schutt des Vorderen Dammkares in Profil 3-Mittenwald aber ebensogut hätte zeichnen können, sei hier nur am Rande erwähnt. - Der Muschelkalk, der jedenfalls bis fast an den Hauptdolomit heranreicht, kommt im S unter dem Wettersteinkalk am Fuße des Tiefkares wieder an die Oberfläche. Darunter, weiter gegen das Karwendeltal sind auch Reichenhaller Schichten sehr schön aufgeschlossen. Daran anschließend kommen die Talschuttbildungen der Larchetalm, die keine Aufschlüsse bieten. Auf der Talsüdseite stehen wieder Muschelkalke an und zwischen diesen und dem Wettersteinkalk der Nordhänge des Pleisenspitzgebietes steckt ein allseits gestörter Keil von Reichenhaller Schichten, der natürlich in das von den Bearbeitern H. FRISCH (1964), H. JERZ & R. ULRICH (1966) angestrebte Bild eines stratigraphischen Fensters überhaupt nicht hineinpaßt (JERZ & ULRICH 1966: 104). Es wird hier der Versuch unternommen, den Wettersteinkalk der Pleisenspitze mit dem der Großkarspitzen zu verbinden. Die Reichenhaller Späne seien demnach an einer steilen Störung eingeklemmt, wobei die eben erwähnten Verfasser nicht nur einem gewaltigen Irrtum unterliegen, sondern sogar soweit gehen, mit einem Satz die tektonische Situation bis zum Karwendelhaus nach diesem Schema zu erklären. Daß man es sich hier aber wohl etwas zu leicht gemacht hat, und die Situation keineswegs so unkompliziert ist, daß man sie mit einem einzigen Satz erklären könnte, glaube ich mit meinen weiteren Ausführungen nachweisen zu können. Ähnlich, wenn nicht gleich, wie die eben erwähnte Ausdeutung mit Hilfe eines stratigraphischen Fensters ist die von O. AMPFERER (1903: 246). O. AMPFERER zählt ebenso diese ganze Schuppe von Scharnitz bis zum Bäralpl zum Hauptkörper der Inntaldecke und läßt das Schuppensystem erst E des Bäralpls beginnen. Wohl aber hat er die Existenz der nördlichen Schuppe - gleichzusetzen mit meiner 1. Schuppe der Inntaldecke - bereits weitgehend vermutet. - Einen weiteren Beweis für das gewaltsame Einpressen von geologischen Fakten in das unrichtige Bild eines stratigraphischen Fensters liefert die Geologische Karte von Bayern, Blatt Mittenwald, selbst: Bei 1300 m in der dem Hirschgrübl benachbarten

Lokalität Kirchlschattseite sieht man ungestörte Reichenhaller Schichten unter dem Muschelkalk, die Reichenhaller Schichten bei ungefähr 1500 m sind dagegen allseits gestört.

Wenn man davon absieht, daß ich im Untergrund nach wie vor meine 1. Schuppe der Inntaldecke annehmen muß und daß ich die Schuppe der Lechtaldecke und die 2. Schuppe der Inntaldecke immer noch annehmen kann, so stimme ich in meinem Profil 7 mit dem Profil 1-Mittenwald von N bis zum Karwendeltal hin überein. In der Lokalität Hirschgrübl, im dazugehörenden unteren Larchetkar und auch in der Kirchlschattseite sieht man aber ganz deutlich das Umbiegen der normalen Lagerung der Schichten in eine inverse. Es wird also hier auf der Südseite des Karwendeltales eine überkippte Mulde gebildet, in deren Kern der Muschelkalk liegt, umhüllt von Reichenhaller Schichten, die an der Überschiebungsgrenze zum Wettersteinkalk natürlich tektonisch stark reduziert sind. Ich darf noch betonen, daß das Umbiegen der Schichten sowohl im Muschelkalk, als auch in den Reichenhaller Schichten zu sehen ist. Es haben diese eben gemachten Feststellungen nun sehr weitreichende Konsequenzen: Das direkte Verbinden des Wettersteinkalkes der Pleisenspitze mit dem der Großkarspitzen wird dadurch unmöglich. Nachdem die 3. Schuppe der Inntaldecke vor der Überschiebung des Hauptkörpers der Inntaldecke wohl die letzte Schuppe gewesen sein kann, wäre ein Zusammenziehen der beiden Wettersteinkalkvorkommen erst möglich, wenn man an die Mulde des Hirschgrübls und des unteren Larchetkars noch eine (bereits erodierte) Antiklinale setzt, von der allerdings im gesamten hier zur Diskussion gestellten Untersuchungsraum jede Andeutung fehlt. Ob es freilich nur bei einer Antiklinale bleiben würde, oder ob ein wesentlich komplizierteres Sattel-Mulden-System einerseits der Überschiebung, andererseits der Erosion zum Opfer gefallen ist, entzieht sich natürlich völlig meinem Abschätzungsvermögen. - Weiters liefert uns diese kleine Muldenbildung den Beweis der Zusammengehörigkeit der normal gelagerten Schuppe W des Bäralpls und der invers gelagerten Schuppe E des Bäralpls, die aus dem inversen Südrand der 3. Schuppe der Inntaldecke hervorgeht. Ihre schrittweise Ausbildung zu ihrer gesamten Mächtigkeit, die im Gebiet des Bäralplkopfes (2323 m) erreicht ist, kann im Gebiet E der Larchetalm beobachtet werden. Freilich stellt dies eine gewaltige tektonische Veränderung dar, die in der großen Bäralpl-Störungszone zum Ausdruck kommt. In Profil 7 wird die Synklinale im südlichen Teil der 3. Schuppe der Inntaldecke mit einer in der Luft angedeuteten Störung versehen. Sie ist zwar weder nachweisbar, noch wird sie hier vorhanden sein. Mir geht es mit dieser "optischen" Maßnahme lediglich darum, die tektonische Schwächezone zu markieren, an der unweit E des Profils 7 der inverse Teil der 3. Schuppe der Inntaldecke vom nördlicher gelegenen normal gelagerten Teil derselben Schuppe abgetrennt wird. Gegen E hin erfolgt also ein völliges Durchtrennen des Muldenkernes. Dieser "Riß" ist der Beginn der Bäralpl-Störungszone. Aus dem südlichen inversen Rest der durchtrennten Mulde geht dann die im E mächtig ausgebildete inverse 3. Schuppe der Inntaldecke hervor. - Daß man dieses Umbiegen in eine inverse Lagerung erst in Profil 7 sehen kann, hat zwei Gründe. Erstens

sind daran die (wie bereits gesagt) sehr ungünstigen N-S-Schnitte der Profiltafel Mittenwald schuld. Hätte man die Profillinien annähernd senkrecht auf das Streichen der Schichten ausgerichtet, könnte man das Umbiegen bereits bei den Profilen 5 und 6 (3 und 2 der Profiltafel Mittenwald) beobachten. Zweitens macht die Grenze zwischen dem Hauptkörper der Inntaldecke und seiner 3. Schuppe nur bei den Lokalitäten Kirchlschattseite, Hirschgrübl und unteres Larchetkar eine Einbuchtung nach S. Das heißt, daß diese Mulde auch nur hier zu sehen und erhalten sein kann, weil überall sonst der Hauptkörper der Inntaldecke weiter vorgerückt ist, und so diese Synklinale gar nicht mehr erhalten ist. Diese beiden Ausbuchtungen gegen Süden führe ich auf Stauchfaltungen, durch E-W-Einengung hervorgerufen, zurück.

Es beginnt nun meine eigene Profilserie und damit die Abkehr von den ungünstigen schleifenden N-S-Schnitten. In den Profilen 8 bis 15 gilt nun unsere ganze Aufmerksamkeit der Entwicklung des inversen Teiles der 3. Schuppe der Inntaldecke und der Ausbildung der Bäralpl-Störungszone, die ihrerseits wiederum den normal gelagerten Teil der 3. Schuppe der Inntaldecke gegen E immer mehr beeinflußt. Dieser Einfluß wird sogar so stark, daß dadurch der normale Teil im Gebiet der Raffelspitze sein Ende findet.

Profil 8

Das charakteristische Reichenhaller Band, das die Lechtaldecke von der 3. Schuppe der Inntaldecke abtrennt, war zuletzt bei der Lokalität Steinklippe anstehend. Von der Steinklippe ostwärts taucht es zuerst unter den Karschutt der Wörnergrube (siehe dieses Profil) und anschließend unter den Wettersteinkalk des Hohen Wörner (3. Schuppe der Inntaldecke), um erst am unteren Beginn des Glaidsteiges wieder aufzutauchen. Wie aus diesem Profil sehr deutlich zu sehen ist, handelt es sich bei diesem Band um den von den Reichenhaller Schichten der 1. Schuppe der Inntaldecke teilweise "abgeschürften" Gleitteppich der 3. Schuppe der Inntaldecke. Der Aufschub der 3. Schuppe der Inntaldecke bewirkt überdies in der Lechtaldecke eine zumindest oberflächen-nahe starke tektonische Reduzierung besonders der Raibler Schichten, aber auch des Wettersteinkalks (H. JERZ & R. ULRICH 1966: 103). Das Nordende der 3. Schuppe der Inntaldecke mit seinem an der Basis durch die Überschiebung stark reduzierten Muschelkalk und dem darauf liegenden Wettersteinkalk fällt anfangs mittelsteil nach S ein und wird in der Gegend des Mittleren Tiefkares wieder flacher, um dann neuerlich steiler gegen S abzutauchen. Dies ist der Beginn einer Antiklinale, die Ndes durchgesicherten Muldenkernes liegt (siehe weiter unten). Sie ist als ein (vergeblicher) Versuch der Schuppe zu werten, durch plastische Verformung ein Durchscheren des Muldenkernes zu verhindern. Diese Antiklinale wird gegen E vorerst immer ausgeprägter, was sich auf den hier noch S-fallenden Nordteil der Schuppe im folgenden auswirken wird. Der Nordteil wird nämlich durch diese Aufwölbung von S her immer mehr hochgehoben, was letztlich ein relativ steiles N-Fallen (siehe Profil 12) bewirkt. Sowohl der Übergang aus der Antiklinale in die hier bereits durchtrennte Synklinale und diese selbst sind vom Talschutt verdeckt. Erst die steil

auftragenden Wettersteinkalkwände der Larchetkarspitze (2541 m), die bereits dem Hauptkörper der Inntaldecke zuzuordnen sind, sind S des Talschuttes des Schafstallbodens wieder aufgeschlossen. Dieser Wettersteinkalk wird in Talnähe teilweise brecciös, was auf die geringe Entfernung zur (wegen des Talschuttes nicht aufgeschlossenen) Grenze zwischen dem Hauptkörper der Inntaldecke und ihrer 3. Schuppe hinweist. Näheres zu dieser "Überschiebungsbreccie" jedoch in den Erklärungen zu Profil 9. In den folgenden Profilen sind nun die tektonischen Umwälzungen in der 3. Schuppe der Inntaldecke, die aus der hier noch größtenteils normalen Lagerung nun in eine zur Gänze inverse Lagerung übergeht, zu beachten. Ausgangsgebiet für diese totale Veränderung ist die in diesem Profil noch relativ unbedeutende Störung, die die Synklinale (Fortsetzung der aufgeschlossenen Mulde S der Larchetalm) zerrissen hat, und die sich nun gegen E zur großen Störungszone (Bäralpl-Störungszone) ausweitet. Ferner zeigen die nun folgenden Profile die direkten Auswirkungen dieser Störungszone auf den Nordteil der 3. Schuppe der Inntaldecke (Bildung einer Antiklinale = Raffelspitz-Antiklinale).

Profil 9

Im N ist der normal gelagerte Teil der 3. Schuppe der Inntaldecke mit Wettersteinkalk bis zu den Raibler Schichten der Lechtaldecke aufgeföhren (ich meine damit natürlich nur die heutige, durch die Erosion bedingte Situation). Die 1. Schuppe der Inntaldecke sowie die Schuppe der Lechtaldecke befinden sich nun im Untergrund, von der 3. Schuppe der Inntaldecke vollkommen überfahren. Die 2. Schuppe der Inntaldecke, für die (wenn sie überhaupt noch vorhanden ist) ganz dasselbe gilt, wollen wir von nun an gänzlich aus unseren Betrachtungen streichen. Es ist ihre weitere Existenz im hier behandelten Gebiet weder zu beweisen, noch zu widerlegen. - Im Gebiet des Talbodens des Karwendeltales sieht man - zwar vom Schutt verdeckt - nun den zerrissenen Muldenkern und damit (wie bereits erwähnt) den Beginn der Bäralpl-Störungszone. Gleich S daran befindet sich die entstehende inverse Einheit der 3. Schuppe der Inntaldecke, deren Reichenhaller Schichten im Bereich der steilen (meist etwa 80° fallenden) Überschiebungsbahn des Hauptkörpers der Inntaldecke auf ebendiese Schuppe wieder aufgeschlossen sind. Sehr interessant ist die von hier gegen E bis in den Schlauchkargraben hinein verfolgbare "Überschiebungsbreccie". Sowohl der Wettersteinkalk des aufgeschobenen Hauptkörpers der Inntaldecke, als auch die Reichenhaller Schichten der überfahrenen inversen Einheit der 3. Schuppe der Inntaldecke sind in unmittelbarer Umgebung der Überschiebungsbahn brecciös ausgebildet. In den zum Teil sehr mächtigen Reichenhaller Breccien finden sich häufig Wettersteinkalkgerölle jeder Größe. Wesentlich seltener sind hingegen kleine Reichenhaller Bruchstücke im mylonitisierten und brecciösen Wettersteinkalk zu beobachten. Diese Wettersteinkalkbreccie ist auch viel geringer mächtig. Ich möchte an dieser Stelle betonen, daß die inverse Lagerung der Reichenhaller Schichten des eben beschriebenen Gebietes an der Südseite des Karwendeltales (siehe Profil 9 und 10) bereits eindeutig ist, sodaß der westliche Beginn der Bäralpl-Störungszone etwa im Gebiet S des Karwaldes oder des Großen Schafstallbodens

anzunehmen ist, selbst wenn hier die Talschuttbildungen keinen Aufschluß zulassen. Die Überschiebungsgrenze zwischen dem Hauptkörper der Inntaldecke und ihrer 3. Schuppe ist in diesem Profil an der Talsohle aufgeschlossen.

Profil 10

Von ihrem nördlichen Beginn bis zur Hochkarspitze (2424 m) ist die Profillinie die gleiche wie in Profil 9. Erst von der Hochkarspitze gegen S verläuft der Profilschnitt E von Profil 9, wodurch sich besonders in dem von der 3. Schuppe der Inntaldecke verdeckten Untergrund praktisch nichts Wesentliches geändert hat. Was nun aber sehr augenscheinlich wird, ist die bereits sehr ausgeprägt gewordene (Raffelspitz)-Antiklinale. Während in Profil 8 der nördlichste Teil der Schuppe noch relativ stark S-fallend war, liegen die Schichten, die den Gipfelaufbau der Hochkarspitze bilden, nun sehr flach. Wie sehr schön zu erkennen ist, konnte die Antiklinale den Bruch der südlich daran anschließenden Synklinale nicht verhindern. Im Gegenteil, die Bäralpl-Störungszone gewinnt hier bereits sehr an Bedeutung. Deutlich sind bereits die später im Bäralpl mächtigen Reichenhaller Breccien, Kalke und Dolomite zu sehen, und mit diesen der aus dem geborstenen Muldenkern stammende Muschelkalk, der später im Bäralpl-graben völlig diskordant anstehend zu betrachten ist. Der inverse abgescherte Südflügel der gebrochenen Mulde, also die entstehende inverse 3. Schuppe der Inntaldecke ist mit Reichenhaller Schichten wieder aufgeschlossen. Dabei ist das Kuriosum erwähnenswert, daß Wettersteinkalk des Hauptkörpers der Inntaldecke in einem kleinen Bereich (siehe auch Profil 11 und 12) von seiner Einheit fast gänzlich abgetrennt wurde, und so im N, S und E von Reichenhaller Schichten der inversen 3. Schuppe der Inntaldecke umrahmt wird. Was den Untergrund betrifft, so möchte ich hier nur erwähnen, daß man unter dem Hauptkörper der Inntaldecke nun immer mehr mit der sogenannten Jungschichtenzone der Lechtaldecke zu rechnen hat, nachdem diese schon unweit E des Hochalmsattels anstehend vorliegt. Auf das Problem der Jungschichtenzone soll in dieser Arbeit zu einem späteren Zeitpunkt noch genauer eingegangen werden. Was den Hauptkörper der Inntaldecke selbst betrifft, so ist A. TOLLMANNs (1970) sogenannte Ödkar-Antiklinale (wie aus meinen Profilen ersichtlich ist) im wesentlichen zu bestätigen.

Profil 11

Was hier sofort ins Auge sticht, ist die gewaltige Ausbildung der Antiklinale S der Raffelspitze (daher Raffelspitz-Antiklinale), die nun bereits ein ausgeprägtes N-Fallen des nördlichen Teiles der normal gelagerten 3. Schuppe der Inntaldecke bewirkt. Ich möchte hiezu betonen, daß man das beginnende Umbiegen, also den Sattel selbst, innerhalb der Reichenhaller Schichten beobachten kann, da die (in diesem ganzen Gebiet leider sehr ausgedehnten) Hangschuttbildungen nicht so hoch hinaufreichen. Eine weitere Tatsache ist, nachdem wir nun zum ersten Mal E des Hochkares sind, daß der Muschelkalk in diesem Profil erst bei 1700 m über den Reichenhaller Schichten ansteht, während er W des Hochkares (aufgeschlossen) bei 1500 m bereits in den Wettersteinkalk übergeht. Dafür gibt es folgende Erklä-

rung: Hervorgerufen durch die Aufwölbung in eine Antiklinale haben wir nun durch den geringeren Platzverbrauch im Gebiet dieser starken Stauchung eine ausgeprägte Versetzung des Komplexes nach N. Dieser Nordversatz wird selbstverständlich gegen N mit zunehmender Entfernung von der Störungszone immer geringer. Die "Versetzungsstörung" ist durch das Hochkar zu ziehen. Auffallend ist weiters die geringe Mächtigkeit des Muschelkalkes; die Ursache dafür ist eine tektonische Reduzierung. Die Reichenhaller Schichten hingegen können sehr mächtig angenommen werden, wobei auch dafür der Grund ein tektonischer ist. Diese große Mächtigkeit ist zwar nicht direkt ersichtlich (siehe Profil 11), kann aber getrost angenommen werden, nachdem eine ähnliche Mächtigkeit (ebenfalls tektonische Ursache) im unweit östlich gelegenen Bärälpl von jedem als aufgeschlossene Tatsache angesehen werden muß. Der Südflügel der Antiklinale der an und für sich normal gelagerten Einheit der 3. Schuppe der Inntaldecke ist nun auch invers anzunehmen, sodaß wir in der Tiefe wieder Muschelkalk und Wettersteinkalk vermuten können. Was hier - zugegebenermaßen - nur theoretisch vorhanden ist, sollte allerdings keineswegs als etwas Unmögliches gewertet werden, denn auch diese beiden Gesteine werden wir E der Raffelspitze in ebendieser - ohne Zweifel sehr komplizierten - Lagerung anstehend vorfinden (siehe dazu die weiteren Erläuterungen). - Südlich der Bärälpl-Störungszone, die von zwei hier noch steil NW-, später etwa N-fallenden großen Störungen eingefasst ist, liegt die (nur im allersüdlichsten Teil aufgeschlossene) inverse Einheit der 3. Schuppe der Inntaldecke. Ihre verkehrte Lagerung ist in diesem Profil bereits völlig außer Diskussion zu stellen. Die dabei von mir unter dem Talschutt angenommenen Muschelkalke und Wettersteinkalke sind ebenso als sicher zu betrachten, denn im Gebiet der Angeralm und des Bärälpkopfes sind beide in voller Ausbildung von jedermann zu betrachten. Daß sie bis zu ihrem Auftauchen aus dem Talschutt im gerade erwähnten Gebiet eine Entwicklung durchmachen mußten, liegt auf der Hand, denn aus dem Nichts sind sie sicher nicht entstanden. Eine ähnliche Entwicklung ist ja auch bei der 1. Schuppe der Inntaldecke sehr schön zu beobachten: Aus dem kleinen Muschelkalkspan S der Kreuzwand, zuerst in der Nähe der Mittenwalder Hütte überhaupt nur mit einer Störung beginnend, entwickelt sich im Gebiet S des Tortales eine Schuppe von beeindruckender Mächtigkeit. Auf den vom Hauptkörper der Inntaldecke und der 3. Schuppe der Inntaldecke verdeckten Untergrund weiter einzugehen, glaube ich, ist nicht nötig, da das Profil (wie ich hoffe) alles auszudrücken vermag, und sich eigentlich gegenüber dem vorherigen Profil kaum etwas geändert hat.

Profil 12

Sehr schön ist wieder die S der Raffelspitze gelegene Antiklinale zu sehen (von N bis zur Raffelspitze sind die Profillinien 11 und 12 identisch). Durch die immer mächtiger werdende Bärälpl-Störungszone wird nun allerdings diese Antiklinale immer mehr eingeengt. Ihre größte Ausbildung hatte sie in Profil 11. Die inverse 3. Schuppe der Inntaldecke ist mit ihren Reichenhaller Schichten nun schon sehr schön aufgeschlossen. Zu beachten ist auch, daß die 1. Schuppe der Inntaldecke mit ihren Reichenhaller

Schichten bereits sehr bald wieder aufgeschlossen sein wird, wir müssen daher den teilweise "abgeschürften" Reichenhaller Gleit-teppich schon sehr oberflächennahe annehmen.

Profil 13

Mit Profil 13 erreichen wir das tektonisch vielleicht komplizier-
teste Gebiet des Raumes Karwendeltal. Ich meine damit das Bäralpl
und seine unmittelbare Umgebung. Eine genauere Erläuterung er-
scheint mir deshalb unerlässlich.

Von N ausgehend sehen wir (seit langem) erstmals wieder Wetter-
steinkalk der unterlagernden Lechtaldecke anstehend. Dies ist
bereits ein Zeichen, daß wir wieder (das erste Mal seit Profil 8)
besseren Einblick in die Verhältnisse der Tiefe erwarten können,
da die 3. Schuppe der Inntaldecke - bedingt durch die Erosion -
nicht mehr so weit nach N reicht. Und in der Tat ist nun das
Reichenhaller Band in seiner meist brecciösen Ausbildung sehr
schön zu sehen (A. ROTHPLETZ 1888: 448; O. AMPFERER 1912, Geol.
Karte; W. HEISSEL 1958: Tekt. Karte; H. JERZ & R. ULRICH 1966:
13). Nachdem dieses Reichenhaller Band N des Bäralplkopfes (2324 m)
zum Teil schon sehr an Mächtigkeit gewinnt, können wir annehmen,
daß es sich dabei nicht mehr bloß um einen "abgeschürften" Gleit-
teppich (wie bisher) handelt, sondern daß es bereits zumindest
als Übergang zum normalen - freilich tektonisch beanspruchten -
Schichtpaket gewertet werden darf. Man beachte auch in der Tiefe
die zunehmende Mächtigkeit der 1. Schuppe der Inntaldecke, mit
der unbedingt gerechnet werden muß, da eine noch größere Mächtig-
keit dieser Schuppe zwischen Tortal und Tälelespitze eine un-
bestreitbare Tatsache ist. Die Annahme, daß bereits seit geraumer
Zeit (etwa ab Profil 11) Wettersteinkalk als unterstes, natürlich
tektonisch stark reduziertes Schichtglied der inversen 1. Schuppe
der Inntaldecke vorhanden sein muß, ist also durchaus nicht un-
gegründet. Im Untergrund, auf die 1. Schuppe der Inntaldecke auf-
geschoben, ist die Schuppe der Lechtaldecke anzunehmen. Freilich
ist - zumindest beim derzeitigen Stand der Kenntnisse - über
ihren internen Bau keine Aussage möglich. Die weiteren Unter-
suchungen müssen überhaupt erst zeigen, ob sie im östlichen
Karwendel wieder auftaucht oder nicht. Auf die 1. Schuppe der
Inntaldecke und die Schuppe der Lechtaldecke ist die 3. Schuppe
der Inntaldecke aufgeföhren. In diesem Profil zeigt sie am besten,
wie zerrüttet sie aufgrund der in ihr aufgetretenen tektonischen
Umwälzungen geworden ist. Ihr normal gelagerter Teil ist voll-
kommen zertrümmert und sein baldiges Ende kündigt sich bereits
sehr drastisch an. Der inverse Teil der 3. Schuppe der Inntal-
decke wird immer mächtiger und seine Ausbildung geht ohne große
Störungen vor sich. Die Bäralpl-Störungszone ist nun schon ein
ganz bedeutendes Element dieser 3. Schuppe geworden. Die Profil-
linie wurde absichtlich so gewählt, daß man die Beeinflussung
der Störungszone auf den normalen Teil der 3. Schuppe der Inntal-
decke in zweifacher Weise sehen kann: Ich habe bereits zuvor
gesagt, daß die steilen Störungen, die die Bäralpl-Störungszone
umrahmen, aus dem zuerst NW-Fallen in ein nahezu westliches Ein-
fallen umschwenken, das heißt, daß das generelle Streichen der
ganzen Störungszone die NE-SW-Richtung verläßt und gegen N (im
Bäralpl selbst) einschwenkt. Nachdem durch dieses Abbiegen nach
N aber die bisher zu beobachtende normale Einheit der 3. Schuppe

der Inntaldecke abgeschnitten wird, bedeutet dies, daß die Bär-alpl-Störungszone einen enormen Einfluß auf diese normale 3. Schuppe ausgeübt haben muß. Und dieser Einfluß ist im Gelände auch tatsächlich in überaus eindrucksvoller Weise zu sehen: E des Bäralpls ragen steile Wände auf. Sie bestehen aus N-S(!) streichendem, praktisch saiger stehendem Wettersteinkalk, an den gegen W ebenfalls N-S-streichender und senkrecht stehender Muschelkalk anschließt (diese Streichrichtung ist der Grund, daß man in dem N-S-Profil 13 natürlich genau auf eine einzige Schichtfläche des Muschelkalkes sieht). Dieser Muschelkalk bildet sogar einen Gipfel, P-2072, E der Raffelspitze. Die beiden völlig diskordant gelagerten Gesteinspakete (Wettersteinkalk und Muschelkalk) sind sehr stark tektonisch reduziert und gehen beide gegen die Tiefe zu aus ihrer senkrechten in eine flachere Lagerung über, was im Gelände sehr gut zu beobachten ist. Gegen W schließt an den Muschelkalk des P-2072 an einer steilen N-S-Störung schließlich der Wettersteinkalk der normal gelagerten 3. Schuppe der Inntaldecke an. Dieser baut den Gipfel der Raffelspitze auf. Es liegt also - vom Bäralpl mit seinen Reichenhaller Schichten kommend - folgende diskordante Abfolge vor uns: Wettersteinkalk, Muschelkalk, Wettersteinkalk. Für diese in der Tat sehr außergewöhnliche Abfolge gibt es allerdings eine sehr einfache Erklärung: Denn die diskordanten Muschelkalke und Wettersteinkalke E der Raffelspitze haben wir schon in den Profilen 11 und 12 in der Tiefe angenommen. Dort bildeten sie den überkippten Südflügel der S der Raffelspitze gelegenen Antiklinale, deren Sattel - um es nochmals zu betonen - in den im Kern befindlichen Reichenhaller Schichten aufgeschlossen ist. Das Streichen dieses Südflügels in Profil 11 und 12 ist ähnlich dem der Bäralpl-Störungszone anzunehmen. Mit dem Umschwenken dieser Störungszone gegen N im Bäralpl selbst, wird auch die Raffelspitz-Antiklinale in ein N-Streichen gleichermaßen hineingezwungen. Dies hat erstens eine kräftige Einengung zur Folge (der mobile Reichenhaller Kern wird ausgequetscht) und zweitens bewirkt dies das sonderbare N-S-Streichen und die Saigerstellung von Muschelkalk und Wettersteinkalk. Wir sehen also in Profil 13 in der 3. Schuppe der Inntaldecke nun genau erklärt folgende Einheiten: Deutlich erkennbar ist der N-S-streichende und saigere Gipfelaufbau aus Muschelkalk des P-2220 und des P-2072. Unmittelbar darunter gegen S ist der noch nicht völlig N-S-streichende und noch nicht ganz senkrechte Wettersteinkalk zu sehen. Diese beiden Gesteinskomplexe sind also die von der Bäralpl-Störungszone abgedrängten Schichtpakete des ehemaligen überkippten Südflügels der Raffelspitz-Antiklinale. Der Profilschnitt gestattet uns gleichzeitig einen Blick auf den direkt S daran anschließenden Rest des Nordteiles derselben nun schon auf ein Minimum tektonisch reduzierten Antiklinale. Begreiflicherweise ist hier der Südteil der Raffelspitz-Antiklinale nicht mehr zu sehen, weil er ja gegen N gleichsam "abgedrängt" wurde, wie gerade eben erklärt wurde. An einer steilen Störung, die sicherlich so tiefgreifend ist, daß sie bis zur Überschiebungsbahn über die 1. Schuppe der Inntaldecke reicht, schließt nun die Bäralpl-Störungszone an. Daran fügt sich gegen S an einer gleichwertigen zweiten großen Störung die praktisch ungestörte inverse Einheit der 3. Schuppe der Inntaldecke.

Profil 14

Dieses Profil spiegelt nun die tektonischen Verhältnisse in einem N-S-Schnitt durch das Bäralpl wider. Die normal gelagerte Einheit der 3. Schuppe der Inntaldecke ist verschwunden, sie hat durch den immer größer gewordenen Druck, den die Bäralpl-Störungszone auf sie ausgeübt hat, aufgehört zu existieren. Wir sehen (aufgeschlossen!) die gewaltigen Dimensionen der Reichenhaller Schichten des Bäralpls. Daß diese Mächtigkeit, wie schon O. AMPFERER (1903: 235) anführt, tektonischen Ursprungs ist, glaube ich mit meinen bereits gemachten Feststellungen bestätigt zu haben. Eine einheitliche Streich- und Fallrichtung innerhalb der Reichenhaller Schichten ist nur für sehr begrenzte Teilbereiche feststellbar. Neben den Breccien, die oberflächlich zu Rauhwacken verwittern, sind zum Teil recht mächtige Kalk-Dolomit- und Mergellagen, lokal noch schön in ihrem Schichtbestand erhalten, zu beobachten. Das Bäralpl ist übrigens eine der wenigen Stellen im Karwendel, wo O. AMPFERER unrichtiges Kartieren nachgewiesen werden kann. Dies ist wohl auch die Ursache für seine falsche tektonische Ausdeutung (1903: 235, 236).

- Der von mir bereits seit einigen Profilen unter dem Talschutt angenommene Muschelkalk am Südende der Störungszone (bzw. im im Bäralpl selbst bereits am Südost- bis Ostende) steht nun - zwar sowohl intern, als auch gegenüber seiner Umgebung diskordant gelagert - im Bäralplgraben sehr schön an. Die orographisch linke Steilwand, die diesen Graben begrenzt, besteht bereits aus dem Wettersteinkalk der nun praktisch voll ausgebildeten inversen Einheit der 3. Schuppe der Inntaldecke. Die zuerst südliche und nun östliche Grenze der Störungszone ist im Bäralplgraben somit aufgeschlossen und ihre Verlängerung gegen N wird von der steilen Wettersteinkalk-Westwand des Bäralplkopfes (2326 m) deutlich angezeigt. Daß meine bisherige Annahme, den Wettersteinkalk der inversen Einheit der 3. Schuppe der Inntaldecke bereits seit einigen Profilen zu zeichnen, richtig war, zeigt nun das Profil 14. Er ist hier bereits schön erschlossen. Zwischen dem Wettersteinkalk und den ebenfalls aufgeschlossenen Reichenhaller Schichten fehlt nur noch der Muschelkalk, der zwar hier noch vom Talschutt verdeckt ist, der aber nur unweit E von Profil 14 in Profil 15 bei den Kälberböden (E der Angeralm) ansteht. Zur Verdeutlichung der Situation ist hier hinter Profil 14 bereits ein Teil von Profil 15 gezeichnet, wodurch man all das eben Behauptete bereits sehen kann. Zu beachten ist hier schon in diesem Teilprofil 15, daß das charakteristische Reichenhaller Band der 1. Schuppe der Inntaldecke sichtbar ist. Zu dieser 1. Schuppe muß aber noch mehr gesagt werden: Sie wird nämlich aufgrund der mächtigen Schuttbildungen im nördlichen Teil des Bäralpls (Bergsturz- und Moränenmaterial sowie Hangschutt) noch einmal verdeckt. Die Reichenhaller Schichten tauchen also als Band zwischen dem Wettersteinkalk der Lechtaldecke und dem der 3. Schuppe der Inntaldecke im nordöstlichen Bereich des Bäralpls etwa bei der Staatsgrenze unter den Schutt ein. Aufgeschlossen bleibt lediglich die eben genannte, tektonisch stark reduzierte Wettersteinkalkwand der Lechtaldecke. Mit ihrem Einfallen gegen S ist auch ungefähr die Überschiebungsbahn markiert. NW des Bäralpls, etwas S von P-2006, kommt das Band wieder ans Tageslicht

(siehe Profil 15) und ist nun weit gegen E verfolgbar (H. JERZ & R. ULRICH 1966: 13). Es scheint mir keineswegs vermessen, das Reichenhaller Band NW des Bäralpls mit dem NE des Bäralpls gleichzusetzen, genauso wie es vor mir A. ROTHPLETZ (1888), O. AMPFERER (1903, 1912), W. HEISSEL (1958) sowie H. JERZ & R. ULRICH (1966) bereits getan haben. Lediglich A. TOLLMANN (1970) hat - wie bereits gesagt - dieses markante Reichenhaller Vorkommen nicht richtig eingezeichnet. Und wenn man diese beiden Reichenhaller Bänder ein- und demselben System zuordnet, so scheint mir der Schritt, sie unter dem Schutt des Bäralpls (also zwischen dem Wettersteinkalk der Lechtaldecke im N und den Reichenhaller Schichten der Bäralpl-Störungszone im S) zu verbinden, kein großer zu sein. Genau dies habe ich in Profil 14 getan - und durch das dahinterliegende Teilprofil 15 auch gleichzeitig die soeben beschriebene Fortsetzung gegen E angezeigt. Ich bin also der Meinung, daß die inverse 1. Schuppe der Inntaldecke (von einer Aufschlußlücke im Wörner-Hochkarspitz-Gebiet abgesehen) von der Kreuzwand im W bis hierher auf alle Fälle zu beobachten ist - und wie wir noch sehen werden, reicht diese 1. Schuppe der Inntaldecke noch mindestens bis ins Johannestal. Nachdem die 1. Schuppe der Inntaldecke mit dem Hauptkörper der Inntaldecke natürlich früher verbunden war, gehe ich mit den Verfassern O. AMPFERER, W. HEISSEL, H. JERZ & R. ULRICH konform (siehe oben), denn auch diese Bearbeiter zählen das Reichenhaller Band in der einen oder anderen Form zur Inntaldecke. Was sich - einmal abgesehen von meiner Zuordnung zur 1. Schuppe der Inntaldecke - diesen Autoren gegenüber ändert, ist hauptsächlich die Ausdehnung nach Westen: O. AMPFERER und vor allem H. JERZ & R. ULRICH ziehen es noch relativ weit gegen W, während W. HEISSEL das Band auf der allerdings dafür im Maßstab sehr kleinen Tektonischen Karte (1958) offenbar nur bis etwa N der Raffelspitze annimmt. Nur A. TOLLMANN (1970) zählt das - für ihn erst NE des Bäralpls beginnende - Reichenhaller Band zu einer weit über das Johannestal hinausreichenden inversen Schuppe der Lechtaldecke (!). Diese Deutung und Zuordnung kann ich allerdings aufgrund meiner bisherigen Untersuchungen absolut nicht stützen.

Profil 15

Das Bild wird beherrscht von der mächtigen, ungestörten inversen 3. Schuppe der Inntaldecke, die uns nun bis zum Johannestal hin begleiten wird. Gut zu beobachten ist das Reichenhaller Band, das Wettersteinkalk der 3. Schuppe der Inntaldecke und Wettersteinkalk der Lechtaldecke voneinander trennt, und das uns weiterhin die Existenz der 1. Schuppe der Inntaldecke beweist. Unter dem Hauptkörper der Inntaldecke muß die Jungschichtenzone der Lechtaldecke bereits als sehr bedeutend angenommen werden. Einer der Gründe für diese Annahme ist der E des Hochalmsattels auftretende Muschelkalk des Hauptkörpers der Inntaldecke, der demnach auch hier schon in entsprechend geringer Tiefe unter dem Wettersteinkalk anstehen muß. Unter diesem Muschelkalk sind die Reichenhaller Schichten als gesichert zu betrachten, während Buntsandstein ziemlich fraglich ist. Damit ist aber auch die Schichtfolge des Hauptkörpers der Inntaldecke beendet, womit man zwangsläufig mit etwas Neuem zu rechnen hat, in diesem Fall

eben mit der Jungschichtenzone. Nachdem diese ohnehin unter den Reichenhaller Schichten und dem Muschelkalk des Hauptkörpers der Inntaldecke bereits unweit E des Hochalmsattels zu sehen ist, glaube ich - sind die in diesem Profil 15 angedeuteten Verhältnisse kaum noch zu verwerfen. Mit Profil 15 sind wir also in einen neuen tektonischen Abschnitt getreten, und zwar in den von Scharnitz kommenden vierten und letzten Abschnitt. Wollen wir nun aber nochmals kurz die Ereignisse im kompliziertesten Abschnitt der 3. Schuppe der Inntaldecke zusammenfassen. Dies soll anhand meiner tektonischen Karte geschehen (s. Beil.). Sie soll vor allem zeigen, was im Anstehenden zu sehen ist (was also als Tatsache unwiderlegbar ist) und was Deutung bleiben muß (und immer Deutung bleiben wird), nachdem gerade in diesem Abschnitt des Karwendeltales die ausgedehnteste Schuttbedeckung des ganzen Gebietes die Geländearbeit sehr erschwert. Tatsache ist also, daß der Muschelkalk N des Karwaldes bei 1500 m bereits in Wettersteinkalk übergeht, während er im Hochkar bei 1700 m über den Reichenhaller Schichten erst beginnt. Weiters ist die Sattelstruktur innerhalb der Reichenhaller Schichten S der Raffelspitze zu sehen. Nicht zu bezweifeln sind auch die N-S-streichenden Muschelkalke und Wettersteinkalke zwischen dem etwa E-W-streichendem Muschelkalk der Raffelspitze und den Reichenhaller Schichten des Bäralpls. Prachtvoll aufgeschlossen sind die wirr gelagerten mächtigen Reichenhaller Schichten des Bäralpls und gegen E an diese anschließend die nicht minder tektonisch beanspruchten Muschelkalke des Bäralplgrabens. Darauf folgt (wieder gegen E) die mächtige inverse Einheit der 3. Schuppe der Inntaldecke, deren verkehrte Lagerung bereits unweit E der Spritz eine Tatsache ist. Letztlich ist auch das in den S der Larchetalm gelegenen Lokalitäten zu beobachtende Umbiegen der normalen 3. Schuppe der Inntaldecke in die inverse Lagerung eindeutig. Das sind also die Fakten, die zusammen mit dem im Untergrund (Schuttbedeckung) Vermuteten - nochmals kurz erwähnt - folgendes tektonisches Gesamtbild ergeben: Der im Gebiet der Larchetalm noch intakte Muldenkern zerreißt etwa im Raum S des Schafstallbodens. S der von hier aus einer Störung entstehenden ausgeprägten Störungszone entwickelt sich nun bald die sehr mächtige inverse Einheit der 3. Schuppe der Inntaldecke. N davon versucht die normale Einheit der 3. Schuppe der Inntaldecke der immer größer werdenden Platzeinengung durch zunächst plastische Verformung (Bildung eines Sattels = Raffelspitze-Antiklinale) Herr zu werden, was ihr allerdings nicht gelingt. Die immer stärker werdende Einengung verursacht vorerst eine lokale Nordversetzung der Schichten (die Störung zieht durch das Großkar). Mit dem Einschwenken der Bäralpl-Störungszone in nördliche Richtung werden auch die Bauelemente der normalen 3. Schuppe der Inntaldecke gegen N gedreht und teilweise abgequetscht. Dadurch wird letztlich sogar die Existenz der ganzen normalen 3. Schuppe der Inntaldecke gewaltsam beendet. Die (zwar durch das Abquetschen) teilweise unterbrochene Verbindung von Muschelkalk und Wettersteinkalk des unter dem Schutt verborgenen inversen Südflügels der Raffelspitze-Antiklinale mit dem anstehenden Muschelkalk und Wettersteinkalk E der Raffelspitze wird dadurch offenkundig. Die Muschelkalke des Bäralplgrabens haben ihre Herkunft aus dem zerrissenen Muldenkern,

die Mächtigkeit der Reichenhaller Schichten des Bäralpls selbst ist nur durch tektonische Anschoppung erklärbar. Ich habe vorhin das Karwendeltal in vier tektonisch wichtige Abschnitte gegliedert. Von Scharnitz kommend durchläuft das Tal vorerst den Hauptkörper der Inntaldecke und zwar etwa in Richtung N30E. Nun gelangt man in die normale 3. Schuppe der Inntaldecke, die Talrichtung verläuft etwa N50E. Vom Schafstallboden bis etwa zum Koatwaldleger ist die Richtung N60E, was genau der Anfangsrichtung der Bäralpl-Störungszone entspricht (diese biegt ja erst etwa hier beim Koatwaldleger in ein N-S-Streichen ein). Der vierte und letzte Abschnitt des Tales ist innerhalb der inversen 3. Schuppe der Inntaldecke. Hier herrscht ungefähres E-W-Streichen vor.

Profil 16

Unter der 1. Schuppe der Inntaldecke ist im N die Lechtaldecke zu sehen. Aufgeschlossen sind ihre Gesteine vom Hauptdolomit bis zu den Partnachschichten, die aber den Wettersteinkalk nur in seinen tieferen Teilen vertreten. A. TOLLMANN (1973: 39, Abb. 16) und auch schon frühere Bearbeiter nehmen an, daß es sich hierbei um einen zum Teil überkippten Nordschenkel einer Antiklinale handelt. Dies ist auch in der Tat anzunehmen; ich will diese Antiklinale nach drei markanten Gipfeln Kreuzwand-Torkopf-Stuhlkopf-Antiklinale nennen. Von ihr wurde im Westen ja auch die Sulzleklamm-Leitersteig-Antiklinale abgeschert. Während letztere die Schuppe der Lechtaldecke bildet, wird schon in meinen ersten Profilen im W deutlich aufgezeigt, daß die 1. Schuppe der Inntaldecke den Sattelbau der Kreuzwand-Torkopf-Stuhlkopf-Antiklinale durch ihren Aufschub zerstört, genauso wie sie es auch hier tut. Die 1. Schuppe der Inntaldecke ist mit Reichenhaller Schichten und Muschelkalk aufgeschlossen. Ihr Wettersteinkalk wird unweit östlich sichtbar. In der 3. Schuppe der Inntaldecke ergeben sich nun aufgrund der Tektonik neue, sehr gut zu beobachtende Tatsachen. Ihre im S gelegenen Reichenhaller Schichten und Muschelkalke sind sehr schön aufgeschlossen. Wenn man nun - der Profillinie folgend - durch das Schlauchkar nach N geht, wird man ringsum von Wettersteinkalk umgeben. Wegen der inversen Lagerung geht man überdies vom Älteren ins Jüngere. Und trotzdem gewahrt man bei etwa 2250 m am Fuß des Grabenkarturmes (2440 m) mitten im Wettersteinkalk ein in seinen Ausmaßen zwar sehr kleines, in seiner Bedeutung jedoch sehr wichtiges Vorkommen von Reichenhaller Breccie. Sehr gut sichtbar ist auch die praktisch senkrechte Störung, in die das Reichenhaller Vorkommen eingepreßt liegt und weiters beweist das gänzlich verschiedene Schichtfallen des Wettersteinkalkes nördlich dieser Störung und südlich der Störung deren Bedeutung. Der gesamte südliche Wettersteinkalkblock fällt relativ steil gegen S ein, nördlich der Störung ist flache Lagerung der Schichten beobachtbar. Diese flache Lagerung des Wettersteinkalks ist am besten im Gipfelaufbau des Grabenkarturmes (2440 m) sichtbar, wo flache dünnbankige Kalke (vermutlich unterster Wettersteinkalk) die letzten Meter zum Gipfel bilden. In der Tat ähnliche Verhältnisse sind auch N der Grabenkartürme aufgeschlossen (siehe d. Profil). Was ist nun der Grund für diese seltsamen Verhältnisse? Beim Aufschub der 3. Schuppe der Inntaldecke über die 1. Schuppe der

Inntaldecke kam es im Gebiet der Grabenkartürme an der Stirn der 3. Schuppe der Inntaldecke zu einem Zerbrechen der Schuppe, wobei sich der mittlere gebrochene Teil (Grabenkartürme) über den nördlichsten, und der südlichste über den mittleren zerbrochenen Teil geschoben hat. Aus der Tiefe wurden den Reichenhaller Schichten der 1. Schuppe der Inntaldecke bei dieser Überschiebung Teile entrissen und als Gleitteppich von zum Teil sehr begrenzter E-W-Erstreckung mißbraucht. Es handelt sich hierbei also um bereits relativ bedeutende Bewegungsbahnen, deren tiefreichender Charakter durch die Reichenhaller Schubspäne bewiesen wird. Freilich wurde die Profillinie so gewählt, daß diese durch besondere tektonische Beanspruchung entstandene Tatsache durchschnitten wird. Im folgenden, östlicher gelegenen Profil sieht man bereits das Abklingen dieser Erscheinung und ebenso ist eine solche gegen W im Gelände beobachtbar, nur habe ich die dort durchziehenden Profillinien aus Platz- und Kostengründen nicht in die Profiltafeln aufgenommen. Die Überschiebungsbahn des Hauptkörpers der Inntaldecke ist an der Oberfläche nach wie vor steil südfallend. Im Wettersteinkalk ist eine leichte "Wellenbewegung" deutlich sichtbar.

Profil 17

Die (aufgeschlossenen) Verhältnisse in der Lechtaldecke sind praktisch dieselben geblieben, wie in Profil 16. Ähnlich verhält es sich mit der inversen 1. Schuppe der Inntaldecke, deren Reichenhaller Schichten allerdings nur noch in einem kleinen Rest an der Oberfläche anstehen. Die Tektonik innerhalb der 3. Schuppe der Inntaldecke hat sich weitgehend beruhigt. Die vormals tiefgreifenden Bewegungsbahnen sind nur noch als kleinere Störungen ausgebildet, um weiter gegen E ganz zu verschwinden. Reichenhaller Schubspäne mitten in Wettersteinkalk sind nicht mehr aufgeschlossen. Am Hochalmsattel (1791 m) sind Reichenhaller Schichten und Muschelkalke sehr schön zu sehen. An der zum Beispiel direkt beim Karwendelhaus sehr markant beobachtbaren steilen Überschiebungsbahn ist nun von S der Hauptkörper der Inntaldecke auf die 3. Schuppe der Inntaldecke aufgefahren. Unterhalb des Karwendelhauses (westlich von diesem Profil) konnte ich am Fuß der sogenannten "Blechlahn" einen Schubspan aus Jura ausfindig machen. Der Aufschluß ist lediglich mehrere Quadratmeter groß. Weitere Juraschubspäne (A. TOLMANN 1970) konnte ich nirgends finden. Welche Bedeutung kommt nun diesem auf alle Fälle vorhandenen Schubspan zu? Nachdem bereits unweit E dieser Profillinie (Profil 18) die Jungschichtzone an der Oberfläche ansteht, muß sie auch in diesem Profil in sehr geringer Tiefe angenommen werden. In diesem Fall also (im Gegensatz zu den Schubspänen im Sulzleklammgebiet und beim oberen Brunnsteinegg) ist die Transportweite des Schubspanes selbst sehr gering, er zeigt sozusagen den Beginn der Jungschichtzone an. Diese Tatsache ändert aber nichts am tiefgreifenden Charakter dieser Bewegungsbahnen. Eine weitere Feststellung läßt sich in den Profilen 17 und 18 (und in den vorangegangenen Profilen) machen: Die Jungschichtzone ist auf Teile der Inntaldecke (in diesem Fall auf die 3. Schuppe der Inntaldecke) aufgeschoben. Das bedeutet, daß die Jungschichtzone von ihrem eigenen älteren Untergrund abgerissen wurde. Die Schuld hat der Hauptkörper der

Inntaldecke, der seinerseits auf der Jungschichtenzone der Lechtaldecke liegt. Ein weiterer Aspekt verdient größte Beachtung, und zwar das - bis etwa E des Hochalmsattels - steile Einfallen der Überschiebungsbahn zwischen dem Hauptkörper der Inntaldecke und ihrer 3. Schuppe, und die im östlichen Karwendel durchwegs flache Bewegungsbahn, mit der die Inntaldecke auf ihrem Untergrund aufliegt: H. JERZ & R. ULRICH (1966: 95, 101) sehen im Karwendel bei nach E flacher werdenden Überschiebungsbahn eine deutliche Zunahme der Überschiebungsweite. Aus diesem Satz ist zu schließen, daß die Überschiebungsbahn allmählich flach wird, genauso wie die Zunahme der Überschiebungsweite keine plötzliche ist. Was die Überschiebungsweite betrifft, so ist dieses Problem jedoch sehr komplex und meines Erachtens noch keineswegs gelöst. Ich werde bei der Conclusion aber nochmals darauf kurz zurückkommen. Aber das verschiedene Einfallen der Überschiebungsbahn ist dafür überaus einfach zu erklären. Es fällt nämlich auf, daß die Überschiebungsbahn (in diesem Fall ist es auch eine richtige Deckengrenze) erst flach liegt, sobald die Jungschichtenzone aufgeschlossen ist, daß sie aber überall dort steil (bis überkippt) steht, wo die Jungschichtenzone an der Oberfläche fehlt (Hochalmsattel bis Porta Claudia und weiter gegen W). Die Überschiebungsbahn wird also scheinbar plötzlich flach, eben mit den ersten Aufschlüssen der Jungschichtenzone. Wenn A. TOLLMANN (1970: 136) sagt, daß die Überschiebungsbahn erst westlich der Isar steil bis überkippt wird, östlich der Isar dagegen flach sei, so ist das nicht richtig. Der Hauptkörper der Inntaldecke ist demnach auf der selbst fortbewegten Jungschichtenzone der Lechtaldecke gegen Norden "geritten" und dabei selbst noch über die Jungschichtenzone auf einer zumindest im N flachen Bahn hinbewegt worden. Die Jungschichtenzone selbst bleibt auch gegen E hin steil auf die 3. Schuppe der Inntaldecke aufgeschoben (Profil 18). Die eigentliche Fortsetzung der steilen Bewegungsbahn, die im Karwendeltal den Hauptkörper der Inntaldecke von seiner 3. Schuppe getrennt hat, ist also östlich des Hochalmsattels in der steilen Bewegungsfläche der Jungschichtenzone über die 3. Schuppe der Inntaldecke zu sehen, und nicht in der flachen Deckengrenze zwischen dem Hauptkörper der Inntaldecke und der Jungschichtenzone der Lechtaldecke. Es ist also zumindest ungenau, wenn man sagt, die Überschiebungsbahn ist östlich des Hochalmsattels flach, westlich davon steil. Denn man wirft hier irrtümlich zwei ganz verschiedene Bewegungsbahnen zusammen. Dieser Fehler ist übrigens in allen bisher darüber erschienenen Arbeiten zu lesen. - Die Feststellung, daß die Inntaldecke (=Hauptkörper der Inntaldecke) eine in der Jungschichtenzone der Lechtaler- u. Karwendel-Hauptmulde allseits eingelagerte Decke sei (A. TOLLMANN 1970: 135), kann - wie aus meinen bisherigen Erläuterungen hervorgeht - im Karwendel wohl nur für seinen östlichen Teil Gültigkeit besitzen (östlich des Hochalmsattels). Im mittleren und westlichen Abschnitt sind im Karwendel nirgends mehr Jungschichten aufgeschlossen und die wenigen Schubspäne an den Überschiebungsbahnen im Sulzleklammgebiet usw. beweisen lediglich deren weitere Existenz tief unter dem Hauptkörper der Inntaldecke. Daß der Hauptkörper der Inntaldecke sehr wohl auch auf seiner eigenen Schuppe mit untertriadischen Gesteinen aufliegt, beweisen alle Aufschlüsse im Karwendeltal. Und die

Schuppen der Inntaldecke wiederum liegen beispielsweise auf den untertriadischen Gesteinen der Lechtaldecke (Sulzleklamm-Leitersteig-Antiklinale). Diese meine Behauptungen werden weiters gestützt von meinen Beobachtungen, die ich an der Nordkette machen konnte. Die bisher allgemein gültige Meinung über Inntal-Lechtaldeckengrenze, wie sie beispielsweise bei R.v.KLEBELSBERG (1963: 42) dargestellt wird, besagt, daß die Lechtaldecke unterhalb des Niveaus des Buntsandsteins der Vintlalm in das Gebiet oberhalb des Höttinger Bildes herabzieht, um dann im Raum Kerschbuchhof unter den Talschutt des Inntales einzutauchen. Grob gesprochen ist dies tatsächlich der Verlauf der Deckengrenze. Was aber noch niemand erklärt hat, ist die Tatsache, daß beispielsweise im Höttinger Graben die Lechtaldecke mit Partnachschichten, Muschelkalk, Reichenhaller Schichten und Buntsandstein unter der Inntaldecke liegt, während unter dem Buntsandstein der Vintlalm (Hauptkörper der Inntaldecke) Hauptdolomit der Lechtaldecke ansteht. Es wäre verfehlt, des Rätsels Lösung mit dem gemeinsamen Abtauchen der beiden Decken gegen W (und mit ihnen taucht ja auch die Deckengrenze ab), verursacht durch die Auflast der Ötztaler Masse, zu erklären, was allerdings bisher versucht wurde. Der Schlüssel für die Erklärung ist wiederum die Jungschichtenzone, die im östlichen Karwendel vorhanden ist, im mittleren und westlichen Abschnitt jedoch fehlt (zum Beispiel im Höttinger Graben und im Karwendeltal). Diese soeben festgestellte Tatsache läßt den Schluß zu, daß die Jungschichtenzone (wie schon gesagt) von ihrer eigenen Decke (Lechtaldecke) abgetrennt wurde und nun im östlichen Karwendel den Hauptkörper der Inntaldecke von Lechtaldecke mit älterer Trias trennt. Im Gebiet der Innsbrucker Nordkette und im Gebiet des Hochalm-sattels keilt die Jungschichtenzone demnach oberflächlich aus, wird aber (die vorhin zitierten Schubspäne beweisen es) in der Tiefe weiterhin gegen W unter dem Hauptkörper der Inntaldecke angenommen werden müssen. Nachdem die Jungschichtenzone eigene Bewegungen durchgeführt hat, muß sie auch diskordant auf ihrer eigenen Restdecke liegen, und dies ist in der Tat der Fall. Diese diskordante Lagerung haben auch schon frühere Bearbeiter festgestellt (O. AMPFERER 1899: 346-350; A. TOLLMANN 1970: 139). Es ist also festzuhalten, daß die unter dem Hauptkörper der Inntaldecke liegende Lechtaldecke auf alle Fälle aus zwei großen Einheiten besteht, die miteinander nur noch tektonischen Kontakt haben. - Noch etwas komplizierter wird die Situation, wenn man die Lechtaldecke nun im N und im S des Karwendel vergleicht. Im ganzen Nordkarwendel sind Partnachschichten lediglich im Gebiet der Torscharte und der Stuhlscharte existent, wären sie beispielsweise im westlichen Nordkarwendel vorhanden, müßten sie in der Sulzleklamm-Leitersteig-Antiklinale aufgeschlossen sein; dies ist aber nicht der Fall. Es gab also im heutigen Gebiet der Torscharte und der Stuhlscharte nur einen sehr kleinen Teilbeckensbereich mit Partnachfazies von Wettersteinkalk umrahmt, auf den in den oberen Schichten eindeutig Wettersteinkalkfazies folgte. Im S des Karwendel ist die Sedimentation eine ganz andere gewesen. Man wird in der unteren oder tieferen Einheit der Lechtaldecke, also unter der Jungschichtenzone, keinen Wettersteinkalk finden. Partnach-Beckensedimentation ist überall anstelle des Wettersteinkalkes über dem Muschelkalk anzutreffen. Eine

Verbindung mit der Hoheneggfazies S von Schwaz (H. PIRKL 1961) ist offensichtlich, die wahrscheinlich gleiche Vererzung stützt diese Vermutungen noch zusätzlich. Man kann daraus also schließen, daß auch die Schwazer Trias mit ihrer Hoheneggfazies ein Teil der Lechtaldecke ist und ihre Fortsetzung nach W eventuell in den Aufschlüssen der Pfannenschmiede (die fragliche Stelle kommt schon in den Tektonischen Karten von W. HEISSEL 1950 und A. TOLLMANN 1970 zur Darstellung) am Ausgang des Vomperlochs zu sehen ist. Nach einer Aufschlußlücke aufgrund der Schuttbedeckung des Inntales und seiner Terrassen wird diese untere Einheit der Lechtaldecke wieder eindeutig etwa im Gebiet von Thaur sichtbar und setzt sich im Gebiet des Mühlauer und Höttinger Grabens bis zum Höttinger Bild fort. Westlich des Höttinger Bildes verschwindet diese durch das völlige Fehlen von Wettersteinkalk gekennzeichnete Einheit unter das Inntal, nachdem sie zusammen mit dem Hautkörper der Inntaldecke durch die Auflast der Öztaler Masse zum Abtauchen gezwungen wird. Im Gebiet der Kranewitter Klamm sind jedenfalls bereits alle Gesteine dem Hauptkörper der Inntaldecke zuzuordnen. Aber noch einmal treten gegen W unverkennbare Partnachsichten auf, und zwar am Martinsbühel, E von Zirl. Das Karwendel betreffend ist dies also das westlichste Vorkommen von Lechtaldecke. S von Imst treten dann wieder ähnliche Bedingungen auf und setzen sich in der Folge weit gegen W fort. Ein Verbinden all dieser Gesteine unter der überschobenen Öztaler Masse zum selben tektonischen System (durch die gemeinsame Fazies charakterisiert) scheint mir daher durchaus möglich, jedoch ist es hier und jetzt nicht meine Absicht, darüber mehr zu sagen. Wichtig ist jedoch, daß schon A. TOLLMANN (1970: 139-140) eine Verbindung zwischen Thaurer Schuppe und Hoheneggfazies S von Schwaz sieht. Seine Erklärung, daß in der Lechtaldecke von N nach S ein mehrfacher Wechsel zwischen Riff- und Lagunenfazies (Wettersteinkalkfazies) und Beckenfazies (Partnachfazies, Hoheneggfazies) zu beobachten ist, finde ich sehr einfach und sehr gut (A. TOLLMANN 1970: 139-140). Diese Erklärung macht auch eine von mir anfänglich vermutete neue Decke (=Hoheneggedecke), wie ich heute glaube, absolut überflüssig. Dies ändert aber nichts an der Tatsache, daß die Lechtaldecke im S aus zwei Einheiten besteht, von denen zumindest die obere oder höhere (Jungschichtenzone) nicht mehr auf ihrem ursprünglichen Untergrund ruht. Daß auch die untere bzw. tiefere Einheit (gekennzeichnet durch ihre Hoheneggfazies) ähnliche eigene Bewegungen durchmachte, ist nicht unwahrscheinlich. Abschließend dazu sei noch vermerkt, daß die Grenzziehung zwischen Lechtaldecke und Inntaldecke auf der Tektonischen Karte von A. TOLLMANN (1970) ab dem Gebiet W der Mühlauer Klamm nicht richtig ist. Der Höttinger Graben beispielweise gehört in seinem unteren Abschnitt erwiesenermaßen nicht mehr zum Hauptkörper der Inntaldecke, sondern zur tieferen Einheit der unterlagernden Lechtaldecke. Die zwar höchst komplizierten Verhältnisse sind jedoch gut genug aufgeschlossen, um die Zugehörigkeit dieses Gebietes zur Lechtaldecke zu beweisen.

Nachdem ich mich kurz, zwar nicht vom Thema, aber vom Karwendel teilweise entfernt habe, möchte ich zu Profil 17 noch einiges sagen. Dieses und das letzte Profil wurden absichtlich bis auf

den Kamm der Gleierschtalkette (zweite Karwendelkette) verlängert. Damit waren zwei Dinge beabsichtigt:

- die eben erfolgten Erläuterungen, die die Jungschichtenzone betreffen, und

- das Aufzeigen der Verhältnisse im Hauptkörper der Inntaldecke, um das nördlich daran anschließende (Stirn)schuppensystem einmal in weiterem Zusammenhang zu betrachten. Denn, wenn man sich den absolut gerechtfertigten Tiefgang des Hauptkörpers der Inntaldecke vor Augen führt, kann man feststellen, daß der Tiefgang der (Stirn)schuppen von mir sicherlich nicht zu tief angenommen wurde. - Die abschließenden Geländearbeiten werden zeigen, ob die in Profil 17 und 18 vermuteten Partnachschichten der Wirklichkeit entsprechen oder nicht. Es wäre dies allerdings nur der einzige Partnach-Trog in der Inntaldecke im Karwendel mit relativ geringer E-W-Erstreckung.

Im Gebiet der Ödkarspitzen teilt sich die Profillinie. Die östlichere geht durch das Birkkar bis ins Hinterautal und zeigt anschaulich, wie nahe teilweise die Talsohle des Birkkares dem unter dem Wettersteinkalk liegenden Muschelkalk schon sein muß. Die westlichere Profillinie verläuft über den Grat ins Hinterautal und weiters über die Lettenwand und den Zaigerkopf (1962 m) zur Melzerwand (2503 m) empor. Nachdem die hier dargestellten tektonischen Verhältnisse sich ebenfalls nicht mit den Meinungen bisherigen Verfassers decken, will ich in aller Kürze auch darauf eingehen, obwohl man auch über die tektonischen Verhältnisse dieses Gebietes eine ähnlich umfangreiche Arbeit schreiben könnte. Man müßte dabei - im Gegensatz zur vorliegenden Arbeit, in der ich meine Profile von W nach E gezeichnet habe - mit den Erklärungen von E (Roßblochscharte) nach W (Scharnitz) vorgehen, wie es zweifelsohne in meiner Dissertation in ähnlicher Weise geschehen wird. Auf dem Profil wird deutlich die komplizierte Faltung der Schichten S des Hinterautales auf den Almenhochflächen (Hinterödalm, Kasten-Hochleger, Lafatscher Hochleger), die in krassem Gegensatz zur ruhigen Lagerung der Gesteine an den Südhängen der Hinterautalkette (dritte Karwendelkette) steht, dem Betrachter vor Augen geführt. Die Profillinie durchschneidet eine der markantesten Stellen des ganzen Gebietes, und zwar jene, an der sich zwei Mulden zu vereinigen beginnen (Gebiet Lettenwand bis Zaigerkopf). In der Steilwand des Nordabfalles der Hochkanzel-Sunntiger-Reps-Kette zieht (in der Roßblochscharte bereits deutlich sichtbar) eine mächtige Störung gegen W. Sie trennt die Hochkanzel-Reps-Gumpenwand-Antiklinale von der Antiklinale der dritten Karwendelkette (Hinterautalkette = Ödkar-Antiklinale nach A. TOLLMANN 1970). Aus dieser Störung entwickelt sich in den äußersten Nord- und Westabfällen der Reps bereits eine enggepreßte Synklinale (Roßblochscharte-Jagdgraben-Synklinale) im Wettersteinkalk, die sich rasch erweitert. Dadurch werden im Jagdgraben schon die Raibler Schichten sichtbar und in der Lettenwand ist bereits der erste Span von Hauptdolomit aufgeschlossen. Mit dem Ende der Gumpenwand, die also beides - eine Antiklinale und eine Synklinale beherbergt, vereinigen sich die Raibler Schichten der Überschall-Synklinale mit denen der Roßblochscharte-Jagdgraben-Synklinale. Damit verflacht gleichzeitig die Hochkanzel-Reps-Gumpenwand-Antiklinale zusehends. Während sie S des Zaigerkopfes noch deutlich feststellbar ist, ist sie vom

Gebiet der Hinterödalm an gegen W nirgend mehr feststellbar. Man sieht also deutlich, daß es entgegen bisheriger Meinungen keine Roßloch-Synklinale gibt und auch das Hinterautal erst in seinem Westabschnitt Teil einer Synklinale (Hinterödalm-Hinterautal-Synklinale) wird. Hingegen sind sowohl das Roßloch und der größte Teil des Hinterautales Teil des Südschenkels der Antiklinale der dritten Karwendelkette. Detaillierter will ich auf diese Probleme nicht eingehen, nachdem dies nicht Thema dieser Arbeit ist. Die Gliederung des Hauptkörpers der Inntaldecke im Karwendel wurde bereits von A. TOLLMANN (1970: 139) durchgeführt. Jedoch ist seine Gliederung in drei Antiklinalen und drei Synklinalen nur teilweise zu bestätigen. Nach meiner derzeitigen Auffassung ist folgende Gliederung von N nach S möglich (wobei die Ausdrücke Halb- und Voll-Antiklinale bzw. -Synklinale von A. TOLLMANN übernommen wurden. Das Wort "Halb-" sollte man allerdings nur im Sinne von "Rest-" verstehen, da meist bei einer sogenannten Halbantiklinale der Sattelbau nur gerade noch angedeutet wird):

- A) Halb-Vollantiklinale der dritten Karwendelkette (Hinterautalkette)
- B) Roßlochscharte-Jagdgraben-Halb-Vollsynklinale
- C) Hochkanzel-Reps-Gumpenwand-Halb-Vollantiklinale
- D) Überschall-Vollsynklinale (volle Ausbildung erst etwa vom Überschalljoch gegen W)
- E) Hinterödalm-Hinterautal-Halbsynklinale (entstanden aus der Vereinigung von B) und D) und der damit verbundenen völligen Verflachung von C)
- F) Halbantiklinale der zweiten Karwendelkette (Bettelwurf-Gleierschtalkette)
- G) Stempeljoch-Angerhüttl-Gleierschtal-Halb - Vollsynklinale
- H) Solstein-Antiklinale
- I) Zirler Mähder-Synklinale

Über den "vollen" oder "halben" Erhaltungszustand von H) und I) kann ich zur Zeit noch keine genauen Aussagen machen. Ich darf jedoch anfügen, daß diese eben gemachte Gliederung trotz ihrer größeren Genauigkeit gegenüber der von A. TOLLMANN (1970: 139 und Tekt. Karte) eine sehr großzügige ist. Trotzdem kann bereits damit (wie schon so oft zuvor in dieser Arbeit) aufgezeigt werden, wie "unbekannt" die Geologie des Karwendel bisher gewesen ist.

Profil 18

Die eingezeichnete Tallinie des Tortales zeigt einmal mehr, was von der Lechtaldecke tatsächlich zu sehen ist und was Interpretation ist und bleibt. Die Mächtigkeit der 1. Schuppe der Inntaldecke ist ebenso eindrucksvoll sichtbar geworden wie ihre Eigenständigkeit. Auch die Verhältnisse in der 3. Schuppe der Inntaldecke sind klar überschaubar. Nur noch von Moränenschutt verdeckt, jedoch unweit östlich der Profillinie klar aufgeschlossen, grenzen - von einer steilen Überschiebungsbahn getrennt - die Jungschichten der Lechtaldecke an die Reichenhaller Schichten der 3. Schuppe der Inntaldecke. Auf die Jungschichtenzone flach aufgeschoben ist der Hauptkörper der Inntaldecke, dessen Muschelkalk fast schon in seiner ganzen Mächtigkeit aufgeschlossen ist. Gegen das Roßloch hin tauchen die Schichtpakete des Wettersteinkalks immer steiler gegen S ab und in der Nordwand ist gut die

- hier noch aus Wettersteinkalk bestehende - eingepreßte Roßlochscharte-Jagdgraben-Synklinale zu sehen. Daran schließen gegen S die Reste der Hochkanzel-Reps-Gumpenwand-Antiklinale an und dieser folgt die Überschall-Synklinale. Der Gipfelaufbau der Bachofenspitze stellt die Reste der Antiklinale der Bettelwurf-Gleierschalkette dar. Sowohl das Roßloch als auch das Hinterautal sind zumindest im Bereich der beiden Profile 17 und 18 als Täler mit tiefen Einschnitten und mächtigen Talverfüllungen anzunehmen. Den in den Hauptkörper der Inntaldecke eingezeichneten, nur kurz behandelten Störungen ist eminente Bedeutung beizumessen, es soll aber auf die tektonische Kompliziertheit dieses Gebietes in dieser Arbeit nicht mehr näher eingegangen werden.

3. Conclusion

Nach dieser Betrachtung der 18 Profile muß man feststellen, daß sich das Bild über den Aufbau des nördlichen Karwendel (und des ganzen Gebirgstockes) wesentlich geändert hat. Um die Kompliziertheit dieser Tektonik verstehen zu können, muß man seine Gesamtheit erfassen. Dies war letztlich auch der Grund für die Vergabe eines so großen Dissertationsgebietes. Sehr deutlich ist den Profilen zu entnehmen, daß selbst der, der die Verhältnisse im Gebiet des Westlichen Karwendelspitze richtig sieht, deshalb noch nichts Konkretes über die Tektonik im Raume Hochalmsattel aussagen kann.

Was ist also aus den vorläufigen und in dieser Veröffentlichung beschriebenen Ergebnissen meiner Geländearbeit abzuleiten?

- 1) Der Deckenaufbau im Sinne von O. AMPFERER et al. ist unbestreitbar vorhanden.
- 2) Die Überschiebungsweite der Inntaldecke beträgt mindestens einige Kilometer. H. JERZ & R. ULRICH (1966: 102) geben lediglich eine Überschiebungsweite von mindestens 1,5 km an. Die Angabe von A. TOLLMANN (1971: 367), nach der die Überschiebungsweite der Inntaldecke mindestens 20 km beträgt, ist dagegen bedeutend wahrscheinlicher.
- 3) Die "Karwendel-Stirnschuppe" der Inntaldecke (A. TOLLMANN 1970) (=untere Einheit der Inntaldecke, W. HEISSEL 1950, 1958) ist nicht zu leugnen. Es handelt sich hierbei allerdings um ein System von Schuppen, das erosiv wieder unter dem Hauptkörper der Inntaldecke ans Tageslicht kommt. Im hier besprochenen Gebiet hat die Inntaldecke an der Stirn ihres Hauptkörpers drei Schuppen hintereinander gebildet, wobei die 1. und 3. Schuppe der Inntaldecke auf großer E-W-Erstreckung beobachtbar sind. Die 2. Schuppe der Inntaldecke ist nur im Gebiet Gamsangerl-Kirchlkar sichtbar, weil sie gegen E unter die 3. Schuppe der Inntaldecke gerät und gegen W in die Luft ausstreicht. Die 1. Schuppe der Inntaldecke ist auf ihrer gesamten Länge invers gelagert, die 2. Schuppe der Inntaldecke ist nur in normaler Lagerung aufgeschlossen. Die 3. Schuppe der Inntaldecke ist in ihrem Westabschnitt normal gelagert, zeigt aber an zwei Stellen an ihrem Südrand ein Umkippen in inverse Lagerung. Auf ihrem vollkommen gestörten Mittelabschnitt (Bäralpl-Störungszone) folgt

der östliche, gänzlich invers gelagerte Teil der 3. Schuppe der Inntaldecke. Die inverse Lagerung des Ostabschnittes kommt, obwohl seit A. ROTHPLETZ (1888) bekannt, bei A. TOLLMANN (1970) leider nicht zur Darstellung.

4) Die Kreuzwand-Stuhlkopf-Antiklinale der Lechtaldecke setzt sich (zwar zum Teil tektonisch stark reduziert) mindestens bis zum Johannestal fort (daher auch diese Namensgebung).

5) Im Gebiet der Mittenwalder Hütte bildet sich eine Schuppe aus älterer Trias der Lechtaldecke aus (Sulzleklamm-Leitersteig-Antiklinale). Sie überfährt die 1. Schuppe der Inntaldecke (sie ist der nördlichste Teil der Karwendel-Stirnschuppe) und wird ihrerseits von der 2. und 3. Schuppe der Inntaldecke, der Jungschichtzone der Lechtaldecke und letztlich vom Hauptkörper der Inntaldecke überfahren. Die Schuppe der Lechtaldecke ist zwar nur im W des Arbeitsgebietes sichtbar, ihre weitere Existenz ist jedoch wahrscheinlich und ihr neuerliches Auftreten im östlichen Karwendel nicht auszuschließen.

6) Die Jungschichtzone zeigt sowohl am Südrand des Karwendel, als auch im Norden dasselbe Verhalten. Sie ist eine von ihrem eigenen Untergrund losgerissene Einheit, die W des Hochalmsattels und etwa NW von Thaur nirgends mehr ansteht. Ihre weitere Existenz unterhalb des Hauptkörpers der Inntaldecke wird aber durch einige Schubspäne im nordwestlichen Karwendel und in dessen westlicher Fortsetzung bewiesen. Die Jungschichtzone wird - solange man sie in meinem Arbeitsgebiet (ich meine nun nicht das gesamte Gebiet meiner Dissertation) beobachten kann - im nördlichen Karwendel unterlagert und überlagert von Einheiten der Inntaldecke. Als Unterlage dient im Gebiet dieser Arbeit die 3. Schuppe der Inntaldecke; die Überlagerung bildet der Hauptkörper der Inntaldecke. Gegen die Tiefe hin (siehe Profile) liegt die Jungschichtzone der Lechtaldecke dann der Schuppe der Lechtaldecke auf und in der Folge bildet dann ihre eigene Decke, die Lechtaldecke, den Untergrund. Am Südrand liegt auf der Jungschichtzone der Lechtaldecke ebenfalls der Hauptkörper der Inntaldecke, unterlagert wird sie nun aber von einer Zone der Lechtaldecke, die durch Hoheneggfazies gekennzeichnet ist.

7) Diese untere oder tiefere Einheit der Lechtaldecke mit Hoheneggfazies zieht von der Schwazer Trias eventuell über den Tiergarten zwischen Jenbach und Wiesing und über den Ausgang des Vomperlochs, sicher über die unteren Teile der Nordkette (Mühlauer Klamm, Höttinger Graben,.....) bis zum Martinsbühel. Die mögliche Fortsetzung im W sehe ich im Triasstreifen an der Südseite des Inntales bei Imst.

8) Der Hauptkörper der Inntaldecke ist auch einer teilweise sehr komplizierten Tektonik unterworfen. Eine grobe Gliederung in Sättel und Mulden wurde in dieser Arbeit durchgeführt.

9) Der tiefgreifende Charakter der Überschiebungsbahnen (A. TOLLMANN 1973: 153) ist unbestreitbar. Er ist unbedingt nötig, um die gesamte Tektonik zu erklären. Dieser tiefreichende Charakter der Überschiebungsbahnen setzt auch einen dementsprechenden Tiefgang der einzelnen tektonischen Einheiten voraus. Die Überschiebungsbahnen können entweder Einheiten trennen, die verschiedenen

Decken angehören (=Deckengrenze), oder auch Einheiten, die dem gleichen Deckensystem (z.B. Inntaldecke) zuzuordnen sind.

10) Von W nach E können sich sehr wohl tektonische Veränderungen ergeben, sie geschehen aber nie plötzlich (im Gegensatz dazu: Profile Blatt Mittenwald). Es ist stets ein langsamer tektonischer Wandel beobachtbar. Jede tektonische Einheit bietet dafür genügend Beispiele.

11) Die tektonischen Vorgänge im Norden stehen in unmittelbarem Zusammenhang mit denen im Süden, die Vorgänge im Osten mit denen im Westen. Das Gebiet ist also zuerst als Ganzes zu betrachten, erst danach können Teilauflösungen zielführend sein.

12) Was den Bewegungsablauf betrifft, so kann dieser ohne weiteres stetig und in einer einzigen Phase vor sich gegangen sein. Mehrere Phasen sind andererseits sicherlich auch möglich.

Gleichgültig, ob ein- oder mehrphasig, folgende charakteristische Situationen kennzeichnen heute die Überschiebung der Inntaldecke:

a) Die Lechtaldecke wird von S nach N verfrachtet.

b) Auf sie wird die Inntaldecke aufgeschoben, an deren Stirn es dabei jedoch zu "Komplikationen" kommt.

c) Durch den Aufschub der Inntaldecke wird in der Lechtaldecke eine Aufwölbung gebildet (Kreuzwand-Torkopf-Stuhlkopf-Antiklinale) an der die 1. Schuppe der Inntaldecke sozusagen hängenbleibt und überkippt wird.

d) Die weiter vordringende Inntaldecke schert nun einen Teil der Lechtaldecke ab (Sulzleklamm-Leitersteig-Antiklinale bzw. Schuppe der Lechtaldecke), der sich teilweise über die 1. Schuppe der Inntaldecke schiebt und diese im Westen sogar ganz zwischen sich und die Lechtaldecke einzwängt (S der Kreuzwand).

e) Die 2. Schuppe der Inntaldecke fährt auf die Schuppe der Lechtaldecke auf.

f) Ihr folgt die 3. Schuppe der Inntaldecke.

g) Nun wird die Jungschichtenzone der Lechtaldecke durch den Druck des Hauptkörpers der Inntaldecke von ihrem Untergrund (Lechtaldecke) losgerissen und überfährt zumindest im nordöstlichen Karwendel die 3. Schuppe der Inntaldecke. (Hierin ist vielleicht die von H. JERZ & R. ULRICH 1966 beschriebene Zunahme der Überschiebungsweite von W nach E zu sehen. Bevor man darüber jedoch genauere Aussagen macht, muß zuerst das Problem der Jungschichtenzone selbst einer genauen Lösung zugeführt werden).

h) Der Hauptkörper der Inntaldecke überfährt von S kommend alle bisher beschriebenen Einheiten. Intern liegt er heute in zerbrochenem Zustand vor uns und würde die Bewegung weitergehen, würden auch daraus Schuppen entstehen.

13) Wie weit die Inntaldecke je nach N gereicht hat, wissen wir nicht, genauso wie wohl für immer unbekannt bleiben wird, wie weit im N weitere Stirnschuppensysteme der Inntaldecke gelegen sind. Denn wir müssen uns darüber im klaren sein, daß wir heute nur noch einen Erosionsrest der Inntaldecke vor uns haben, der uns glücklicherweise ein Schuppensystem freigelegt hat (und das befindet sich außerdem noch an der Erosionsstirne des Hauptkörpers). Ebenso unsicher wird für immer bleiben, wieviel am Südrand (Inntalstörung) heute von beiden Decken fehlt. - Es ist demnach zwar möglich, daß wir das einzige Stirnschuppensystem

der Inntaldecke vor uns haben, ebensogut kann es aber auch nur das einzige sein, das uns erhalten geblieben ist.

14) Reliefüberschiebungen sind nirgends zu beobachten.

Ich darf betonen, daß ich meine Profile absichtlich so weit in die Tiefe fortgesetzt habe, um die Verhältnisse anschaulich darzulegen. Die Tektonik des Karwendel ist nur in den Griff zu bekommen, wenn man die in der Tiefe liegenden Bauelemente in die Gedankengänge miteinbezieht. Ich darf darauf verweisen, daß auch schon früher Versuche unternommen wurden, die Profile mit einem entsprechenden Tiefgang auszustatten (z.B. O. AMPFERER 1942, A. TOLLMANN 1973 usf.). Es ist klar, daß das eine oder andere der vorliegenden Arbeit durch die folgende Geländearbeit Änderungen erfahren kann. Diese werden natürlich in meiner Dissertation berücksichtigt. Ich hoffe beispielsweise, den Tiefgang der tektonischen Einheiten sowie deren Bau in der Tiefe noch vervollständigen und präzisieren zu können. Möglich ist auch, daß man die einzelnen Schuppen der Inntaldecke umbenennen wird müssen. Denn - finde ich E des Johannestales zum Beispiel eine Schuppe, die noch vor der hier als 1. Schuppe der Inntaldecke beschriebenen Einheit einzuordnen ist, ändert sich begreiflicherweise die Namensgebung grundlegend.

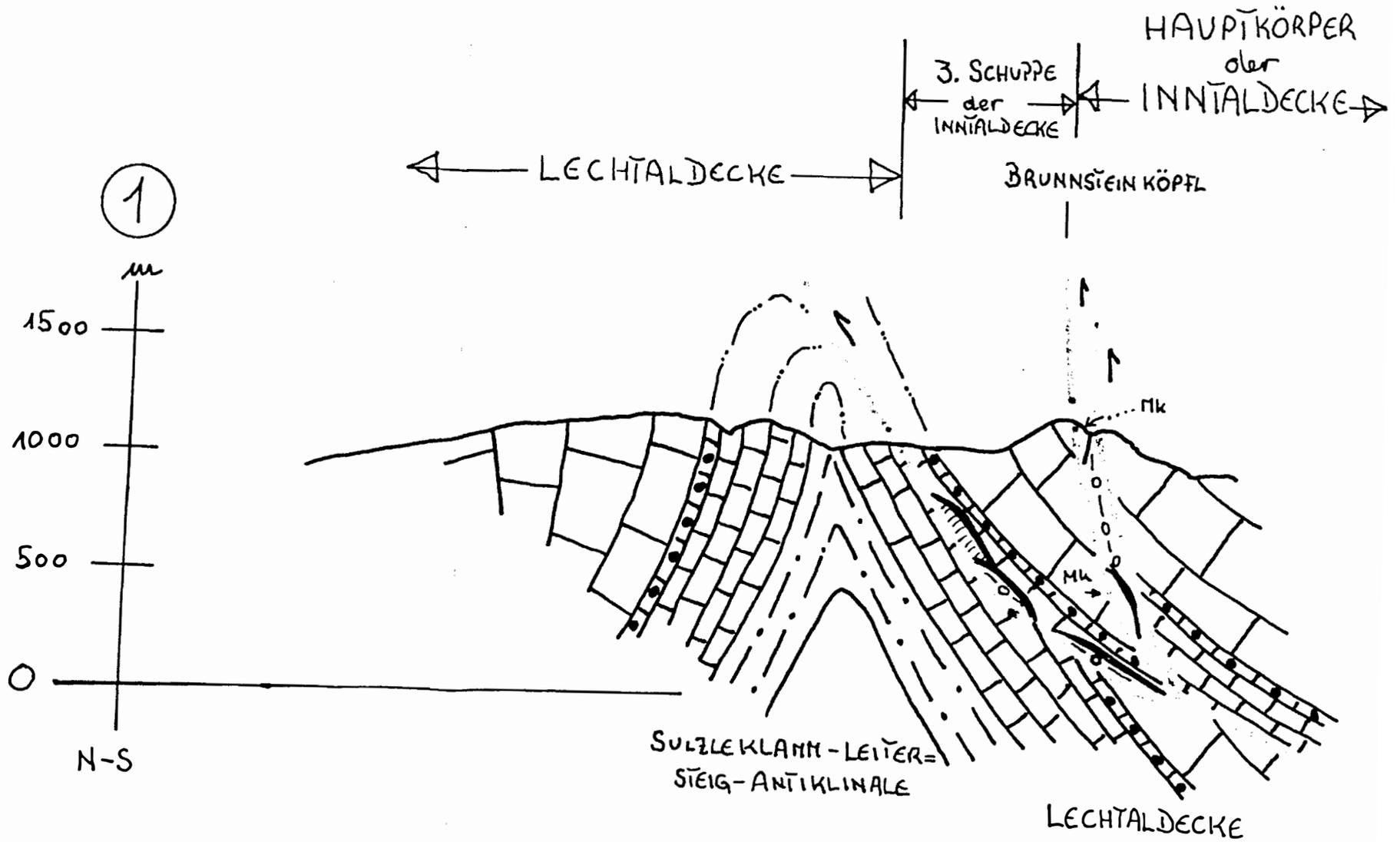
Ich will diesen Vorbericht meiner Dissertation nicht ohne die Bemerkung schließen, daß es noch ein Vielfaches über all diese Probleme zu sagen gibt, ich erlaube mir jedoch, deren Behandlung für meine Dissertation vorzubehalten.

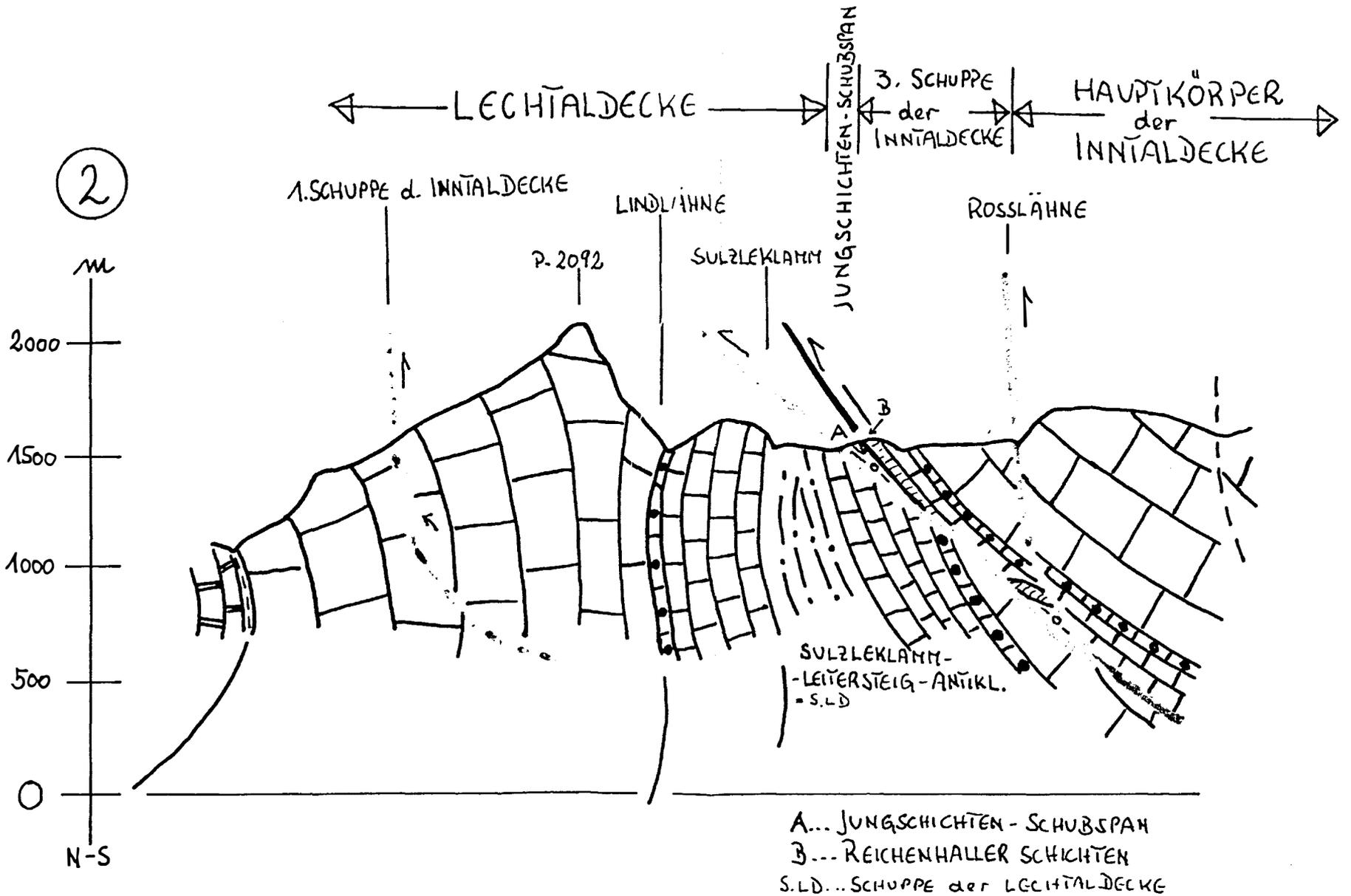
Literatur

- AMPFERER, O.: Geologische Beschreibung des nördlichen Theiles des Karwendelgebirges. - Jb.Geol.R.-A., 53 (1903), 169-252, 50 Abb., Taf. 9-10, Wien 1903.
- AMPFERER, O.: (In:) AMPFERER, O. & W. HAMMER: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. - Jb.Geol.R.-A., 61, 531-710, 50 Abb., Taf. 32-34, Wien 1911.
- AMPFERER, O.: Über alte Landformen, welche im Schutz von Überschiebungen aufbewahrt wurden. - Zeitschr. Geomorphologie, IV (1929), Gebr. Borntraeger, 139-149, 2 Abb., 5 Fig., Berlin 1929.
- AMPFERER, O.: Zur neuen Umgrenzung der Inntaldecke. - Jb.Geol. B.-A., 81, 25-48, 10 Abb., Wien 1931.
- AMPFERER, O.: Geologische Formenwelt und Baugeschichte des östlichen Karwendelgebirges. - Denkschr.Akad.Wiss.Wien, math.-naturw.Kl., 106, 1-95, 103 Abb., Wien 1942.
- AMPFERER, O.: Belastungswirkungen durch die Aufladung der Inntaldecke. - Sitzber.Akad.Wiss.Wien, math.-naturw.Kl., Abt.I, 153, 17-44, 26 Abb., Wien 1944.
- AMPFERER, O. & W. HAMMER: Geologische Beschreibung des südlichen Theiles des Karwendelgebirges. - Jb.Geol.R.-A., 48 (1898), 290-374, 33 Abb., Taf. 8-9 (Ktn.), Wien 1899.
- AMPFERER, O. & W. HEISSEL: Das östliche Karwendel. Mit geol. Karte 1:25 000. - 55 S., 2 Tab., 2 Beil.Taf., Innsbruck (Univ.-Verlag Wagner) 1950.
- HEISSEL, G.: Zur Tektonik im nördlichen Karwendel. - Sitzber. Österr.Akad.Wiss. (in Druck).
- HEISSEL, W.: Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. - Mitt.Geol. Ges.Wien, 50 (1957), 95-132, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1958.
- JERZ, H. & R. ULRICH: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 8533/8633 Mittenwald. - 152 S., 21 Abb., 2 Tab., 2 Beil., Bayer.Geol.Landesamt, München 1966.
- KLEBELSBERG, R.v.: Die geologischen Verhältnisse. - Festschrift "Das neue Trinkwasserwerk und Kraftwerk Mühlau der Landeshauptstadt Innsbruck", 1953, Innsbruck 1963.
- PIRKL, H.: Geologie des Trias-Streifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). - Jb.Geol.B.-A., 104, Wien 1961.
- ROTHPLETZ, A.: Das Karwendelgebirge. - Z.D.Ö.AV., 19, 401-470, München 1888.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der westlichen Nord-Kalkalpen. - N.Jb.Geol.Paläont.Abh., 136, 1, 80-133, Stuttgart 1970.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen 3. Teil: Der Westabschnitt. - Mitt.Geol.Ges.Wien, 62 (1969), 78-170, 3 Taf., Wien 1970.
- TOLLMANN, A.: Betrachtungen zum Baustil und Mechanismus kalkalpiner Überschiebungen. - Verh.Geol.B.-A., 1971, 2, 358-390, 12 Abb., Wien 1971.
- TOLLMANN, A.: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. - 170 Abb., Franz Deuticke, Wien 1973.

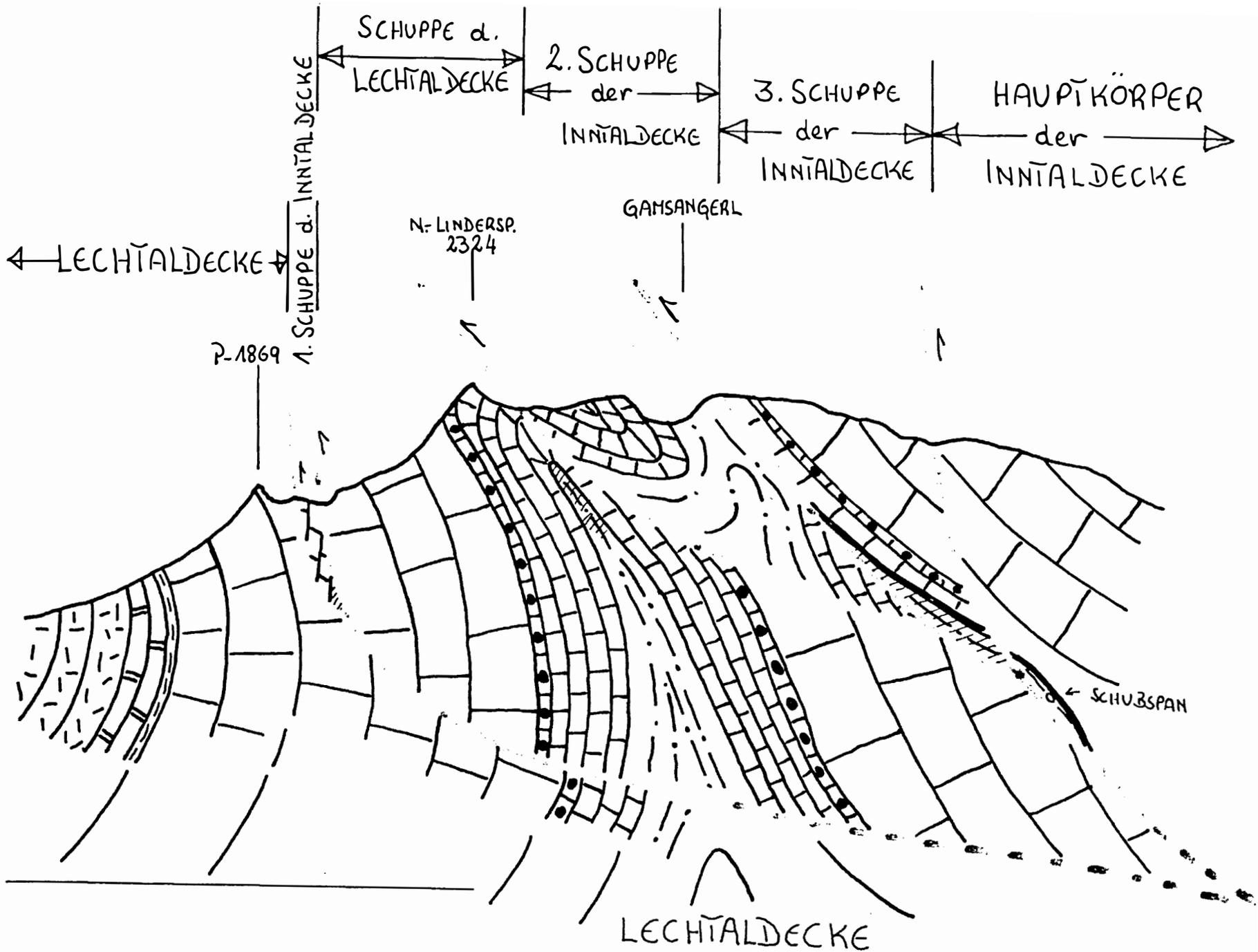
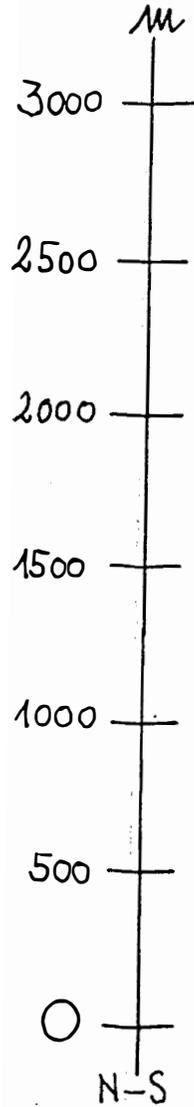
Zitierte geologische und tektonische Karten sowie geologische
Profiltafeln

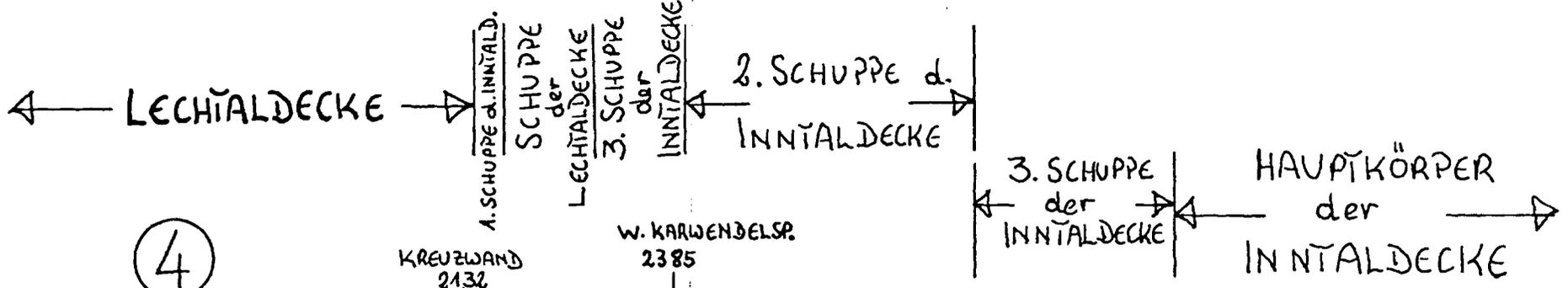
- AMPFERER, O. & W. HAMMER: Geologische Karte des südlichen Karwendelgebirges 1:50 000, Wien 1898.
- AMPFERER, O. & Th. OHNESORGE: Geologische Spezialkarte Blatt "Innsbruck-Achensee" 1:75 000, Wien 1912.
- AMPFERER, O. & Th. OHNESORGE: Geologische Spezialkarte Blatt "Zirl-Nassereith" 1:75 000, Wien 1912.
- AMPFERER, O.: Geologische Karte des östlichen Karwendel und des Achensee-Gebietes 1:25 000, Innsbruck 1950.
- HEISSEL, W.: Die Verbreitung der Inntaldecke im östlichen Karwendel (Tektonische Übersicht), Innsbruck 1950
- HEISSEL, W.: Übersicht der Tektonik der Nördlichen Kalkalpen westlich der Salzach, Wien 1958.
- JERZ, H. & R. ULRICH: Geologische Karte von Bayern 1:25 000, 8533/8633 Mittenwald, München 1966.
- JERZ, H. & R. ULRICH: Tektonische Karte zu Blatt Mittenwald, München 1966.
- JERZ, H. & R. ULRICH: Geologische Profile zu Blatt Mittenwald, 1:25 000, München 1966.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, Blatt 4, 3. Teil: Der Westabschnitt, Wien 1970.



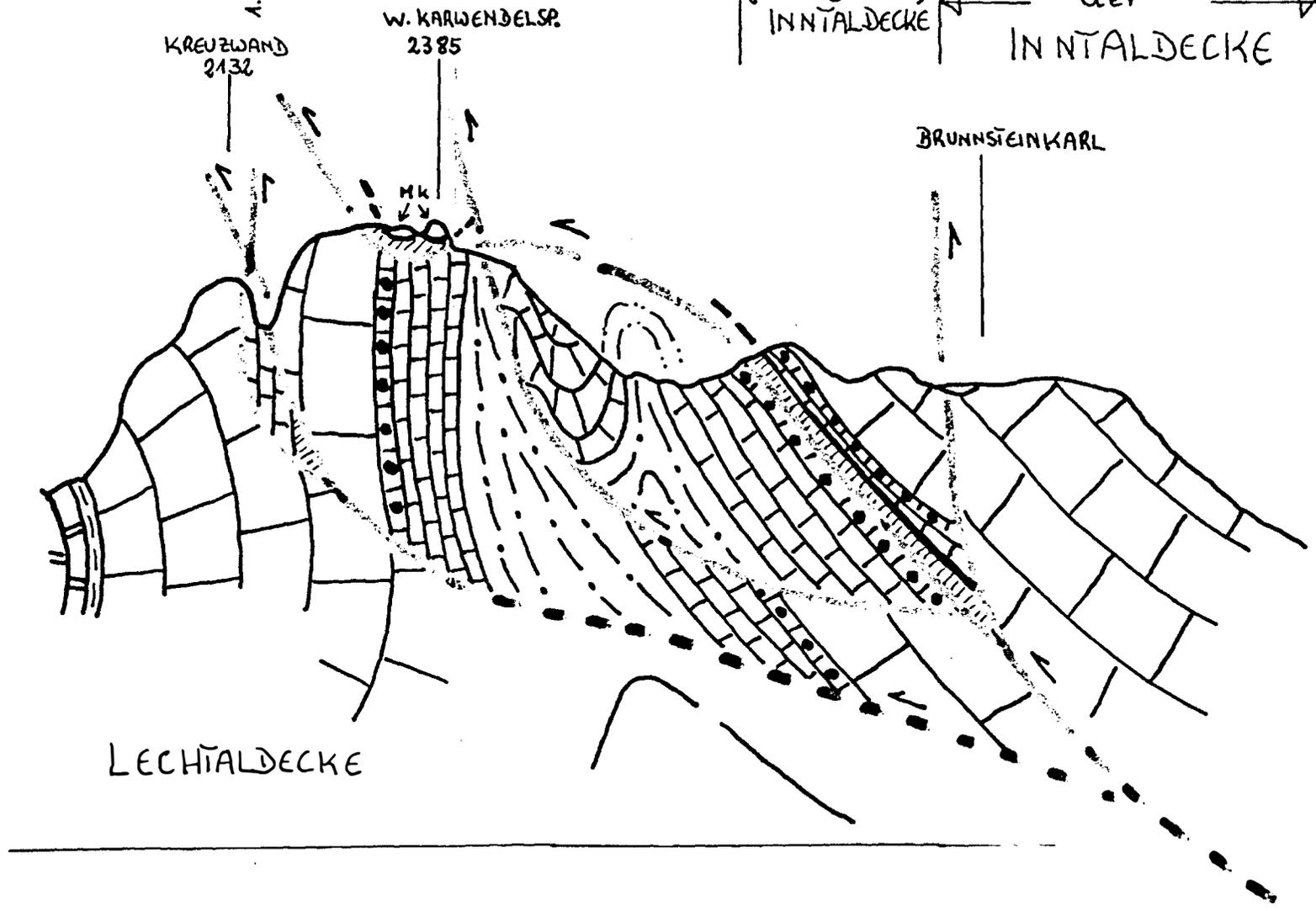
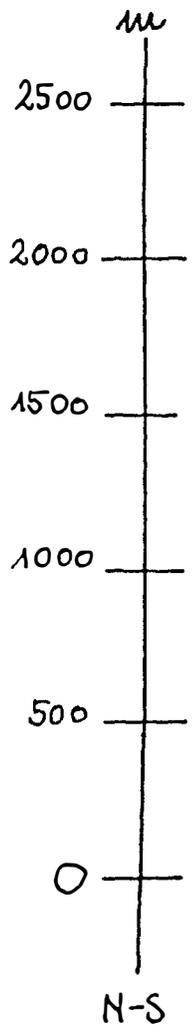


3

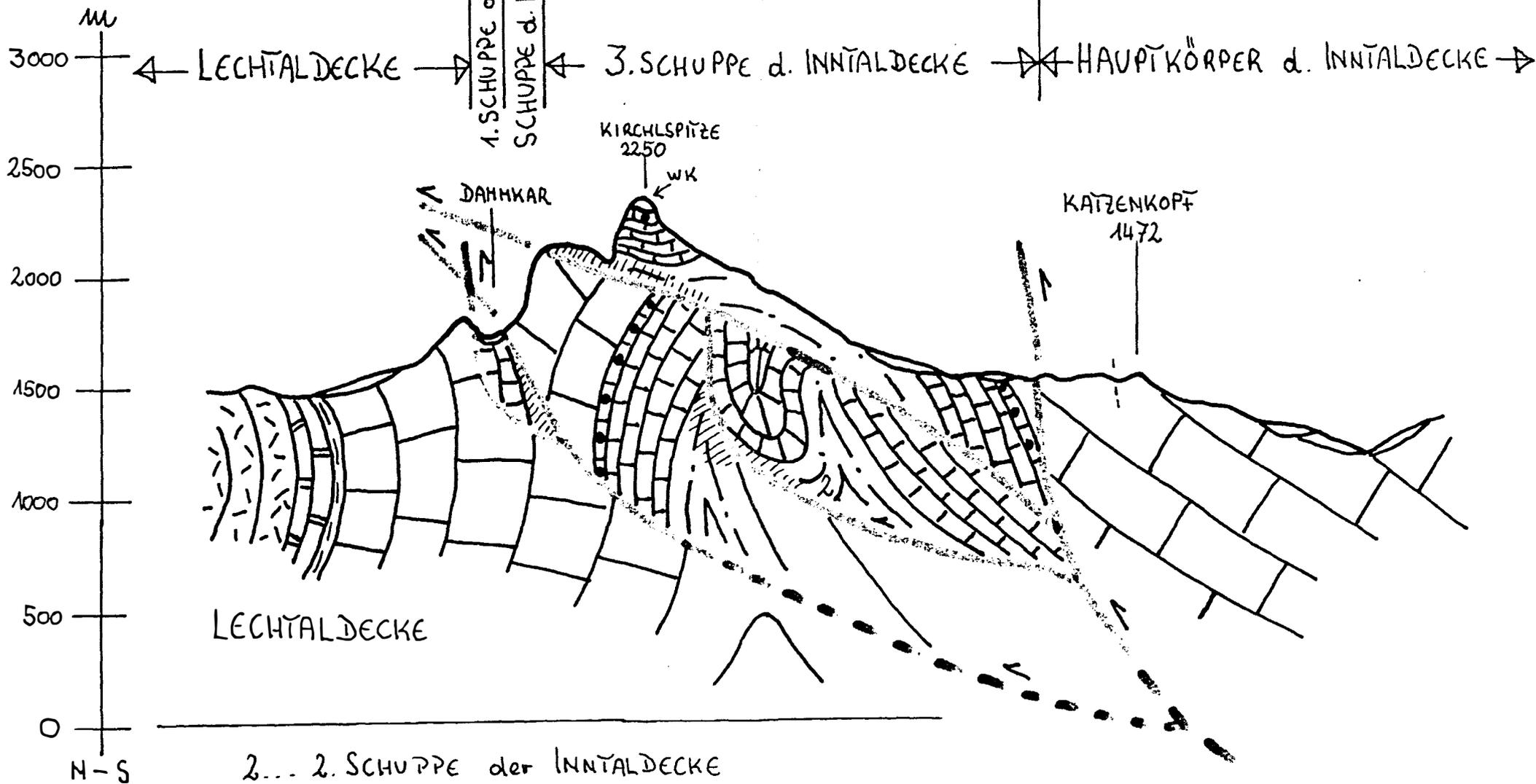




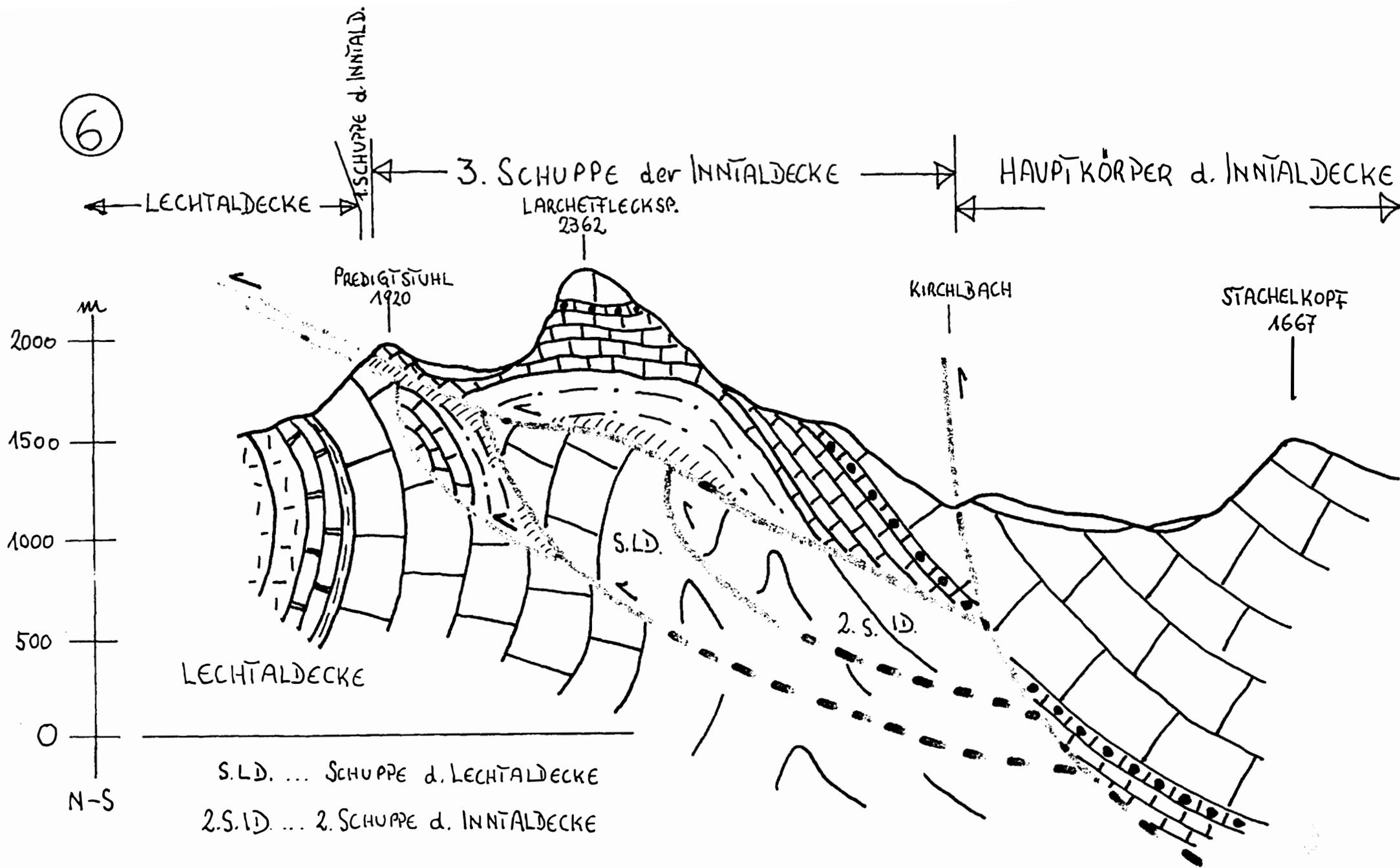
4



5



6



7

GROSSKARSP.
2367

3. SCHUPPE d. INNÄLDECKE

HAUPTKÖRPER d. INNÄLDECKE

KARWENDEL TÄL

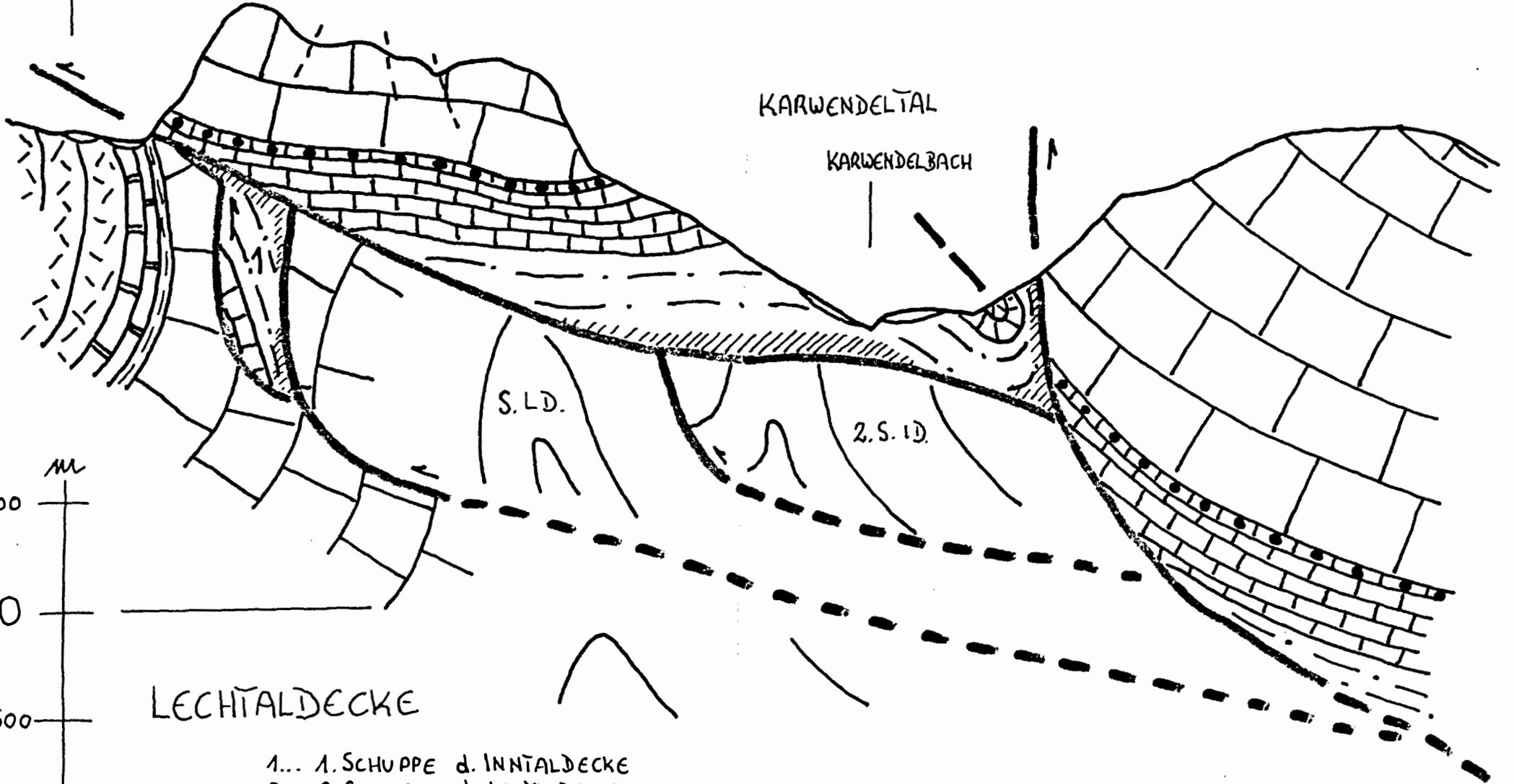
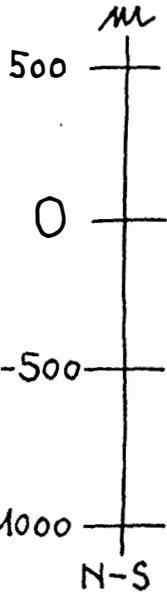
KARWENDEL BACH

S.L.D.

2.S.I.D.

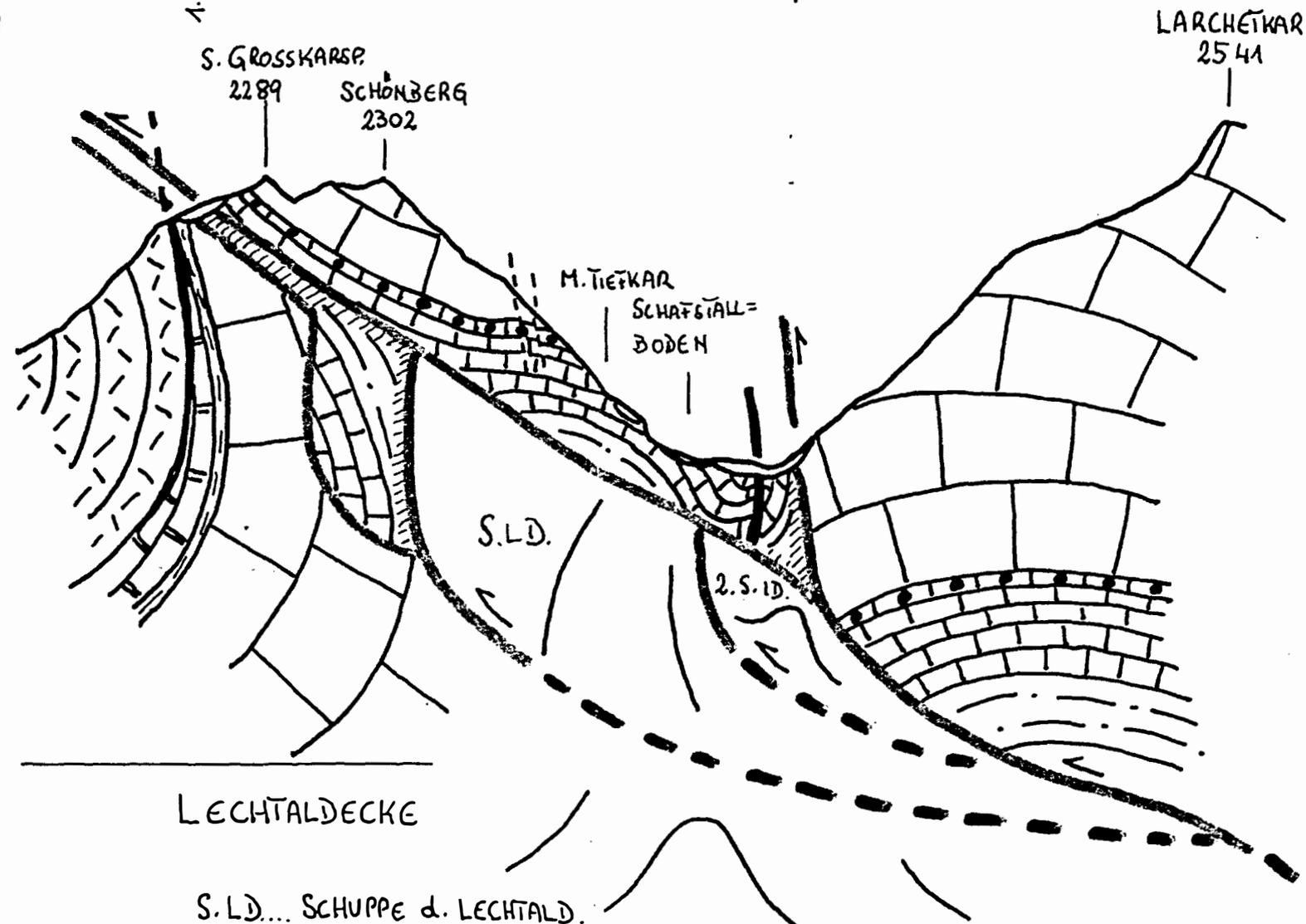
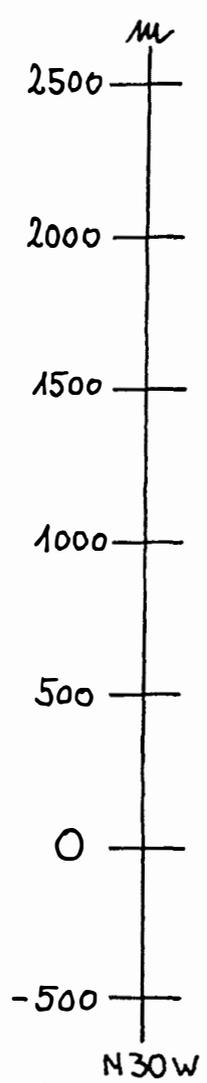
LECHTÄLDECKE

- 1... 1. SCHUPPE d. INNÄLDECKE
- 2.S.I.D.... 2. SCHUPPE d. INNÄLDECKE
- S.L.D.... SCHUPPE d. LECHTÄLDECKE



← LECHTALDECKE → 1.S.ID. ← 3. SCHUPPE d. INNITALDECKE → 2.S.ID. ← HAUPTKÖRPER d. INNITALDECKE →

8



S.L.D. ... SCHUPPE d. LECHTALD.
 1.S.ID. ... 1. SCHUPPE d. INNITALDECKE
 2.S.ID. ... 2. SCHUPPE d. INNITALDECKE

← LECHTALDECKE

3. SCHUPPE der INNITALDECKE

HAUPTKÖRPER d. INNITALDECKE →

9

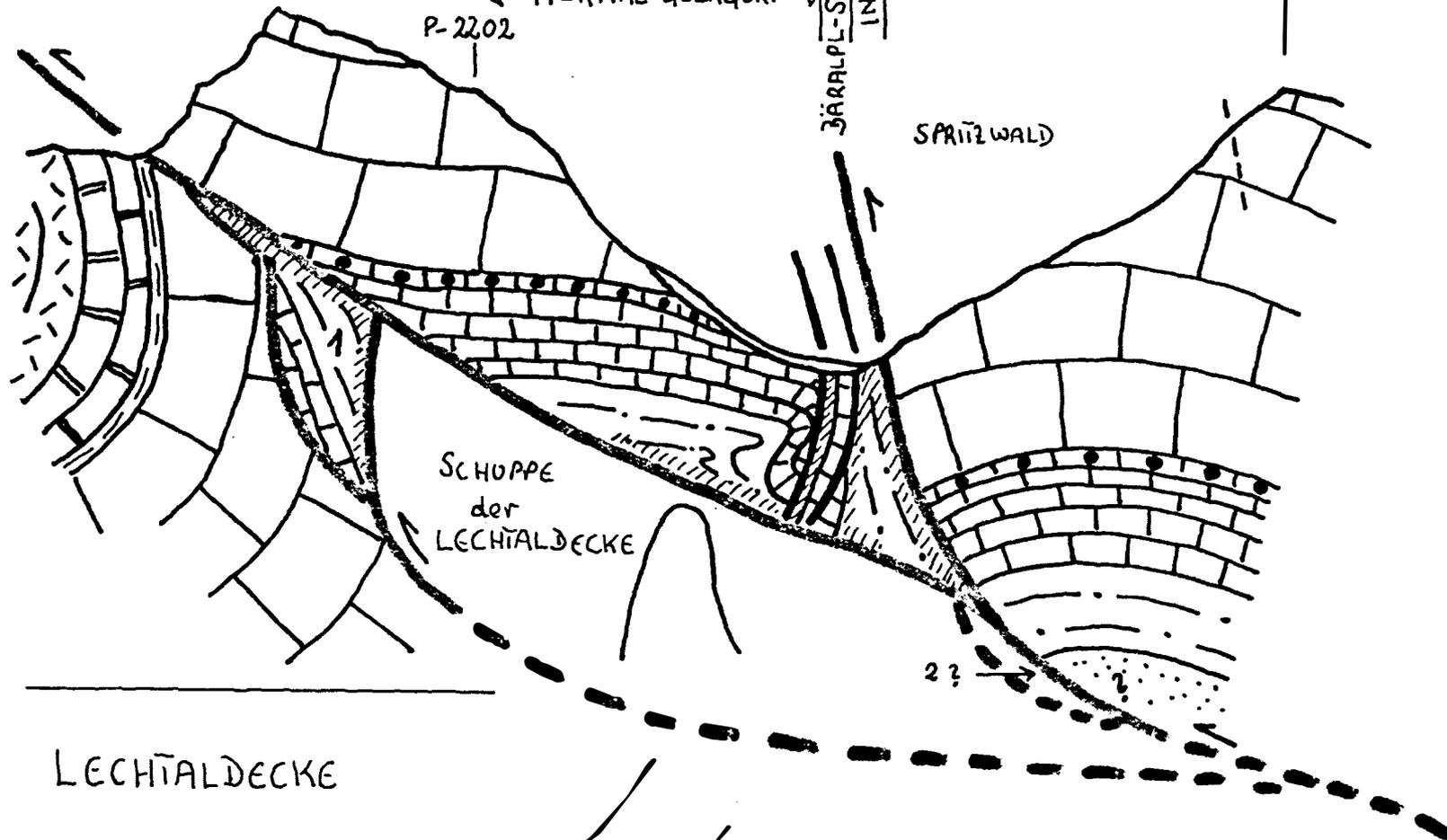
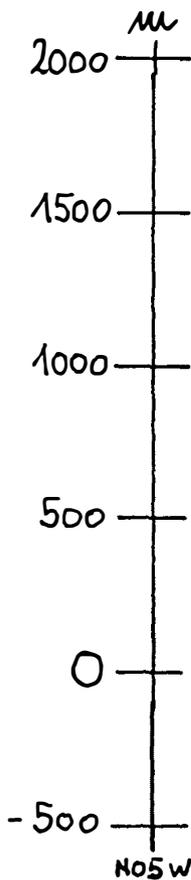
HOCHKARSP.
2484

← NORMAL-GELAGERŦ →

P-2202

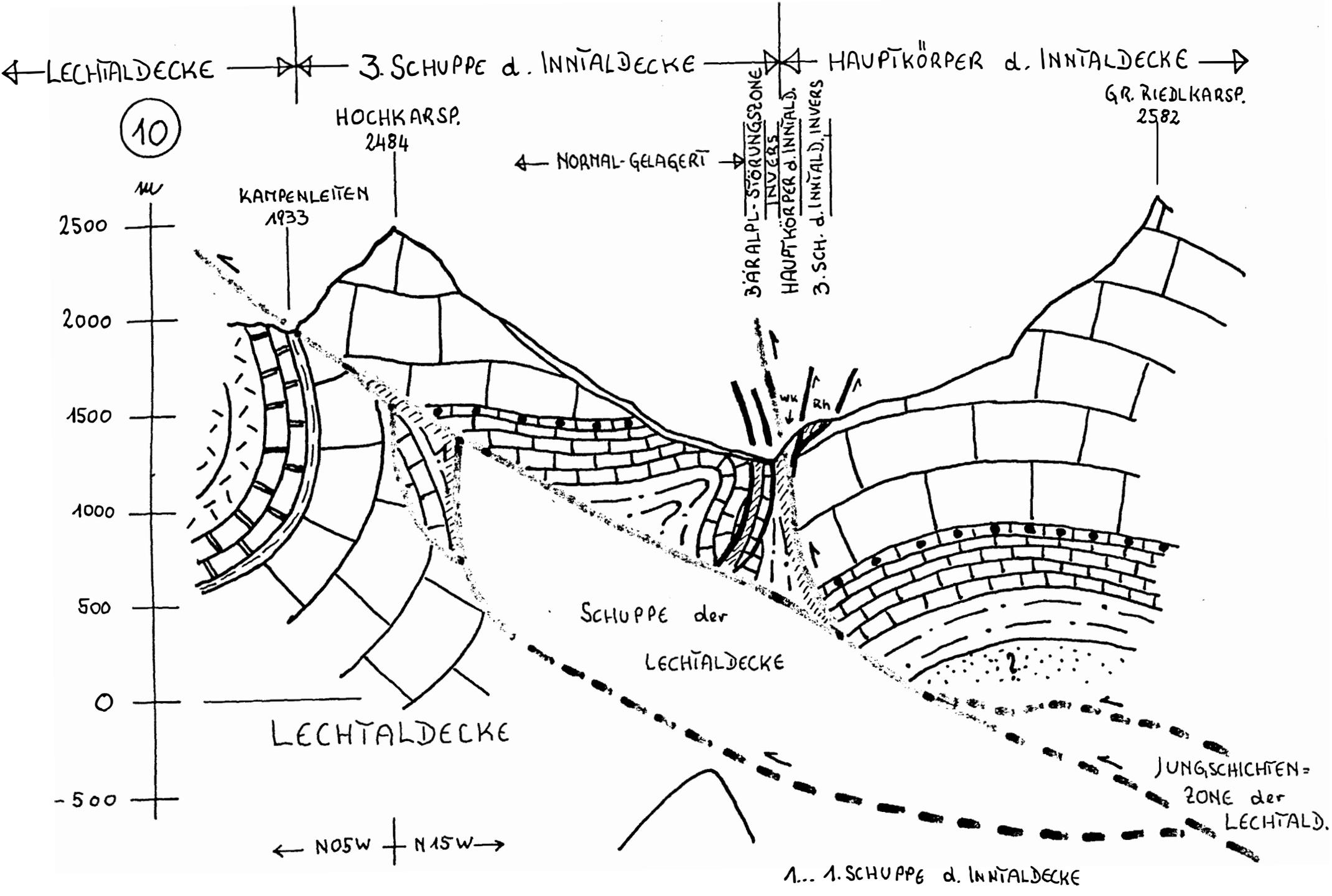
JÄRALPL-SICHRUNGSSONE
INVERS

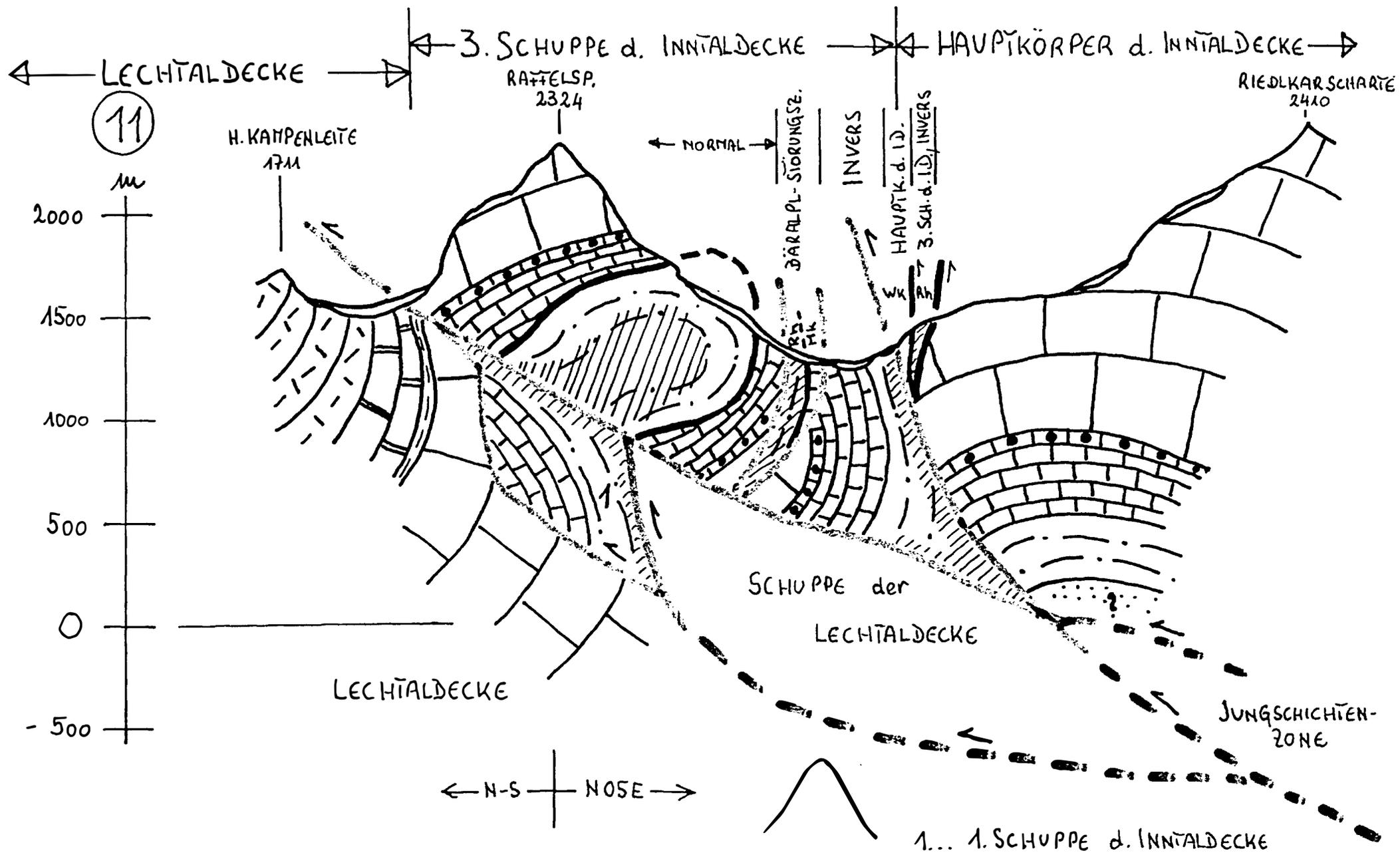
KL. RIEDLKARSP.
2241



LECHTALDECKE

- 1... 1. SCHUPPE d. INNITALDECKE
- 2... 2. SCHUPPE d. INNITALDECKE





← LECHTALDECKE ———— ▷ 3. SCHUPPE d. INNIALDECKE ———— ▷ HAUPTKÖRPER d. INNIALDECKE ———— ▷

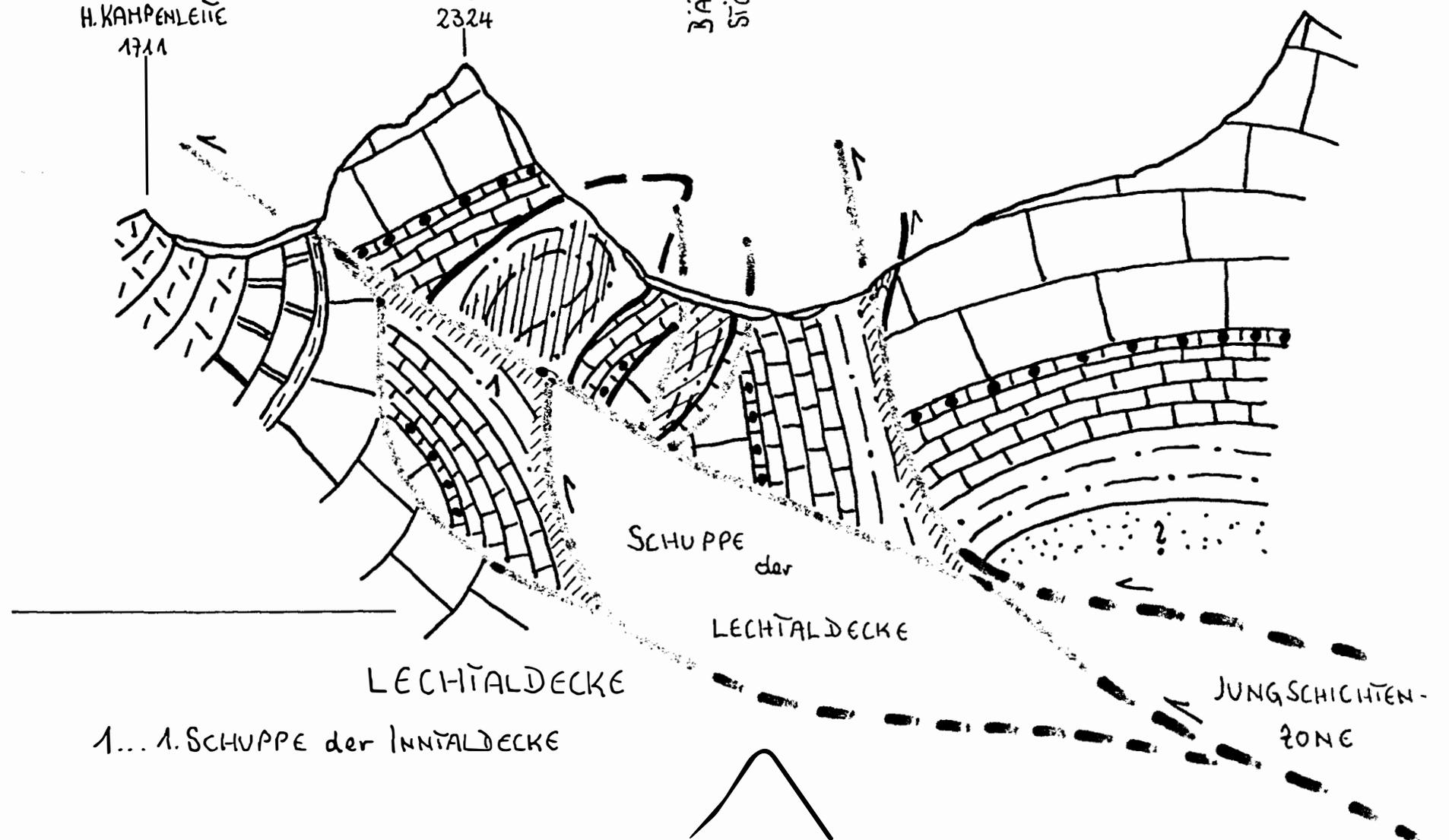
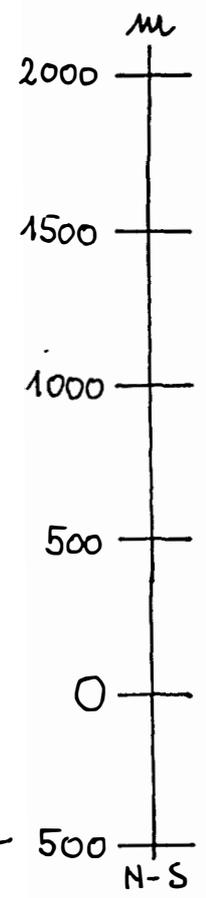
← RAFFELSPITZ-ANÜKLINALE ———— ▷
BÄRALP-
STÖRUNGSZONE INVERS

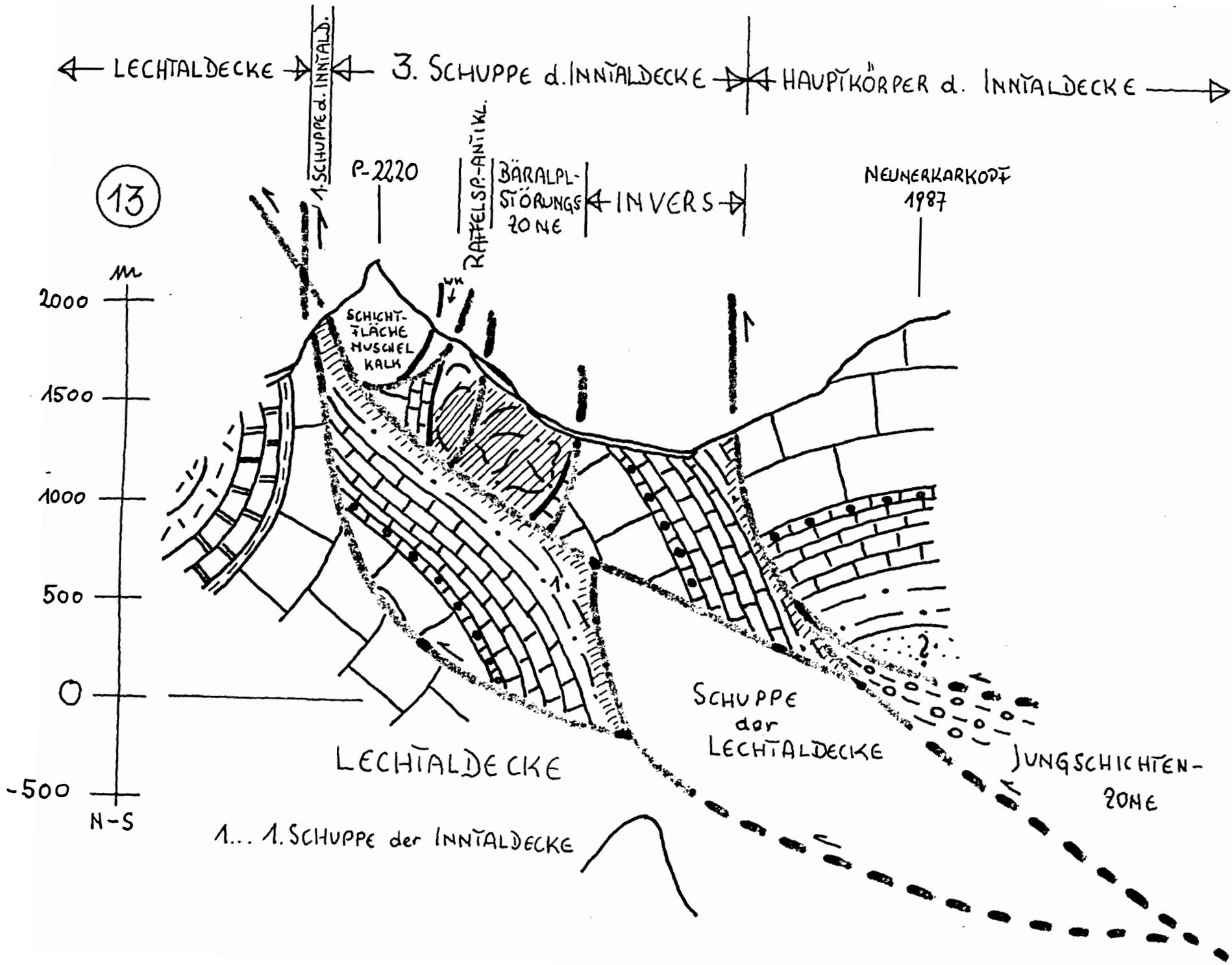
GR. RIEDLKARSP
2585

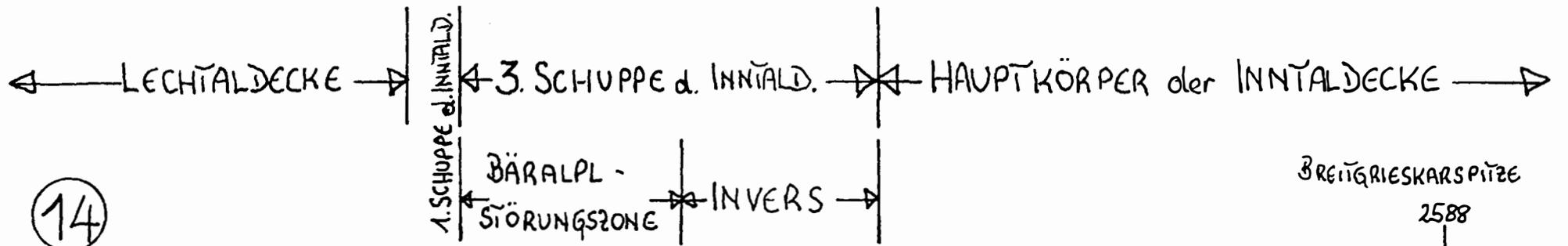
12

H. KAMPENLEITZ
1711

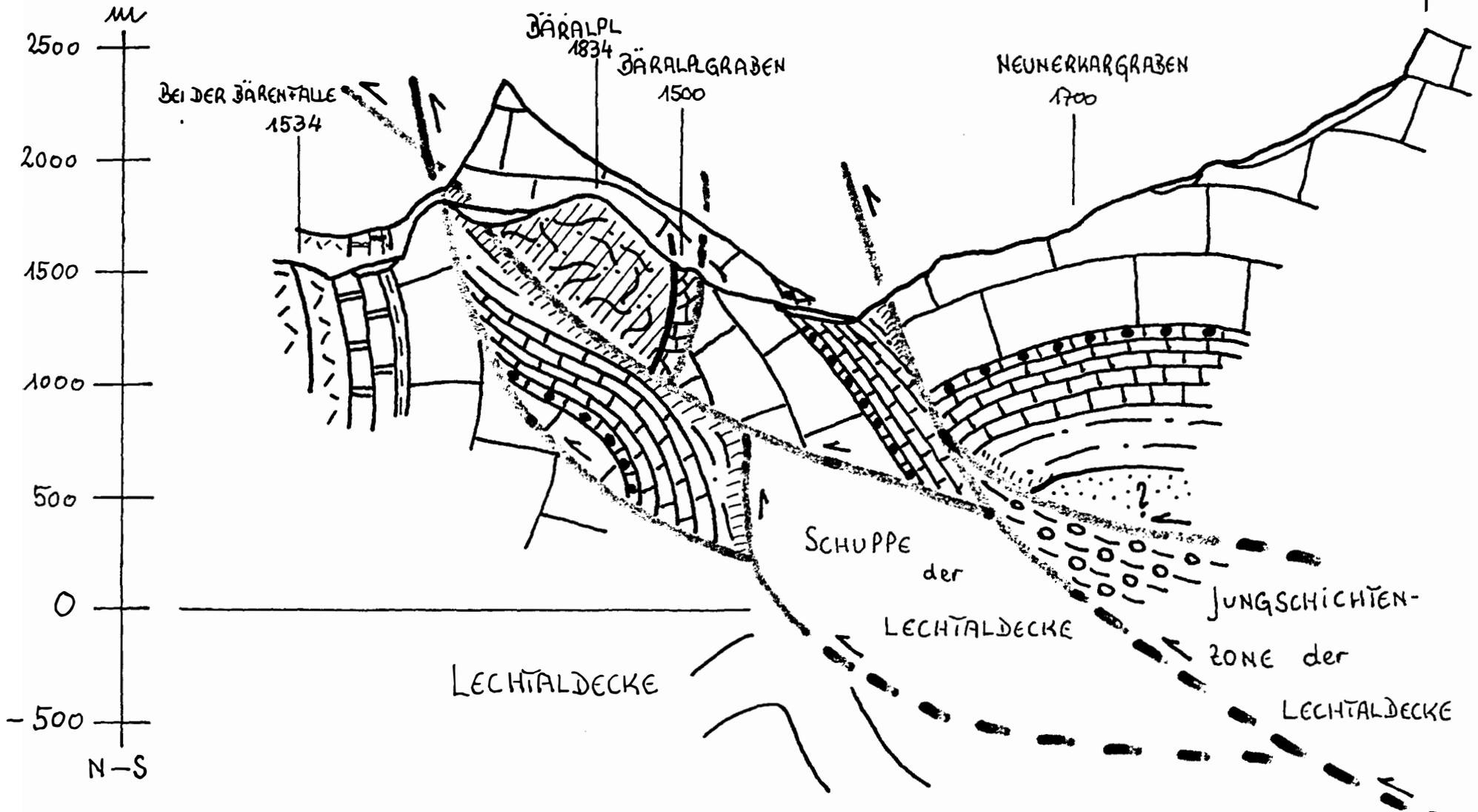
RAFFELSP.
2324





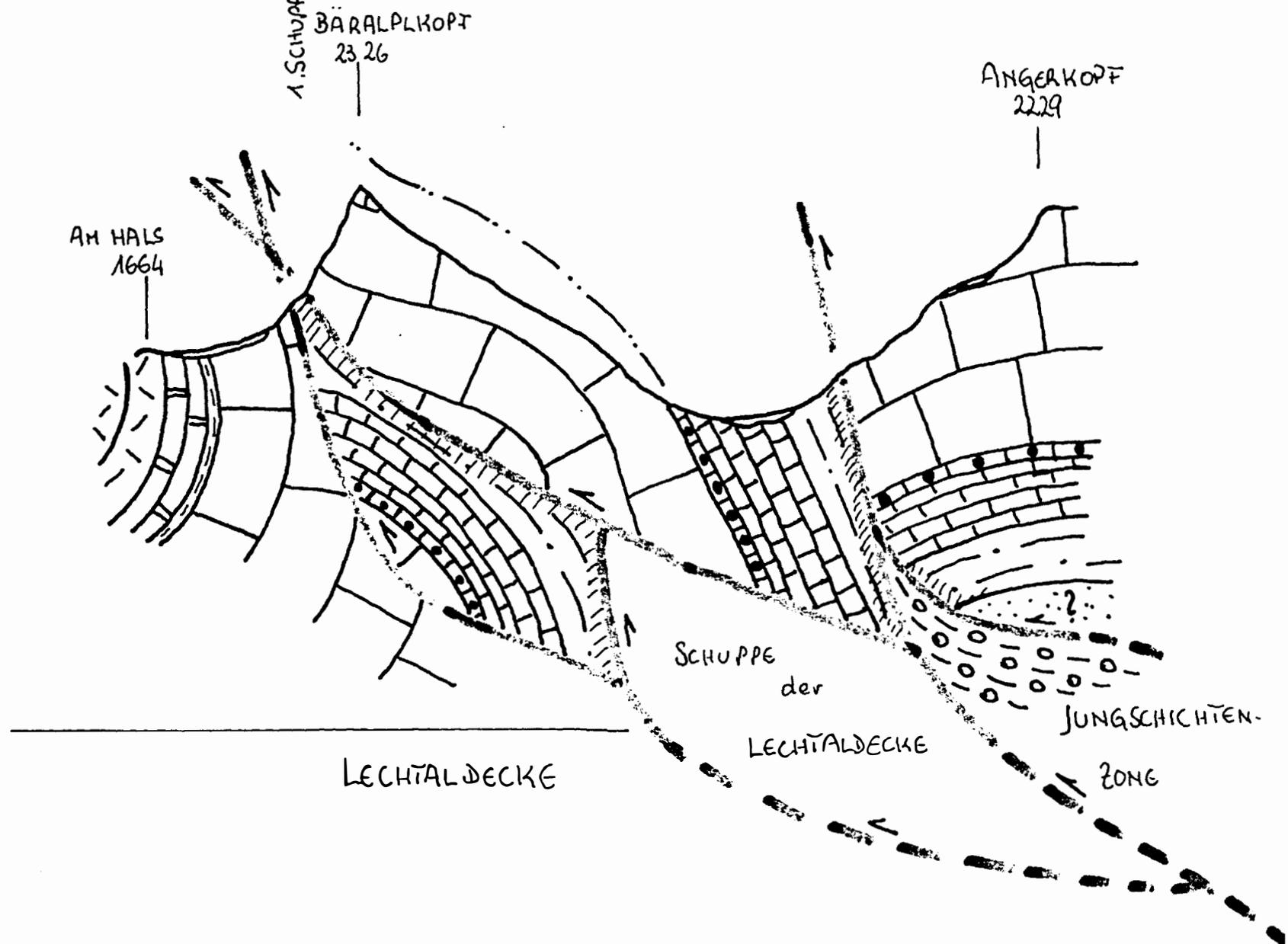
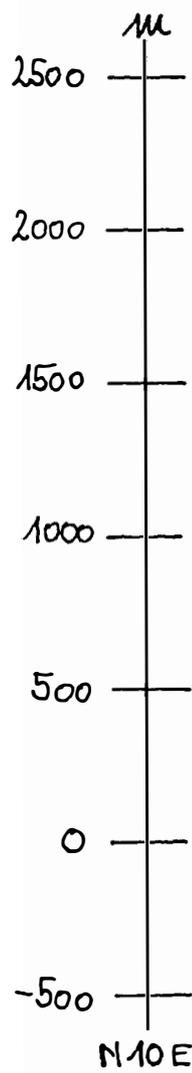


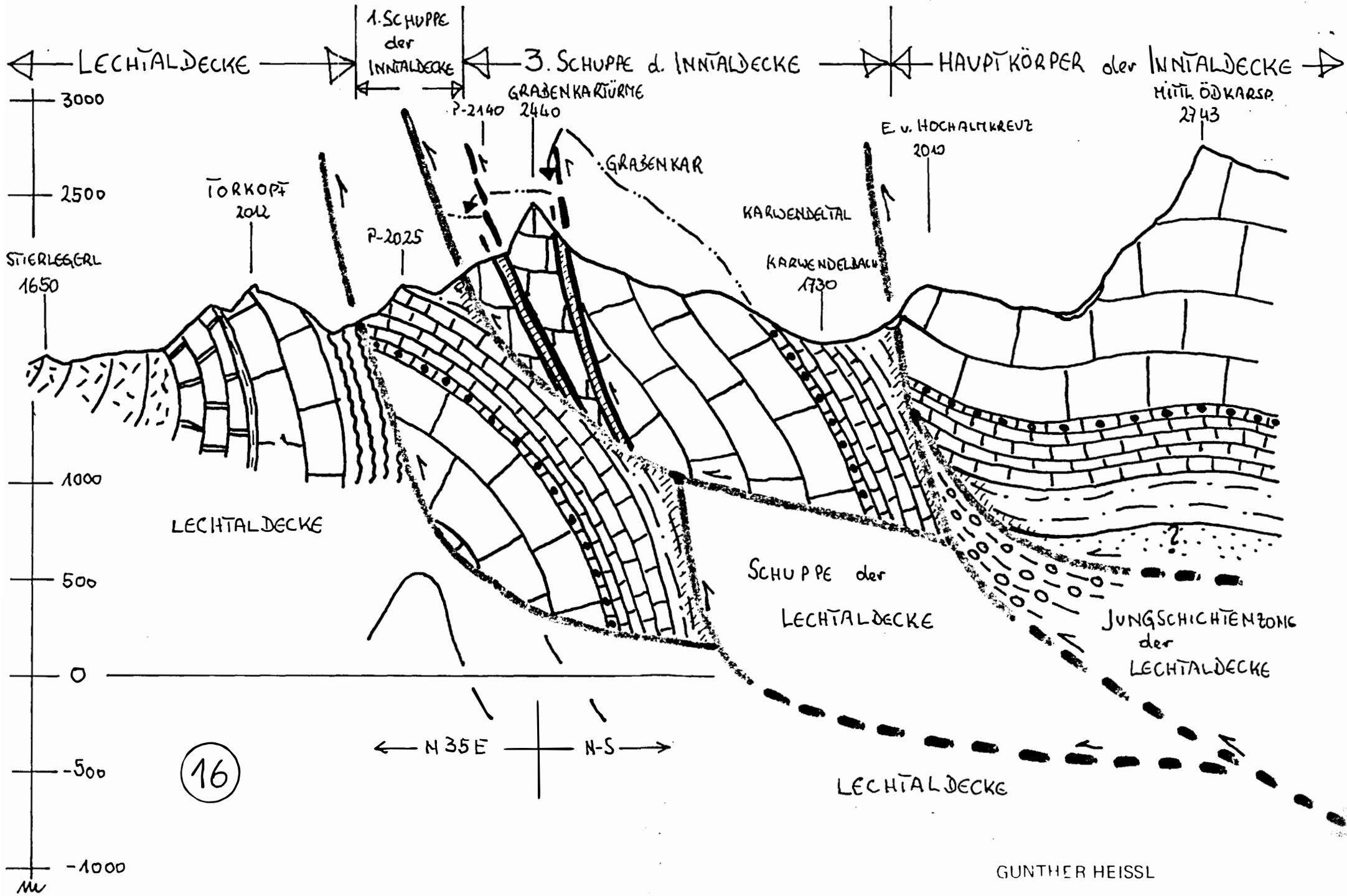
14



← LECHTALDECKE → 1. SCHUPPE d. INNENALDECKE → 3. SCHUPPE d. INNENALDECKE → HAUPTKÖRPER d. INNENALDECKE →

15





Die stratigraphische Stellung der Gipsvorkommen in der Trias von Recoaro (Vicentin, Italien)

von H. Mostler⁺

Zusammenfassung

Die anisische Schichtfolge von Recoaro beginnt mit einer Salinar-entwicklung, die über teilweise erodierte Campiller Schichten im höheren Aegean einsetzt. Die salinaren Ablagerungen stehen in engem Konnex mit Sedimenten, die durch das massenhafte Auftreten von *Dadocrinus gracilis* charakterisiert sind. Diese etwa 30 m mächtige Schichtfolge (Gracilis-Serie) ist bis auf den basalen Teil in das Bithynian einstuftbar und entspricht somit dem mu1 Beta der Germanischen Trias (durch Mega- und Mikrofaunen belegt). Die in der Etschbucht auftretenden Dolomite mit Gipseinschaltungen liegen über den Richthofen'schen Konglomeraten und sind somit zeitgleich mit der gipsführenden Gracilis-Serie.

Über einem geringmächtigen, stark terrigen beeinflussten Schichtstoß (Bunte Mergelserie) folgen biogenreiche Kalke des Subtidals, die mit Kalken und Dolomiten des Intertidals wechsel-lagern (Brachiopodenkalk-Serie). Die reiche Megafauna, aber auch die Mikrofauna, insbesondere die Foraminiferen, ermöglichen eine Einstufung dieser in das tiefere Oberanis (Pelson). Die darüber folgenden Oberen Pereschichten (höheres Oberanis) wurden in die Untersuchungen nicht mehr einbezogen.

Der mitteltriadische Ablagerungsraum (Vicentinische Fazies) von Recoaro bildet den südlichen Teil der "Atesinischen" Plattform nach BOSELLINI 1965. Im Gebiet von Recoaro nimmt diese Plattform während des gesamten Anis eine konstante Hochlage ein, die erst im Laufe des Unterladin eine abrupte Unterbrechung erfährt.

Die Brachiopodenkalke führen eine reiche Megafauna (*Thamnasteria*, *Procyathophora* etc.), die, zusammen mit der von der Mendel bekannt gemachten, zur ältesten Korallenfauna der Alpenen Trias zählt.

⁺) Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck

Summary

The Anisian of Recoaro begins with marine evaporites of higher Aegean age. They overlie partly eroded "Campiller Schichten" (Upper Scythian). The evaporites are connected with sediments, which are characterized by the enormous appearance of *Dadocrinus gracilis*. The Gracilis-member is 30 m thick and belongs to the Bithynian except the basal part (the Bithynian corresponds with the mu1 Beta of the Germanic Triassic; proved by mega- and microfauna). The dolomites with layers of gypsum, which appear in the area of the "Etschbucht", overlie the Richthofen-conglomerates and have the same age as the evaporites of Recoaro.

Fossil-rich limestones of the subtidal which alternate with limestones and dolomites of the intertidal, follow above a thin member of terrigenous sediments ("Bunte Mergel-Serie"). The Upper Anisian (Pelsonian) age of this member was determined with the help of the mega- and microfauna, especially foraminifers.

The Middle Triassic facies region ("Vicentinische Fazies" of Recoaro forms the southern part of the "Atesinischen" platform (BOSELLINI 1965). In the area of Recoaro during the whole Anisian this platform remains in a permanent high position, which is suddenly interrupted in the Lower Ladinian.

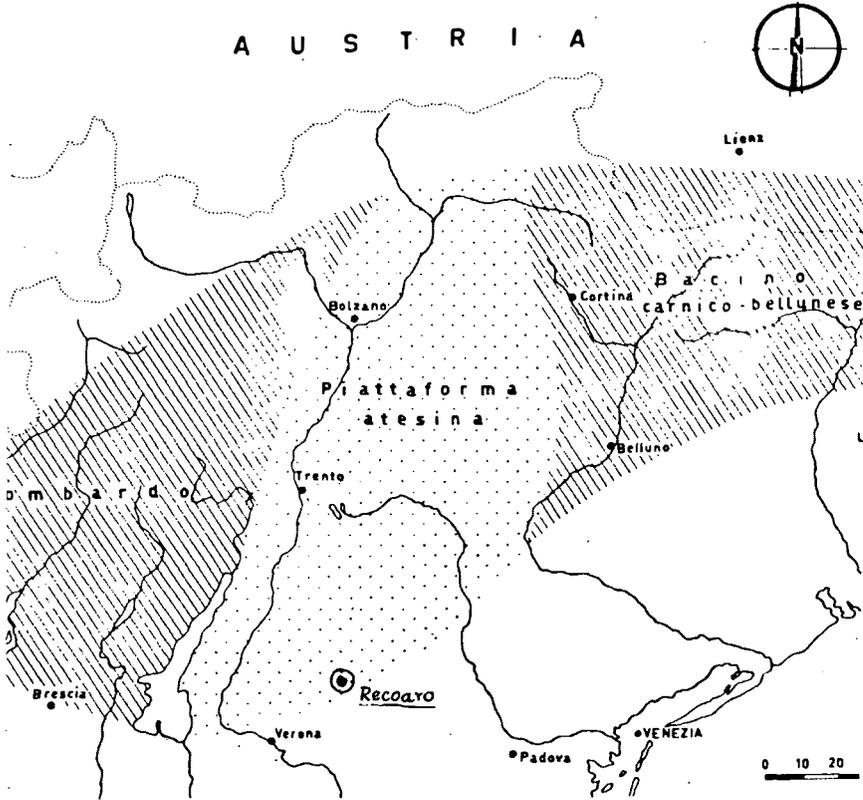
The Pelsonian limestones of Recoaro are rich of corals (*Thamnasteria*, *Procyathophora* etc.) which, together with those of the "Mendel", belong to the oldest coral-fauna of the Alpine Triassic.

Inhalt

1. Einleitung
 2. Die mitteltriadische Schichtfolge von Recoaro
 3. Stratigraphische Position der Schichtfolge von Recoaro
 4. Profilbeschreibung
 5. Megafauna
 6. Mikrofauna
 7. Faziesentwicklung und Faunenvergesellschaftung
 8. Paläogeographische Überlegungen und Vergleiche mit lithofaziell ähnlichen Schichtfolgen der Germanischen Trias
- Literaturnachweis
Tafelerläuterungen

1. Einleitung

Paläogeographisch gesehen liegt Recoaro auf der "Atesinischen" Plattform (BOSELLINI 1965: 36) zwischen dem Karnischen bzw. Belluneser Becken im Osten und dem Lombardischen Becken im Westen (siehe Abb. 1).



Der "Quarzphyllit, der im Kurort Recoaro zutage tritt, wird ohne Zwischenschaltung von Quarzporphyr unmittelbar von geringmächtigem Grödener Sandstein überlagert, gefolgt von ca. 80 m mächtigen Bellerophon-Schichten (LARGAIOLLI 1968: 17). Die darüber transgredierenden Werfener Schichten sind im Hügelszug von Roveglia etwa 150 bis 200 m mächtig. Die "Seiser Schichten" in der für die Hochzone gewohnten Ausbildung werden im Hangenden von Gastropdenoolith abgelöst, der z.T. in Verbindung mit intraformationellen Konglomeraten steht. Die weitere Schichtfolge setzt in roten sandigen Schiefern fort. Es fehlen hier die für die höheren "Campiller Schichten" so typischen Biosparite,

Oosparite und Dololutite, wie sie sonst auf der "Atesinischen" Plattform stets weite Verbreitung haben (siehe FEUERBACH 1971: Beilage III). Daraus ist zu schließen, daß ein Teil der Campiller Schichten einer unteranischen Abtragungsphase zum Opfer fiel. Solche Abtragungen sind an Werfener Schichten der "Atesinischen" Plattform seit längerem bekannt (BOSELLINI 1965: 17), und man kann diese auch einigermaßen gut erfassen. Schwieriger ist es, den Zeitraum der Abtragungsphase abzuschätzen. Gewöhnlich ist es so, daß ein Konglomerathorizont (Richthofen'sches Konglomerat, in dem z.T. bereits Brachiopoden wie *Decurtella decurtata* und *Tetractinella trigonella* auftreten) einen neuen Sedimentationsabschnitt einleitet, d.h. daß während des gesamten Unteranis, vielleicht auch noch im tieferen Pelson, Gebiete der Plattform, die an synsedimentären Brüchen herausgehoben wurden, abgetragen worden sind. BECHSTÄDT & BRANDNER (1971: 45) konnten in den Konglomeraten der illyrischen Peresschichten der Pragser und Olinger Dolomiten sogar Bellerophonkalkgerölle (fossilbelegt) nachweisen, was bedeutet, daß die Abtragung örtlich bis in die höheren Bellerophon-schichten vorgegriffen hat und zeitlich gesehen sich diese nicht nur auf das Unteranis, sondern auch noch auf das tiefere Oberanis erstreckte. Völlig analoge Konglomerate findet man in der unmittelbaren Nähe von Recoaro (in Tretto), ebenfalls in den oberen Peresschichten ("Formazione a trinodosus" nach LARGAIOLLI 1968: 19). Eine auf die Abtragung folgende, neu anlaufende Sedimentation muß aber nicht immer mit einem Konglomerathorizont einsetzen, sondern kann auch mit einer Salinarentwicklung beginnen. Wir sehen in den kavernösen Dolomiten, die die Gipse von Roveglia unterlagern, keine oberskythischen bis tief unteranischen Gesteine, sondern ein Initialsediment der mitteltriadischen Schichtfolge, das im höheren Aegean einsetzt. Die Zeitdauer der Abtragungsphase entspricht demnach dem Zeitraum des tieferen Aegean, was sich nur indirekt aus dem Alter der "Gracilis-Schichten" ableiten läßt (siehe dazu KOZUR 1975: Tab. 1).

2. Die mitteltriadische Schichtfolge von Recoaro

Über den kavernösen Dolomiten, die in der älteren Literatur als Grenzdolomite angesprochen werden, setzt eine Schichtfolge ein, die sich zwanglos in drei Sedimentationseinheiten gliedern läßt; dies wurde schon von GÜMBEL 1879 erkannt.

Die basale Einheit setzt sich aus einem Dolomitmergelkomplex mit Gipslagen im Liegenden und Gracilis-Kalken im Hangenden zusammen. Diese Abfolge stimmt nur dann, wenn man ein Profil durch den Westteil des Gipsbruches im nordöstlichen Gehänge des Höhenzuges von Roveglia (südlich der Ortschaft Mondonuovo) legt. Bezieht man den Ostabschnitt der Gipsgrube (Cave di Gesso) in die Betrachtungen mit ein, so folgen dort über dem basalen kavernösen Dolomit Sedimente, die sich kurz gefaßt folgendermaßen charakterisieren lassen: Dolomitmergel mit zwischengeschalteten biogenführenden Kalkbänken, wechsellagernd mit Tonmergeln, die im höheren Abschnitt mit Wurstelkalken alternieren. Dieser Sedimentkomplex entspricht zeitlich völlig den gipsführenden Dolomitmergeln, mit denen er sich verzahnt. Da aber noch in den basalen Kalken der Gracilis-Schichten eine Gipslage (etwa 3-5 cm mächtig, mit Feinschichtung) lateral anhaltend parallel ss durchzieht, ist der Schluß berechtigt, daß der hangendste Gips zeitlich den basalen

Gracilis-Kalken entspricht. Bei diesem Sedimenttypus handelt es sich um wurstelige bis knollige Kalke mit massenhaft *Dadocrinus gracilis*- Skelettelementen.

Die gesamte Serie soll den Gracilis-Schichten bzw. der Gracilis-Serie, wie sie TORNQUIST (1901: 26) nannte, zugeordnet werden. Die über den Gracilis-Schichten auftretende zweite Sedimenteinheit besteht aus Bunten Tonmergeln und Dolomitmergeln, die mit Ausnahme von Pflanzenhäcksel völlig fossilfrei sind. Ob die grünen, tonigen, z.T. sandigen Lagen tuffogener Natur sind, wie dies TORNQUIST 1901 vermutete, ließ sich bisher nicht mit Sicherheit abklären. Wir wollen diesen Komplex als "Bunte Mergelserie" bezeichnen, die von der dritten Einheit, den Brachiopodenkalken, überlagert wird. Hierbei handelt es sich um z.T. knollige, sehr biogenreiche Kalke, denen ebenflächige, dickbankige Flachstwasserkalke (flaches Subtidal bis Intertidal) zwischengeschaltet sind. Abgeschlossen wird die dritte Einheit von braunen, barytführenden Dolomiten. Die drei Sedimentkomplexe, die in ihrer Mächtigkeit stark schwanken, wurden auf dem Kartenblatt Schio von T. LARGAIOLLI (1968: 18) als "Calcarea di Recoaro" zusammengefaßt (siehe dazu auch G. ROSENBERG 1968).

3. Stratigraphische Position der Schichtfolge von Recoaro

Stratigraphisch verwertbar ist das Vorkommen von *Decurtella decurtata* einerseits und das Auftreten von sicher nachgewiesenem (an Hand von Kelchen) *Dadocrinus gracilis* andererseits. BECHSTÄDT & MOSTLER (1974: 8) konnten aufzeigen, daß *D. decurtata* auf das Pelson ("binodosus-Zone" im Sinne von ASSERETO 1971) beschränkt ist; KOZUR (1974: 12) scheidet in der Germanischen Trias eine decurtata-Zone aus, die in ihrer Reichweite völlig dem Pelson in der tethyalen Trias entspricht, wie auch durch Conodonten (kockeli-Zone) bestätigt werden konnte.

Da die Kalke mit gesichertem *D. gracilis* stets die Brachiopodenkalke unterlagern, müssen erstere älter sein. Nach neuesten Untersuchungen (KOZUR 1974: 11) setzt *D. gracilis*, und nur diese Art (z.T. wird diese mit *D. kunischi* verwechselt), im unteren Germanischen Muschelkalk, und zwar mit Beginn des mu1 Beta ein. Da noch Gipslagen innerhalb der basalen Gracilis-Kalke auftreten, bedeutet dies für die Hangendpartie des Dolomitmergel-Gipskomplexes höheres Unteranis (=Bithynian nach ASSERETO 1973, 1975). Da ein enger Konnex zu den basalen, kavernösen Dolomiten (Salinafazies) besteht, dürften diese wohl bereits dem höheren Aegean entsprechen; auf verwertbare Fossilien bezogene stratigraphische Anhaltspunkte gibt es hierfür nicht. Für die Alterseinstufung der Gipse^{+) im Hangendabschnitt ist ihre Verbindung mit den gracilis-führenden Kalken aussagekräftig genug (siehe Abb. 2).}

^{+) Die Gesamtprofilaufnahme erfolgte im Herbst 1967; zu dieser Zeit herrschten noch gute Aufschlußverhältnisse. Eine Bemusterung der Gipsgrube von Rovegliana im Spätherbst 1975 konnte nur mehr im Hangendabschnitt dieser vorgenommen werden; der Liegendabschnitt ist völlig verfallen. Die mit Herrn Prof. Dr. W. KLAUS, Wien, durchgeführte Profilaufnahme war speziell auf die Entnahme von Gipsproben und deren stratigraphische Einbindung ausgerichtet. Herr Prof. Dr. W. KLAUS wird über die Ergebnisse der Schwefel-isotopen-Untersuchungen dieser Gipse in einer eigenen Arbeit berichten.}

OBER-SKYTH		UNTER-ANIS			OBER-ANIS			Stufen		
OLENEK (SPATHIAN)		AEGEAN		BITHYNIAN	PELSON		JULYR			
SO1a	SO1b	SO2	MU1d	MU1b	MU1g	MU2c	MU2	Gliederung germanische Trias	nach KOZUR 1975	
Ass.-Zone mit <i>C. costata</i> und <i>B. tenuis</i>		Ass.-Zone mit <i>Myophoria vulgavis</i> <i>Beneckeia buchii</i> & <i>Dadocrinus gracilis</i>			Decurtella decurtata-Zone			Megafossilien Assemblage/ Zonen		
		aegaea-Zone			kockeli-Zone			Conodonten Zonen		
M. deformata-Zone				S. densa-Zone				Foraminiferen Zonen (GAZDZICKI) 75		
									Lithologische Einheiten von Recoaro	
Campiller- Schichten	geschätzter Erosionsbe- trag	vermutete Zeit d. Abtra- gung	Dadocrinus gracilis-Serie		Bunte Mergel	Brachiopodenkalk- Serie	Obere Peres- schichten		Schichtnamen	

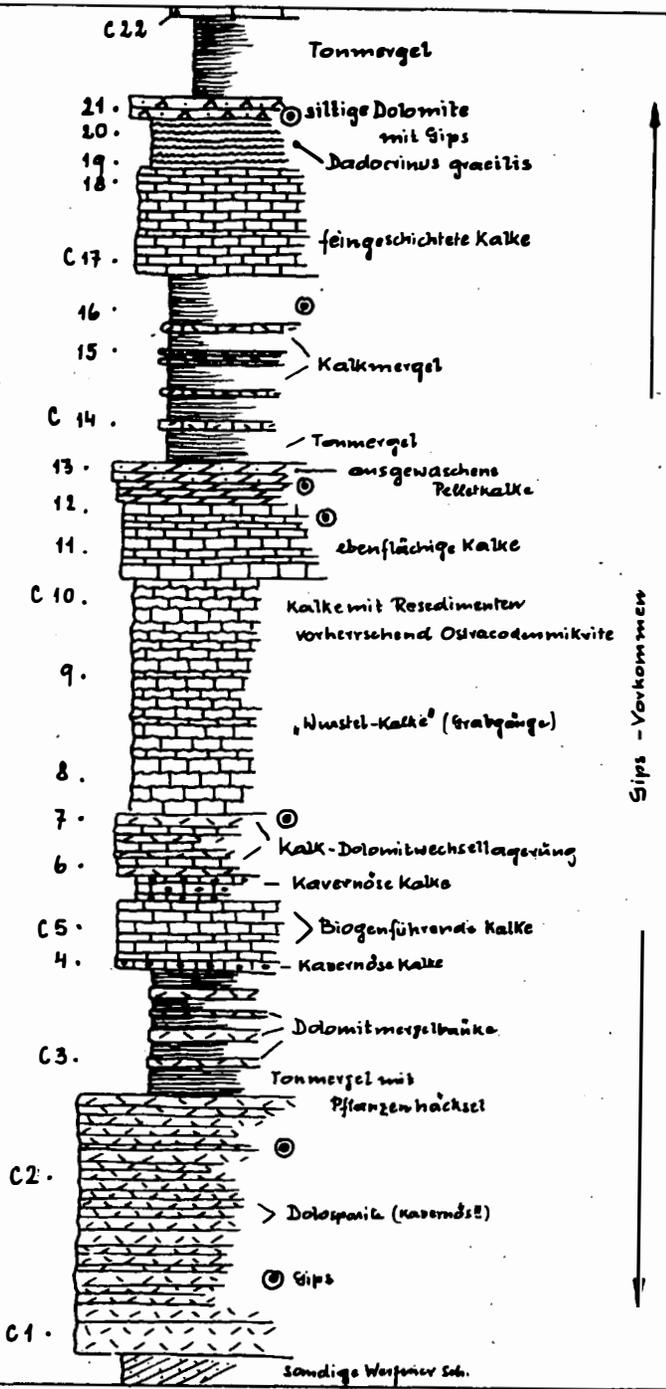
4. Profilbeschreibung (Abb. 3 und 4)

Gracilis-Serie:

Über den sandigen, nur selten etwas mergeligen roten Schichten setzt ein bis 5 m mächtiger Komplex bestehend aus kavernösen Dolomiten ein. Die maximalen Bankmächtigkeiten betragen 60 cm, durchschnittlich sind es 15-20 cm-Bänke. Es handelt sich um völlig sterile Dolosparite mit Hohlräumfüllungen, die z.T. von Gips ausgefüllt werden. Den Abschluß dieser Folge bildet ein gelber, sandiger Dolomit. Darüber setzen dunkelgraue dolomitische feingeschichtete Tonmergel (ca. 2,5 m mächtig) ein, in die hin und wieder laminierte Dolomitmergelbänke mit siltigem Quarz- und Glimmerdetritus eingeschaltet sind. Auffallend ist der hohe Anteil an Pflanzenhäcksel. Die darauffolgenden geringmächtigen Kalke sind zunächst kavernös und führen im höheren Teil bereits die ersten Biogene (vor allem Gastropoden und Lamellibranchiaten), doch werden diese wiederum von über 1 m mächtigen kavernösen Kalken bis Dolomiten abgelöst; letztere führen etwas Gips.

Abrupt wird die bisherige Serie des Unteranis (siehe Profil) von Kalkmergeln mit typischer Wurstelkalkstruktur abgelöst. Schlagartig setzt eine relativ reiche Fauna, bestehend aus massenhaft Lamellibranchiaten, Gastropoden, Foraminiferen und Ostracoden ein. Mikrofaziell handelt es sich um stark bioturbate (z.T. sichere Stopfgänge; Taf. 1, Fig. 1) Ostracodenmikrite mit etwas Quarz- und Glimmersiltschüttungen. Die Ostracoden liegen meist doppelklappig vor (Taf. 1, Fig. 2). In diese eingeschaltet treten immer wieder Lumachellen mit Resedimenten auf. Auffallend sind relativ häufig vorkommende *Spirorbis*-Bruchstücke oder ganze Exemplare. Insgesamt ist dieser Abschnitt etwa 4,5 m mächtig. Erneut setzen ebenflächige Kalke ein, die neben Muscheln vorherrschend Gastropoden führen; nach oben nimmt der Biogenreichtum ab und leitet in laminierte sterile Pelletkalke über. Die wenigen ausgewaschenen Bereiche sind z.T. mit Gips erfüllt. Darüber setzen schräggeschichtete, völlig ausgewaschene Pelsparite mit Resedimenten ein. Abgelöst werden diese von ca. 4 m mächtigen Tonmergeln mit zwischengeschalteten Kalkmergelbänken, die sich aus vorwiegend bioturbaten Ostracodenmikriten zusammensetzen. In einem Fall wurde ein siltiger Mergel mit parallel ss aufsprossenden Gipskristallen gefunden. Die darauffolgenden bis 2 m mächtigen ebenflächigen Kalke sind stets feingeschichtet. Sie sind reich an Gastropoden, deren Gehäuse z.T. mit Gips ausgefüllt wurden. Die darüber folgenden wursteligen Kalkmergel bis Kalke führen erstmals Crinoiden (*Dadocrinus gracilis*), die zunächst noch in Ostracodenmikriten locker eingestreut sind. Darüber folgen noch zwei ca. 40 cm mächtige Bänke mit typischem slumping; es handelt sich hierbei um siltige Dolomitmergel, die relativ häufig Resedimente führen und mit Gipslagen wechsellagern. Die einzelnen Lagen sind deformiert bzw. zerglitten (Taf. 1, Fig. 3). Es folgen 4,5 m mächtige Tonmergel, denen zwei Kalkbänke, die sich aus Biomikriten aufbauen, zwischengeschaltet sind. Sehr scharf werden diese Tonmergel von wursteligen bis knolligen Gracilis-Kalken überlagert (Taf. 1, Fig. 4). Es sind entweder Biomikrite, die sich aus massenhaft Crinoidenstielgliedern und Brachialia zusammensetzen, oder Biosparite, die neben den Echinodermaten vor allem Lamellibranchiaten und Gastropoden aufweisen. Im hangenden Bereich

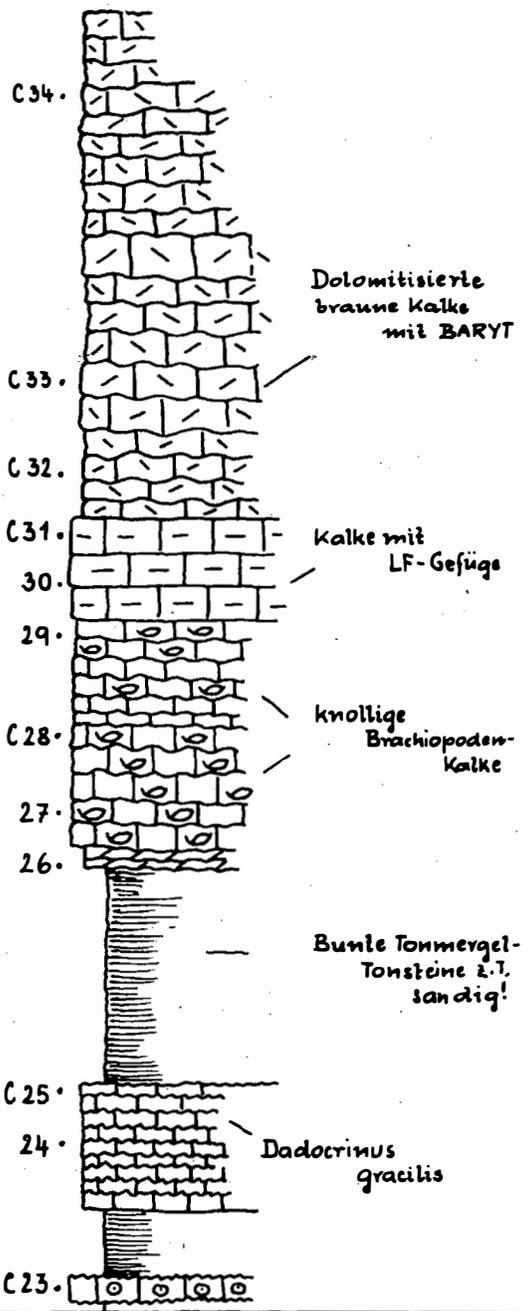
DADOCRINUS GRACILIS - SERIE



Camptiller

BRACHIOPODENKALK - SERIE

BUNTE
MERGEL - SERIE



werden die Crinoiden spärlicher und unmittelbar vor Einsetzen der sterilen Tonmergel treten in einem kurzen Profilabschnitt erstmals Algen (Dasycladaceen) auf.

Bunte Tonmergel-Serie:

Die in der Gipsgrube nur 4 m mächtig werdenden "Bunten Tonmergel" setzen sich zunächst aus dunkelgrauen siltigen Tonmergeln bis Tonsteinen zusammen. Sie führen relativ viel Pflanzenhäcksel. Nach oben hin werden diese von sandigen, grünen, tonig-mergeligen Gesteinen überlagert; die intensiv grünen Lagen erinnern an Pietra verde, weisen aber außer Muskowit, Chlorit und Quarz keine für diese Art von Tuffen typischen Minerale auf, wie etwa Biotit, Plagioklas und Kalinatronfeldspat. Vielmehr erwecken sie den Eindruck terrestrischer Sedimente. Die weitere Schichtfolge wechselt zwischen grünen, roten und rotvioletten Tonsteinen und Tonmergeln. Bereits außerhalb der Gipsgrube bei der Kapelle auf der höchsten Erhebung des Höhenzuges von Rovegliana sind diese Schichten, was ihre Mächtigkeit betrifft, auf 10 m angewachsen.

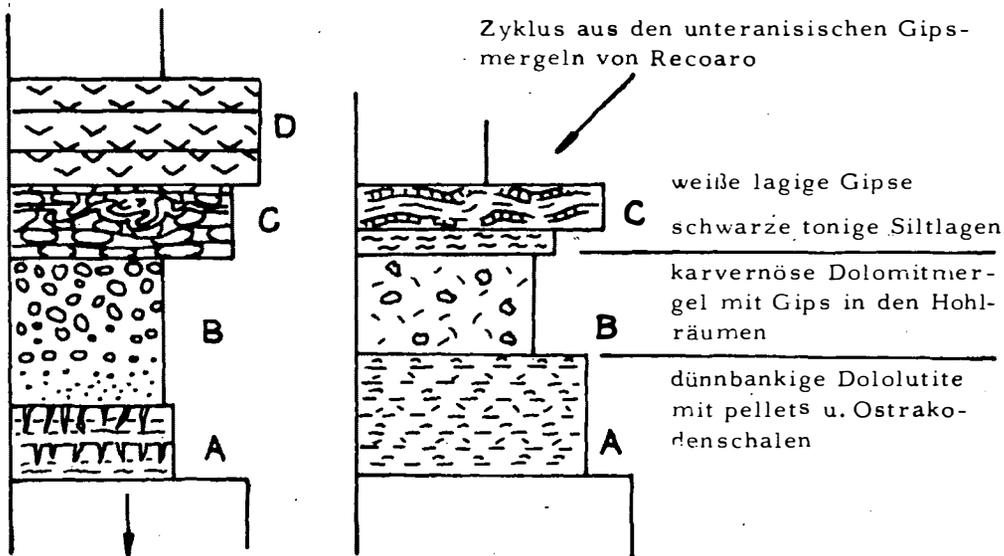
Gipsmergel-Serie:

Im Ostabschnitt der Gipsgrube findet man die gipsführenden Mergel. Von der insgesamt ca. 25 m mächtigen Folge (TORNUQUIST 1901: 96) waren zur Zeit der Aufnahme nur die hangenden 12 m zugänglich. Die tieferen gipsreichen Partien dürften wohl bald nach der Gipsentnahme verbrochen sein.

Der noch gut erschlossene Hangendteil der Gipsgrube läßt sofort die markante Wechsellagerung zwischen den 30-100cm mächtigen Dolomitmergeln und den dünnen, weißen bis rötlichen Gipslagen erkennen. Bei näherer Betrachtung stößt man auf eine mehr oder minder gute rhythmische Abfolge. An der Basis sind es stets Dolomitmergel mit einer z.T. noch gut erkennbaren Feinschichtung. Die relativ dichten Dolomitmergel (Dololutite) führen neben etwas Quarz- und Glimmerdetritus (Silt) Pellets und untergeordnet Ostracodenschalen. Darauf folgen dünnbankige Dolomitmergel mit Silteinschaltungen; sie sind mehr oder minder kavernös entwickelt, wobei z.B. Gips die Lumina ausfüllt. Der dritte Sedimenttypus, der nach unseren Beobachtungen immer wieder die kavernösen Dolomitmergel überlagert, setzt stets mit einer dunklen, nahezu schwarzen, tonig-siltigen Lage ein, gefolgt von weißem oder rötlichem Gips, der eine unregelmäßige Laminierung, z.T. Kräuselung aufweist und immer wieder Fragmente von Dololutit eingeschaltet hat. Sieht man sich in der Literatur nach ähnlichen Sedimentfolgen um, so lassen sich Vergleiche mit den Zyklen der salinaren Bellerophonschichten, wie sie BOSELLINI & HARDIE dargestellt haben, anstellen.

Die einem Zyklus zuordenbare basale Schicht A (nach BOSELLINI & HARDIE 1973: 11) weist eine Reihe von Gemeinsamkeiten mit der Schicht A (siehe Abb. 5) von Recoaro auf. In beiden treten Ostracodenschalen, Pellets und sehr feiner Dolomitschlamm auf. Schwieriger ist es, den massiven, schwarzen, sandigen, gipsknollenführenden Dolomit der Bellerophonschichten (B) mit den kavernösen siltigen Dolomitmergeln von Recoaro zu vergleichen. Es konnte nicht abgeklärt werden, ob die mit Gips erfüllten Lumina von ursprünglichen Gipsknollen stammen, oder ob es sich um erst später gefüllte Hohlräume handelt. Übereinstimmend ist die Quarz- und

Glimmerdetritusführung. Ein guter Konsens herrscht wiederum bei den lagigen, z.T. in Falten gelegten, Gipsen (C), die hier wie dort Fragmente von Dolomit zwischengeschaltet haben. Gipse von der Ausbildung, wie sie in den Bellerophonschichten auftreten und unter dem Unit D geführt werden, fehlen im Hangendabschnitt der Gipsgrube; es wäre aber durchaus möglich, daß dieser Typus in den mächtigeren Gipslagen von Recoaro auftritt.



Zyklus aus den Bellerophonschichten nach BOSELLINI & HARDIE

Die recht ähnliche Ausbildung der Gipsvorkommen von Recoaro mit denen der Bellerophonschichten, wie sie BOSELLINI & HARDIE 1973 beschrieben haben, lassen naturgemäß auf analoge Bildungsbedingungen schließen. Demnach hat sich im Raum von Recoaro nach einer Abtragungsphase, der ein Teil der Campiller Schichten zum Opfer gefallen ist, ein Sedimentbereich herausgebildet, der zwischen einer sehr flachen Lagune und einem typischen Sabkha-Komplex pendelte. Es zeigt sich also, daß der erstmals von BOSELLINI & HARDIE 1973 erkannte, in den Bellerophonschichten auftretende, Sedimentzyklus nicht nur auf die Bellerophonschichten und Raibler Schichten der Südalpen beschränkt ist, sondern in etwas abgewandelter Form auch in den unteranisischen Sedimenten desselben Großraumes auftritt.

Brachiopodenkalk-Serie:

Über den letzten rot-grünen Mergeln setzen ziemlich abrupt knollige Kalke ein. Zuunterst sind es noch zwei Bänke knolliger Kalkmergel mit dünnschaligen Ostracoden und nur äußerst selten Brachiopoden; die eher konkretionär entstandenen Knollen schwimmen in einer tonreichen, etwas siltführenden Matrix, doch gleich darüber sind es schon reine knollige Brachiopodenkalke, die sich vorwiegend aus *Tetractinella trigonella*, *Coenothyris vulgaris* und *Decurteilla decurtata* zusammensetzen. Daneben treten noch sehr häufig Gastropoden (pseudoplanspirale bis trochispirale

Formen) auf. Weitere Biogene sind: Bruchstücke von Kiesel-schwämmen sowie deren Spiculae, dickschalige Ostracoden, selten Brachialia von Crinoiden und wenig Foraminiferen. In der darauffolgenden Bank herrschen Lamellibranchiaten und Gastropoden vor, die bis 50% des gesamten Gesteins ausmachen, doch fehlen die Brachiopoden nicht. Es handelt sich um Biopelssparite (auch Bruchstücke von Schwämmen sind relativ häufig). Ganz plötzlich werden diese biogenreichen Kalke von Flachstwassersedimenten mit typischen LF-Gefügen unterbrochen. In scharfem Kontrast dazu stehen die Brachiopodenkalke darüber, die etwas verkieselt sind. Vorherrschend wiederum *Tetractinella trigonella* neben einer Reihe anderer vereinzelt vorkommender Brachiopodenarten. Abgesehen von Schwankungen zwischen dem Vorherrschen von Brachiopoden und Gastropoden ändert sich nichts, nur gesellen sich in den höheren Lagen Korallen dazu. Es sind dies einerseits Korallenrasen von *Thamnasteria*, zum anderen Mal scheint es sich um Arten der Gattung *Procyathophora* zu handeln. Auffallend ist auch das Häufigerwerden von Crinoidenstielgliedern, welche nun im Gegensatz zu *Dadocrinus gracilis* groß und breit sind. Es konnte mit Sicherheit nachgewiesen werden, daß in den Brachiopodenkalken keine Vertreter der Gattung *Dadocrinus* vorhanden sind.

Allmählich werden die Brachiopodenkalke von Dolomiten bis Dolomitmergeln mit brauner bis dunkelbrauner Färbung überlagert, ohne daß sie hiebei zunächst etwas an Biogenreichtum einbüßen. Verschiebungen ergeben sich insofern, als Lamellibranchiaten und Gastropoden sehr stark zurückgehen, während Echinodermaten sich neben den an Häufigkeit gleichbleibenden Brachiopoden in den Vordergrund schieben. Die Schalen der Brachiopoden sind zum Teil verkieselt, zum Großteil durch Baryt ersetzt. In den höheren Lagen werden die Brachiopodenschalen durch die Umsetzung in Baryt immer schlechter erkennbar und schließlich werden ganze Biogenareale in Baryt umgesetzt. Mit diesem Sedimenttypus endet die Schichtfolge im Höhenzug von Rovegliana. Die oberen Pereschichten in Verbindung mit dunklen Kalken, die der trinodosus-Zone zugeordnet werden, sind erst wieder in der Fortsetzung des Höhenzuges weiter im Osten aufgeschlossen.

5. Megafauna

In der *Gracilis*-Serie, und zwar im basalen Teil wurden nur schlecht erhaltene Lamellibranchiaten und Gastropoden gefunden. Es handelt sich um Formen der Gattungen *Modiolus*, *Pleuromya* und *Omphaloptychia*. In den Kalken mit *Dadocrinus gracilis* wurden folgende Fossilien bekannt (TORNQUIST 1901: 97):

Lamellibranchiaten:

Gervillia ? *costata* SCHLOTH.

Gervillia ? *mytiloides* SCHLOTH.

Gervillia ? *socialis* SCHLOTH.

Modiolus triquetus SEEB.

Myophoria levigata ALB.

Myophoria vulgaris SCHLOTH.

Neoschyzodus cardissoides (SCHLOTH.)

Pleuromya muscoloides (SCHLOTH.)

Pseudomyoconcha gastrochaena (DUNK.)

Unionites ? *fassaensis* (WISSM.)

Die meisten Formen wurden auch in der Germanischen Trias, und zwar in der assemblage-Zone mit *Myophora vulgaris*, *Beneckeia buchi* und *Dadocrinus gracilis* (siehe KOZUR 1974: 9) gefunden.

Gastropoden:

Loxonema schlothi QU.
Omphaloptycha gracilis SCHAUR.

Echinodermaten:

Dadocrinus gracilis BUCH
Millicrinus recubarensis CREMA
Aspidura italica CREMA

Davon ist *Dadocrinus gracilis* in der Germanischen Trias nach KOZUR (1974: 11) auf den mu1 Beta beschränkt.

Aus den Bunten Mergeln, und zwar aus den obersten Schichten, stammt *Voltzia recubarensis* MASS.; sie soll laut Tabelle von G. ROSENBERG 1959 vom Unteranis bis in das Pelson reichen.

Sehr fossilreich sind die Brachiopodenkalke:

Poriferen:

Tremadyction sp.

Kurze Beschreibung: Gestalt eines U-förmigen Bechers, 4 cm hoch, 2 cm breit, etwas zusammengedrückt, mit deutlich hexatinellidem Skelett. Unregelmäßiges Gerüst, das die primäre Gitterstruktur nicht immer gut erkennen läßt. Das Gitterwerk entspricht völlig dem von *Tremadyction* cf. *roemeri*, das von TICHY (1975: Taf. 1) abgebildet wurde.

Die Probe, aus der dieser Kieselschwamm stammt, weist nur große hexactine Nadeln auf, wobei das Oxyhexactin vorherrscht.

Korallen:

Chaetetes recubarensis SCHAUR.
Procyathophora sp.
Thamnasteria cf. *silesica* BEYR.

Hiebei handelt es sich um die ältesten Korallen in der Trias der Südalpen, die von KREIS (1971: 152) aus der Mendel bekannt gemachten miteingeschlossen, wobei hier noch Formen, die wahrscheinlich der Gattung *Montlivaltia* angehören, hinzugezählt werden müssen. Reiche Korallenfaunen stammen erst aus den illyrischen Sturiakalken (E. FLÜGEL 1961) und den oberen Peres-Schichten der Olinger und Pragser Dolomiten (BECHSTÄDT & BRANDNER 1971).

Brachiopoden:

Aulacothyris angusta (SCHLOTH.)
Coenothyris vulgaris (SCHLOTH.)
Decurtella decurtata (GIR.)
Hirsutina hirsuta ALB.
Mentzelia mentzeli (BUCH)
Tetractinella trigonella SCHLOTH.

Aulacothyris angusta und *Decurtella decurtata* sind auf das Pelson beschränkt, möglicherweise reichen sie noch in den basalen Teil der trinodosus-Zone.

Lamellibranchiaten:

Entolium discites (SCHLOTH.)
Gervillia ? costata SCHLOTH.
Hoernesia socialis (SCHLOTH.)
Leptochondria alberti (GOLDF.)
Modiolus substratus (SCHAUR.)
Myophoria orbicularis BR.
Myophoria vulgaris SCHLOTH.
Placunopsis ostracina SCHLOTH.
Plagiostoma lineata (SCHLOTH.)
Plagiostoma striata (SCHLOTH.)
Prospondylus comptus (GOLDF.)
Pseudomyoconcha gastrochaena (DUNK.)

Alle bis auf eine Form sind auch in der Germanischen Trias der decurtata-Zone nach KOZUR 1974 bekannt.

Gastropoden:

Undularia scalata (SCHLOTH.)
Worthenia albertii (ZIETH.)
Worthenia dichros BEN.

Echinodermaten:

Encrinus carnalli BEYR.
Encrinus Cf. *liliiformis* LAMARCK
Encrinus pentacrinus BR.
Encrinus tenuis MÜNST.
"Entrochus" *silesiacus* QUENST.
Pentacrinus dubius GOLDF.
Cidaris cf. *grandaeva* GOLDF.
Cidaris cf. *lanceolata* SCHAUR.

Es ist ganz auffallend, daß hier keine einzige Form von *Dadocrinus gracilis* auftritt, ja selbst ein Absuchen nach Crinoiden erbrachte keinen Erfolg. Die echte *Dadocrinus gracilis* ist jedenfalls in Recoaro nur auf die Gracilis-Kalke beschränkt.

Zusammenfassend soll nochmals auf den engen Konnex zwischen der Makrofauna von Recoaro und der Germanischen Trias hingewiesen werden, wobei die starken Parallelen zwischen den Gracilis-Schichten und der assemblage-Zone mit *Myophoria vulgaris*, *Beneckeia buchi* und *Dadocrinus* nach KOZUR 1974 einerseits und zwischen den Brachiopodenkalken und der decurtata-Zone im Germanischen Becken andererseits besonders hervorstechen.

6. Mikrofauna

Die aus dem unlöslichen Rückstand stammende Mikrofauna ist sehr spärlich. Es wurde daher auch die in Dünnschliffen angetroffene Mikrofauna hier mitberücksichtigt.

Foraminiferen der Gracilis-Schichten:

Ammodiscus sp.
Glomospira sinensis HO
Glomospira sp.
Agathamina sp.
Endothyranella sp.
Nodosinella cf. *siliqua* TRIFONOVA

Nodosinella sp.

Die Foraminiferen-Vergesellschaftung entspricht der Meandrospira ? deformata-Zone, die bis in das höhere Unteranis nach GAZDZICKI et al. (1975: 293) reicht. *Glomospira densa* kommt erst im pelsonischen Brachiopodenkalk von Recoaro vor.

In den Gracilis-Schichten treten neben einigen agglutinierten Foraminiferen, z.T. in Pyriterhaltung, nur noch Fischzähne, -Schuppen, -Augenringe und -Platten auf.

Schlagartig ändert sich die Mikrofauna mit Beginn der Brachiopodenkalke:

massenhaft Kieselspiculae und Fragmente von Kieselschwämmen: Anadiaene, Triode, hexactine und oxycaltrope Nadeln (siehe MOSTLER 1971: 15). Besonders die Anadiaene sind stratigraphisch wichtig, zumal ihr erstmaliges Auftreten in das Pelson fällt (MOSTLER 1972: 544).

Viele Scolecodonten, aber artenarm:

Atraktoprion sp.

Kielanoprion sp.

Praelumbrinereis zawidzkae KOZUR

Nach ZAWIDZKA (1975: 360) tritt *P. zawidzkae* ab dem höheren Unteranis auf und reicht bis in das Fassan. Vertreter der Gattungen *Kielanoprion* und *Atraktoprion* sind auch im Unteranis und Pelson bekannt.

Echinodermaten:

Häufig Wirbel und Lateralia von Ophiuren, seltener Dorsalplatten und Kieferelemente. Untergeordnet treten Crinoidenstielglieder und Brachialia auf. Holothurien fehlen völlig.

Ostracoden:

Schlecht erhaltene, dickschalige Formen, wenig skulpturiert.

Brachiopoden:

Verkieselte juvenile Formen der bereits oben erwähnten Brachiopoden. Fischschuppen und Fischzähne; vorherrschend *Saurichtys*- und *Hybodus*-Zähnchen.

Conodonten wurden keine gefunden, was nicht zu verwundern braucht, zumal es keine Möglichkeit des Einwanderns von Conodonten infolge der Hochlage (Flachschelf) gab. Im Unteranis war es noch ein breiter Schelf mit auf Plattformen abgelagerten Seichtwasser-sedimenten, der in den Südtiroler Dolomiten bzw. der südlichen Fortsetzung erst im Pelson einbrach (siehe BECHSTDÄDT & MOSTLER 1974: 53). Aber auch im Pelson blieb die "Atesinische" Plattform im Bereich von Recoaro erhalten, sodaß es auch zu dieser Zeit keine Möglichkeit des Zuwanderns von Conodonten gab. Das ist mit ein Grund, daß auch im Bereich der Mendel in pelsonischer Zeit keine Conodonten auftreten, denn über dem Richthofen'schen Konglomerat bildeten sich auch dort Intertidal-Sedimente und saline Ablagerungen (Dolomite mit Gips); siehe dazu H. KREIS (1971: 146)

7. Faziesentwicklung und Faunenvergesellschaftung

In dem stark vom salinaren Milieu geprägten Bereich konnten nur spärliche Reste von Ostracoden entdeckt werden, die ebenso wie die Pelletproduzenten als Spezialisten in diesem extremen Biotop angesprochen werden müssen. Etwas entfernt davon konnten sich gleichzeitig bzw. parallel dazu aber schon Lamellibranchiaten und Gastropoden den immer noch übersalzten Meeresraum als Lebensraum erwerben. Es handelt sich hierbei um eine sehr artenarme, individuenreiche Fauna, ebenfalls von einem gewissen Spezialistentum.

Sobald sich einigermaßen normal saline Verhältnisse einspielten, nahm auch der Artenreichtum, speziell bei den Lamellibranchiaten, schlagartig zu. Der Artenzuwachs bei den Gastropoden war eher unbedeutend. Wenn auch noch nicht ganz günstige Salinitätsverhältnisse herrschten, so genügten sie den Echinodermaten, die diesen Ablagerungsraum für sich als neuen Lebensraum gewinnen konnten; es sind dies Ophiuren und Crinoiden. Funde von Gesteinsplatten mit komplett erhaltenen Ophiuren, Kelchen mit bis 10 cm langen Stielbereichen von *Dadocrinus gracilis* sprechen dafür, daß der Einbettungsraum der Crinoiden und Ophiuren im wesentlichen mit dem Lebens- bzw. Sterberaum ident war. Wir möchten in diesem Fall selbst bei den Echinodermaten noch von Spezialisten sprechen, nicht nur, weil sie ausgesprochen artenarm und individuenreich sind, sondern, weil dieser Sedimentationsbereich, vor allem für die Crinoiden, einen extremen Biotop darstellt.

Die drei Faunenvergesellschaftungen, die wir als Lebensgemeinschaften ansprechen wollen (Bodenwöhler und hyposalinare Ostracoden; Lamellibranchiaten-Gastropodenvergesellschaftungen und Echinodermen-Molluskenvergesellschaftungen) haben ihren Lebensraum in einem Flachwasserbereich mit permanenter Silikat-Detrituszufuhr und anormalen Salinitätsverhältnissen. Mit Zunahme der Wasserturbulenz stieg auch der Sauerstoffgehalt im Wasser an, das wohl ein weitgehend trübes war.

Mit dem abrupten Nachlassen und schließlichen Aussetzen der terrigenen Schüttungen (Brachiopodenkalke) verbesserten sich die Lebensbedingungen wesentlich. Eine Reihe neuer Tiergruppen begann das nun stärker durchströmte (bereits klares Wasser) Flachwasserbecken zu besiedeln. Ganz plötzlich sind es massenhaft Brachiopoden und viele Kieselschwämme, die nur zum Teil über die an Artenzahl zunehmenden Lamellibranchiaten und Gastropoden vorherrschen; zum Teil ziehen, was die Häufigkeit betrifft, die Gastropoden mit den Brachiopoden gleich. Auffallend ist zunächst das Fehlen der Echinodermaten (der Faziesumschlag, der durch die stark terrestrische Sedimentation der "Bunten Mergel-Serie" herbeigeführt wurde, hat der an das doch schon extreme Biotop gewöhnten *Dadocrinus gracilis*-Fauna den Todesstoß bereitet), die nur allmählich mit ganz neuen Formen (*Encrinus*-Arten) zu siedeln beginnen. Häufig werden sie erst in höheren Teilen des Brachiopodenkalkes, wo sie zusammen mit vielen Echiniden und massenhaft Brachiopoden auftreten.

Die stets isolierten, zum Teil gut sortierten Skelettelemente der Crinoiden sprechen eher dafür, daß Lebensraum und Einbettungsraum nicht übereinstimmen; es scheint vielmehr wahrscheinlich, daß die Skelettelemente der Crinoiden und möglicherweise auch der Echiniden Produkte einer Frachtsonderung sind, die von einem uns bisher unbekanntem Lebensraum herbeitransportiert wurden. Diese Vermutung wird noch dadurch bestärkt, daß H. KREIS (1971: 150) Schüttungen von Crinoiden- und Echinidendetritus im Brachiopodenkalk des Gebietes der Mendel, also an zeitgleichen Sedimenten, feststellen konnte. Es dürfte also zwei Faunengemeinschaften geben, und zwar eine, die sich aus Crinoiden und Echiniden zusammensetzt, und eine zweite, die von Brachiopoden in Verbindung mit Gastropoden und Kieselschwämmen beherrscht wird. Dies steht im Gegensatz zu der von H. MOSTLER (1972: 13) in den pelsonischen Crinoidenkalken der Nördlichen Kalkalpen beobachteten Crinoiden-Bryozoenvergesellschaftung, die von einer Echiniden-Brachiopodenvergesellschaftung auseinandergehalten werden konnte. Bryozoen aber fehlen in den Brachiopodenkalken von Recoaro; auch fehlt jede Spur von bohrenden Organismen und es wäre denkbar, daß dieses Fehlen auf das Nichtvorhandensein von sekundären Hartgründen zurückgeht, das heißt mit anderen Worten, daß die Hartgrundlieferanten wie Brachiopoden, Echinodermaten etc. so rasch von Sediment überdeckt wurden, daß kein Ansatzpunkt für bohrende oder inkrustierende Organismen gegeben war.

Generell können wir also festhalten, daß sich das Milieu bzw. die Lebensbedingungen vom unteren Anis bis in das tiefere Oberanis (Pelson) schrittweise verbessert haben, wenn man von der stark terrestrisch geprägten Bunten Mergelserie absieht, die mit der Sedimentation der mittleren Peresschichten (siehe BECHSTÄDT & BRANDNER 1971) verglichen werden kann.

8. Paläogeographische Überlegungen und Vergleiche mit lithofaziell ähnlichen Schichtfolgen der Germanischen Trias

Auf den Plattformen der Südalpen, speziell auf der "Atesinischen" Plattform, haben z.T. sehr ähnliche Bedingungen wie im Germanischen Binnenbecken zur Zeit des Anis geherrscht. Völlig zeitgleich und lithofaziell sehr ähnlich sind die Zellenkalke, Mergel und Schluffsteine mit Gipszwischenhaltungen aus Südthüringen, Unterfranken und Nordwestpolen, mit denen der basalen Schichtfolge von Recoaro. Eine überraschend gute Übereinstimmung der basalen Gracilis-Schichten von Recoaro herrscht mit den unteranisischen Gogolinschichten Oberschlesiens, die einander sogar mikrofaziell völlig entsprechen. Zur selben Zeit treten dort Ostracodenmikrite, Biomikrite mit Crinoidenskelettelementen (Stielglieder, Brachialia), stets in Verbindung mit den Gastropoden, sowie die Verbindung von Crinoiden auch mit Lamellibranchiaten auf (siehe dazu ZAWIDZKA 1975: Taf. 19, Fig. 1-4).

Auch zu den Bunten Tonmergeln gibt es gewisse Parallelen, wenn wir den mu1 Gamma von Nordwestpolen dazu betrachten (SENKOWICZOWA 1961).

Zu ähnlichen Ergebnissen kommt man, wenn man die pelsonischen Brachiopodenkalke von Recoaro mit den Wellenkalken und den Lukowschichten der Holy Cross Mts. vergleicht (TRAMMER 1975: 189).

Hier wie dort sind Kalke mit hohem Anteil an Echinodermaten, Lamellibranchiaten und Gastropoden, deren Matrix einmal mehr, einmal weniger ausgewaschen ist (weitgehende mikrofazielle Übereinstimmung). Auch die Biogenvergesellschaftungen stimmen bestens überein. Nur ein großer Unterschied liegt darin, daß sowohl die Schichtfolge des Unteranis und des tieferen Oberanis (Pelson) von Recoaro im Gegensatz zu den gleichaltrigen, faziell so ähnlichen Ablagerungen der Holy Cross Mts. keine Conodonten führen. Conodonten sind, wie bereits ausgeführt, im Unteranis der Alpen (Austroalpine Conodontenprovinz nach KOZUR & MOSTLER 1971) nicht vorhanden. Da in Teilen des Germanischen Beckens zu dieser Zeit Conodonten auftreten, im alpinen Raum dagegen fehlen, müssen die Conodonten von dem asiatischen Tethysraum z.T. über Bulgarien (siehe TRAMMER 1975: 207) am Karpatenoststrand entlang in den Raum der Holy Cross Mts. gelangt sein. Es handelt sich hierbei um das Grabenbruchsystem des sich öffnenden "Siret-Ozeans", in dem das Meer rasch bis in den Ostabschnitt des Germanischen Beckens vordrang und somit den Conodonten die Möglichkeit bot, früher in das Germanische Becken zu gelangen als über den westlichen Arm, der von Südkleinasien über die Griechischen Inseln und Dinariden in den ostalpinen Raum führte. Der über diesem Arm sich öffnende "Tethys-Ozean" erreichte im Pelson, z.T. erst im Illyr, nach dem Niederbrechen der großen Schelfbucht, den ostalpinen Raum (BECHSTÄDT, T.; BRANDNER, R. & H. MOSTLER 1976).

Der von uns betrachtete Faziesraum (südlicher Teil der "Atesinischen" Plattform) gehört zur dinarischen Faunenprovinz sensu KOZUR (1973: 12). Conodonten treten in dieser zur Zeit des Unteranis im Südalpenraum nicht auf, sondern erst ab dem Pelson, und zwar mit der für die dinarische Faunenprovinz so typischen Assoziation *Ozarkodina kockeli* mit *Gladigondolella tethydis*. Das heißt, daß am Ende des Unteranis die bis dahin bestehende, sehr flache Plattform der Südalpen sich in Becken- und Hochbereich (stehengebliebene Plattformareale) gliederte.

Daß aber auch im Pelson von Recoaro Conodonten fehlen, hängt mit der konstanten Hochlage dieses Raumes (seichte Plattformsedimente) zusammen, die bis in das Unterladin anhielt.

Literaturnachweis

- ASSERETO, R. (1974): Aegean and Bithynian: Proposal for two new Anisian substages. - "Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias", Österr.Akad.Wiss, Bd. 2, Wien.
- BECHSTÄDT, T. & R. BRANDNER (1971): Das Anis zwischen St. Vigil und Höhlensteintal (Pragser und Olang Dolomiten), Südtirol. - In MOSTLER: Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg, 9-103, Innsbruck.
- BECHSTÄDT, T.; BRANDNER, R. & H. MOSTLER (1976): Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. - Geol. Rundschau, in Druck.
- BECHSTÄDT, T. & H. MOSTLER (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 4, 5/6, 1-74, Innsbruck.
- BOSELLINI, A. (1965): Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias. - Mem.del.Museo di Storia Naturale delle Venezia Tridentina, Vol. XV/3, 1-72, Trento.
- BOSELLINI, A. & L.A. HARDIE (1973): Depositional theme of a marginal marine evaporite. - Sedimentology, 20, 5-27.
- FEUERBACH, M. (1971): Sedimentologische Untersuchungen an unter-skythischen Sedimenten des Weißhornes (Radein, Südtirol). - In MOSTLER: Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg, 105-137, Innsbruck.
- FLÜGEL, E. (1961): Eine Koralle aus dem Sturia-Kalk (Anis) des Tretto (Vicentin). - Verh.Geol.B.A., 79-83, Wien.
- GAZDZICKI, A.; TRAMMER, J. & H. ZAWIDZKA (1975): Foraminifers from the Muschelkalk of southern Poland. - Acta Geologica Polonica, Vol. 25/2, 285-298, Warszawa.
- GÜMBEL, W. (1879): Die pflanzenführenden Sandsteinschichten von Recoaro. - Sitzber.Königl.Bayer.Akad., math.-physik. Cl., 33-85.
- KOZUR, H. (1973): Faunenprovinzen in der Trias und ihre Bedeutung für die Klärung der Paläogeographie. - Geol.Paläont.Mitt. Innsbruck, 3, 8, 1-41, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1974): Die Biostratigraphie der germanischen Trias. Teil I. - Freiburger Forsch.-H. C 280, 1-56; Teil II. - Freiburger Forsch.-H. C 280, 1-70, Leipzig.
- KOZUR, H. (1974): Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil I: Abgrenzung und Gliederung der Trias. - Freiburger Forsch.-H. C 298, 139-197, Leipzig.
- KOZUR, H. (1975): Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil II: Anschluß der germanischen Trias an die internationale Triasgliederung. - Freiburger Forsch.-H. C 304, 51-77, Leipzig.
- KREIS, H. (1971): Sedimentologische Untersuchungen des "Unteren Muschelkalkes" (Anis) im Bereich des Gampen-Passes (Südtirol). - In MOSTLER: Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg, 139-164, Innsbruck.
- LARGAIOLLI, T. (1968): Erläuterungen zum Kartenblatt 36 Schio. - Rom.
- MOSTLER, H. (1971): Häufigkeit und Bedeutung von Schwammspiculae in triassischen Karbonatgesteinen. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck

- 1, 11, 1-19, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972): Die Spiculae triassischer Porifera. - Mitt. Ges.Geol.Bergbaustud. 21, 539-546, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972): Ein Beitrag zur Genese mitteltriadischer Crinoidenkalke im Gebiet von Reutte (Tirol). - Geol.Paläont. Mitt.Innsbruck, 2, 5, 1-21, Innsbruck.
- ROSENBERG, G. (1961): Recoaro und Tretto - heute. - Verh.Geol. B.A., 69-79, Wien.
- ROSENBERG, G. (1968): Geleitworte zur Tabelle Recoaro. - Verh. Geol.B.A., Wien.
- SENKOWICZOWA, H. (1961): The Röth and Muschelkalk in the western marginal area of the Swiety Krzyz Mountains. - Inst.Geol. Bjul. 167, 41-99, Warszawa.
- TICHY, G. (1975): Der erste körperlich erhaltene Kieselschwamm (*Tremadyction* cf. *roemeri*) aus der Trias (Anis) der Alpen. - Verh.Geol.B.A., 67-73, Wien.
- TORNQUIST, A. (1901): Das vicentinische Triasgebirge. - Monographie, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhdl., Stuttgart.
- TRAMMER, J. (1975): Stratigraphy and facies development of the Muschelkalk in the southwestern Holy Cross Mts. - Acta Geologica Polonica, Vol. 25, 179-216, Warszawa.
- ZAWIDZKA, K. (1975): Polychaete remains and their stratigraphic distribution in the Muschelkalk of southern Poland. - Acta Geologica Polonica, Vol. 25, 257-274, Warszawa.
- ZAWIDZKA, K. (1975): Conodont stratigraphy and sedimental environment of the Muschelkalk in Upper Silesia. - Acta Geologica Polonica, Vol. 25, 217-257, Warszawa.

Neue Holothuriensklerite aus dem Oberperm von Julfa in Nordiran

von H. Mostler und A. Rahimi-Yazd⁺)

Zusammenfassung

Von dem mittlerweile weltbekannten Perm/Trias-Grenzprofil in den Ali Bashi-Bergen nahe der Stadt Dzhulfa werden erstmals Holothuriensklerite beschrieben. Gut erhaltene und damit bestimmbare Holothuriensklerite wurden nur in den Grau- und Rotkalken des Dzhulfians (Codonofusiella-Zone bis einschließlich Paratirolites-Schichten) nachgewiesen. Von den 130 aus dem Profilabschnitt entnommenen Proben führten 112 Holothuriensklerite; 72 Proben davon sind sehr reich an Skleriten und boten somit ein ausgezeichnetes Studienmaterial.

Eine neue Familie, eine neue Gattung und 10 neue Arten wurden aufgestellt. Die gute orthochronologische Einstufung, aber auch die günstige Korrelation mit den Conodonten hat es ermöglicht, auch einige Aussagen über die stratigraphische Verwertbarkeit der Holothuriensklerite im Oberperm zu treffen. Es konnten innerhalb des Dzhulfians vorerst acht Holothuriensklerit-Vergesellschaftungen festgestellt werden, die auch zum Teil denjenigen im Profil von Kuh-e-Hambast bei Abadeh (1000 km Luftlinie entfernt) entsprechen. Damit sind die Holothuriensklerite im Oberperm stratigraphisch nahezu gleich gut verwertbar wie in der Trias, ganz im Gegensatz zum tieferen und mittleren Perm, wo ihnen bisher, ähnlich wie im Mississippian und Pennsylvanian, in stratigraphischer Hinsicht wenig Bedeutung zukommt.

⁺) Anschriften der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck; cand.geol. Ali Rahimi-Yazd, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck

Summary

Holothurian sclerites from the best-known section of the Permian-Triassic boundary in the Ali Bashi-Mountains near Julfa are described for the first time. They were isolated by acetic acid from red and greyish limestones of Dzhulfian age (Codonofusella-zone-Paratirolites-beds). 130 samples of this section were collected; 112 contain holothurian sclerites, 72 of them enormously.

One new family, one new genus and 10 new species were established. The holothurian sclerites in the Upper Permian are stratigraphically useful, as they can be well correlated with ammonites and conodonts. In the Dzhulfian eight holothurian sclerite-assemblages were established, which are corresponding with those of the section of Abadeh (Kuh-e-Hambast; 1000 km beeline far off Julfa). The holothurian sclerites of the Upper Permian are stratigraphically nearly as useful as those of the Triassic, contrary to the Lower Permian, Pennsylvanian and Mississippian.

Inhalt

1. Einleitung
2. Systematische Beschreibung
3. Zur stratigraphischen Bedeutung der Holothuriensklerite

Danksagung
Literatur
Fototafeln

1. Einleitung

Das Profil von Kuh-e-Ali Bashi, 9 km westlich der Grenzstadt Dzh7lfa am Araxes-Fluß (siehe Abb. 1), war, nachdem es durch STEPANOV et al. 1969 detailliert, speziell im Hinblick auf Megafaunen, untersucht wurde, ganz besonders geeignet, mit mikrofau-nistischen Untersuchungen anzusetzen. Unmittelbar anschließend an unsere Geländearbeiten im Jahre 1973 erschien eine Abhandlung von TEICHERT, KUMMEL & SWEET, die sich noch speziell mit der Mega-fauna desselben Gebietes auseinandersetzte. Einer der Autoren (SWEET) hat dazu auch die Conodonten innerhalb der Ali Bashi-Formation erstmals bearbeitet. KOZUR 1975 hat zum Teil Conodonten aus dem Profil Dorasham (analoges Profil auf der Seite der ASSR) für die Zonengliederung des Perms mitverwertet. In der Arbeit KOZUR, MOSTLER & RAHIMI 1975 wurden auch die neuen Conodonten im Profil der Ali Bashi-Berge beschrieben und ihre stratigraphische Bedeutung aufgezeigt.

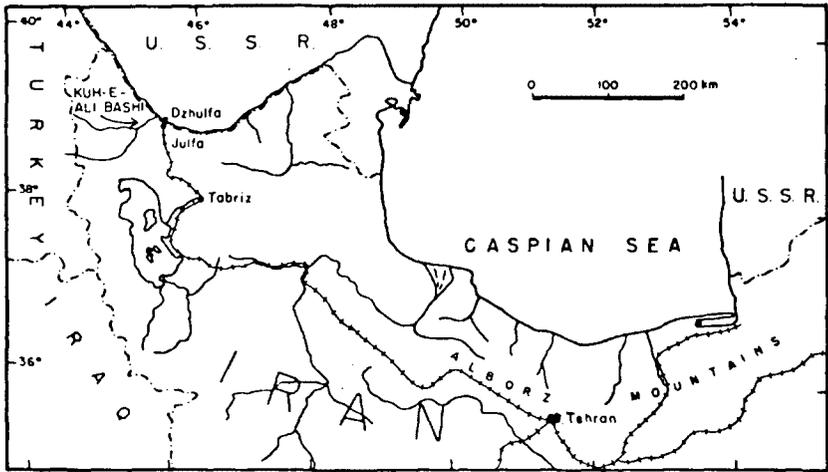
Diese Studie hat sich zum Ziel gesetzt, die Holothuriensklerite des Dzhulfians speziell zu beschreiben und etwaige stratigraphi-sche Verwertbarkeit zu diskutieren. Von den 130 aus diesem Profilabschnitt (Bereich des Dzhulfians) entnommenen Proben (Kalke) waren alle mikrofossilführend. 112 Proben führten Holothuriens-klerite, davon waren es in 72 Proben sehr viele.

Generell soll festgehalten werden, daß die mittels Essigsäure gewonnenen unlöslichen Rückstände sehr reich an Mikrofossilien sind. Es konnten folgende Organismengruppen festgestellt werden: Algen (Thalli von Dasycladaceen); Foraminiferen (Groß- und Klein-foraminiferen, Kalkschaler, vorwiegend agglutinierte Formen); Poriferen (Kiesel- und Kalkspiculae); Brachiopoden (? embryonale Formen); Gastropoden (kleine Gehäuse, z.T. wahrscheinlich embryonal); Bryozoen (Bruchstücke verschiedener Gattungen); Ostracoden (glattschalig und skulpturiert); Crinoiden (viele Stielglieder, Brachialia und Endklauen); Asteriden (verschiedene Skelettelemen-te); Echiniden (Stacheln, Ambulacral- und Interambulacralplatten und Pedicellarien); Ophiuren (Lateralia, Wirbel, Stacheln und Munddeckstücke); Holothurien (sehr viele); Conodonten (sehr viele; bereits beschrieben); Fischreste (Zähne und Schuppen).

Von den an sich sehr reichen Echinodermatenfaunen werden hier nur Holothuriensklerite beschrieben. Im Perm bzw. Oberperm betritt man damit völliges Neuland. Zuletzt wurden zwei Holothurienskle-rite von NABAVI & HAMDI aus dem Perm 1975 bekanntgemacht. Von besonderem Interesse sind die oberpermischen Holothuriensklerite für das Verständnis der Entwicklung der Holothurien in der Trias.

Den Ergebnissen der Studie vorausgreifend soll erwähnt werden, daß einige Formarten, die auch in der Trias z.T. stratigraphische Bedeutung haben, bereits im Oberperm auftreten, die rein paläo-zoischen Formen dagegen eher in den Hintergrund treten.

Nachgegangen wurde auch der Frage nach der stratigraphischen Verwertbarkeit der Holothuriensklerite im Oberperm. Dabei war es ein Vorteil, daß sowohl die Orthochronologie, als auch die Cono-dontenzonengliederung ein ausgezeichnetes Gerüst zum Einhängen der Holothuriensklerite boten. Es wurden Faunenvergesellschaftungen zusammengestellt; von einer assemblage-Zonengliederung wurde abgesehen, da es sich einmal nur um solche aus zwei Profilen handelt, zum anderen nur Sedimente des tieferen Wassers in die Untersuchungen einbezogen wurden.



Text-figure 1. Sketch map of northwest Iran.

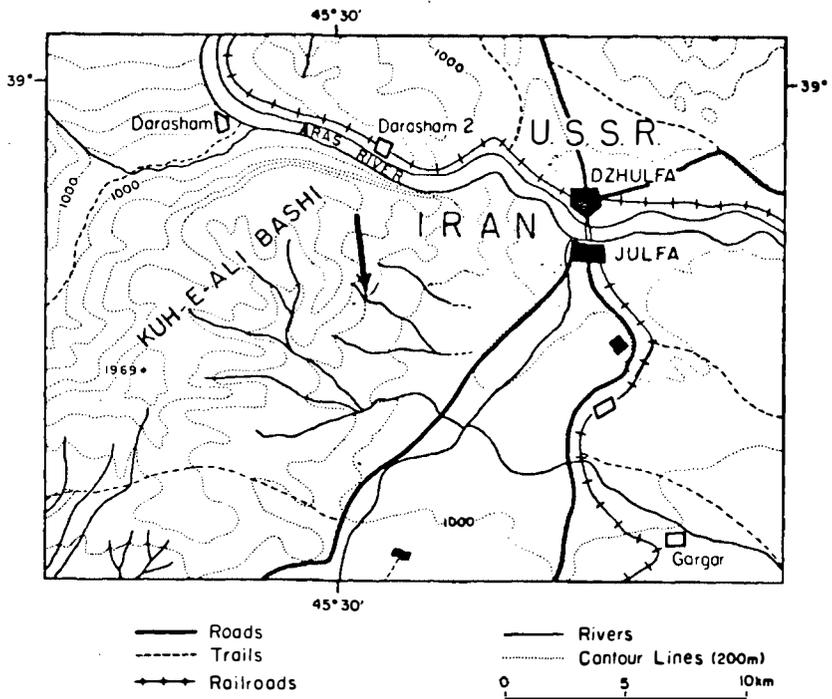


Abb. 1: Lageskizze und Detailkarte, aus TEICHERT, KUMMEL & SWEET 1973 entnommen.

2. Systematische Beschreibung

Klasse Holothuroidea BLAINVILLE

Familie Stichopitidae FRIZZELL & EXLINE 1955

Gattung *Præeuphronides* MOSTLER 1968

Typusart *Præeuphronides multiperforatus* MOSTLER

Præeuphronides sp. indet.

(Taf. 3, Fig. 15)

Bemerkungen: Es handelt sich um eine Form, deren kurzer Mittelbalken keine zentrale Spitze aufweist. Ähnlichkeiten bestehen zu *Præeuphronides concavus* MOSTLER und *Præeuphronides simplex* MOSTLER. Von ersterer unterscheidet sich *Præeuphronides* sp. indet. durch die breiten Armenden, von letzterer durch das Fehlen von Schlitzen.

Gattung *Tetravirga* FRIZZELL & EXLINE 1955

Typusart *Tetravirga imperforata* FRIZZELL & EXLINE

Tetravirga n. sp.

(Taf. 5, Fig. 18)

Beschreibung: Kreuzförmige Sklerite mit vier langen Armen, deren Enden sehr stark (faustartig) verdickt sind. Aus dem Zentrum ragt eine Spitze mit subquadratischem Querschnitt. Die vier Arme haben ebenso einen vierkantigen Querschnitt, wobei die Ecken angerundet sind und zwischen den einzelnen angerundeten Ecken schwach bogenförmige Wölbungen nach innen zu beobachten sind.

Die Armenden sind faustartig aufgetrieben und rundum von Poren, ähnlich wie bei Schwämmen, durchdrungen.

Bemerkungen: Arten der Gattung *Tetravirga* sind bereits ab dem Unterkarbon bekannt, wo sie auch schon recht differenziert vorliegen. Die neue Art, von der wir nur wenige Exemplare isolieren konnten (daher wurde auch von einer Namensgebung abgesehen), ist aufgrund der faustartig verdickten perforierten Armenden und aufgrund des Querschnittes der Arme mit keiner der bisher beschriebenen Arten (es sind zur Zeit 10 Arten bekannt) vergleichbar.

Gattung *Uncinulina* TERQUEM 1862

Typusart *Uncinulina polymorpha* TERQUEM

Uncinulina cf. *spicata* MOSTLER

(Taf. 5, Fig. 7)

Bemerkungen: Der einzige Unterschied zu *U. spicata* liegt im Querschnitt der Spiculae. Die aus der Trias stammende Art weist einen völlig runden Querschnitt auf, während die auf Taf. 5, Fig. 7 abgebildete Form seitlich stark komprimiert ist.

Punctatidae nov. fam.

Diagnose: Vorwiegend zweiarmige Sklerite mit einem perforaten oder imperforaten Mittelfeld (bei extremen Formen fehlt das Mittelfeld; die beiden Arme sind miteinander über nur einem Schlitz verbunden). Charakteristisch ist ein in den Armen oder über die ganze Länge des Skleriten entwickelter Schlitz, der eine Feinperforation aufweist. Das Mittelfeld kann durch seitliche Auswüchse differenziert sein, die im Extremfall zur Bildung weiterer Arme führen.

Zugewiesene Gattungen:

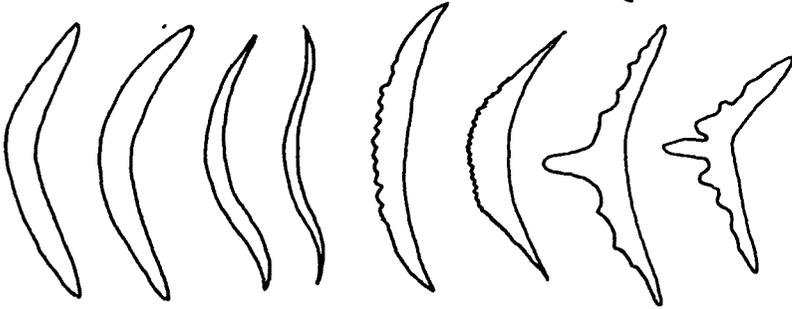
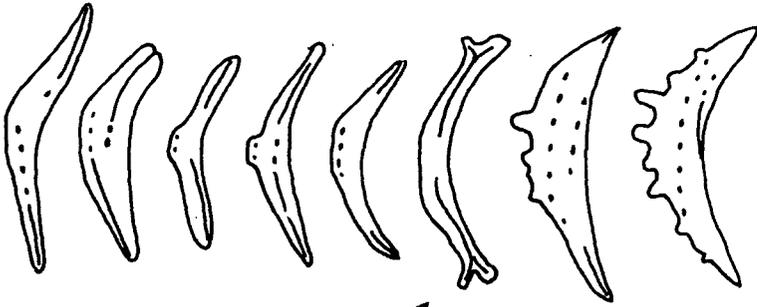
Punctatites MOSTLER emend. KOZUR & MOCK 1972

Uncinulinoides MOSTLER 1968

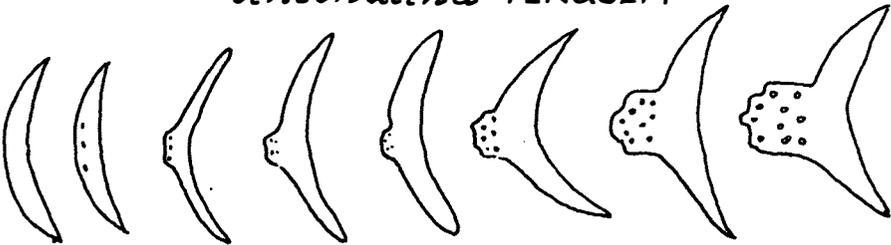
Bemerkungen zur Gattung *Uncinulinoides* MOSTLER: KOZUR & MOCK (1972: 15) haben die Gattung *Uncinulinoides* als ein Synonym von *Punctatites* im Sinne ihrer neuen Fassung betrachtet. Dies ist aus folgenden Gründen nicht möglich.

1. Formen der Gattung *Uncinulina* sind durch Übergänge mit Skleriten der Gattung *Uncinulinoides* verbunden (siehe MOSTLER 1971: Taf. 1, Fig. 5).
2. Alle bisher zu *Uncinulinoides* gestellten Arten sind durch einen gleichmäßigen inneren Bogen, außen aber durch eine unterbrochene Bogenform gekennzeichnet (siehe Abb. 2).
3. Das exzentrisch liegende Porenfeld (außerhalb der Schlitz) ist bei keiner Art der Gattung *Punctatites* im Sinne von KOZUR & MOCK gegeben.
4. Gerade das exzentrische Porenfeld führt durch Zuwachs weiterer Poren zu Formen der Gattung *Biacumina* MOSTLER (siehe MOSTLER 1972: 6, Abb. 4).

Uncinulinoides MOSTLER



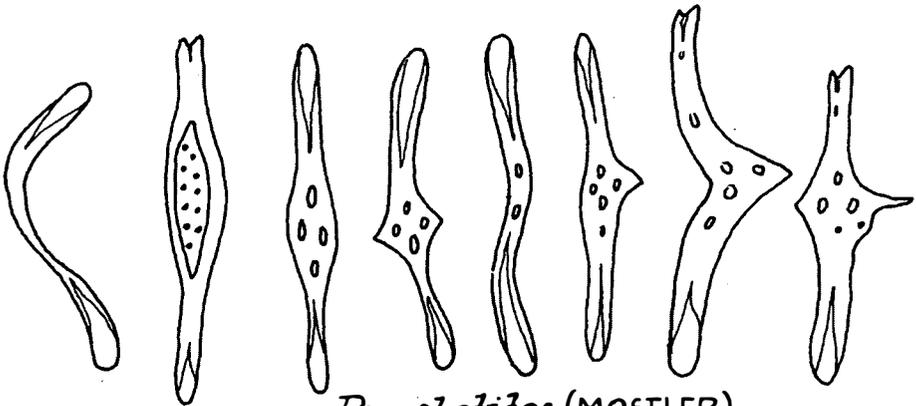
Uncinulina TERQUEM



Uncinulina

Uncinulinoides

Biacumina



Punctatiles (MOSTLER)

Abb. 2

Punctatites MOSTLER emend. KOZUR & MOCK 1972

Typusart *Punctatites longirameus* MOSTLER 1968

Punctatites aequiperforatus n. sp.

(Taf. 5, Fig. 1-4, 11)

Derivatio nominis: Nach der gleichmäßigen Perforation benannt.

Holotypus: Taf. 5, Fig. 3.

Locus typicus: Dzhulfa; Kuh-e-Ali Bashi.

Stratum typicum: Rote Bankkalke der Paratirolites-Schichten.

Diagnose: Sklerite der Gattung *Punctatites* MOSTLER 1968 mit folgenden Besonderheiten: stabförmige, im Mittelteil etwas verbreiterte Sklerite mit einem tief eingesenkten durchgehenden Schlitz, der eine gleichmäßige Feinperforation aufweist.

Beschreibung: Die stabförmigen Sklerite sind meist gerade gestreckt, selten leicht geschwungen; einzelne Formen sind im Mittelteil etwas verbreitert. Wesentlich ist ein durchgehender, tief eingelassener Schlitz, der über die ganze Länge des Skleriten perforiert ist. Es handelt sich hiebei um eine typische Feinperforation.

Punctatites cf. *appensus* (MOSTLER)

(Taf. 5, Fig. 10)

1968 *Calclamnella appensa* n. sp. - MOSTLER, S. 433, Taf. 1,
Fig. 11-14

1972 *Punctatites appensus* (MOSTLER) - KOZUR & MOCK, S. 15,
Taf. 5, Fig. 11

Bemerkungen: Bisher nur ein Bruchstück nachgewiesen, dessen einer Ast abgebrochen ist, und deshalb als cf.-Form bestimmt.

Punctatites dracoformis (MOSTLER)

(Taf. 3, Fig. 16)

1968 *Calclamnella dracoformis* n. sp. - MOSTLER, S. 434, Taf. 2,
Fig. 2-4

1968 *Caclclamnella symmetrica* n. sp. - MOSTLER, S. 435, Taf. 1,
Fig. 7

Bemerkungen: Entspricht völlig den aus der Obertrias bekannt gemachten Formen; einige, wie z.B. Fig. 16 auf Taf. 3, haben ein relativ schmales Mittelfeld.

Vorkommen: Oberstes Perm im Nordiran, Obertrias der Nördlichen Kalkalpen (Österreich).

Punctatites extensus (MOSTLER)

- 1968 *Binoculites extensus* n. sp. - MOSTLER, S. 428, Taf. 1,
Fig. 1-2
1972 *Punctatites extensus* (MOSTLER) - KOZUR & MOCK, S. 15, Taf. 5,
Fig. 9, non 8

Die Formen aus dem Perm entsprechen völlig denen aus der Mittel- und Obertrias.

Punctatites folliculus (MOSTLER)

(Taf. 5, Fig. 5)

- 1968 *Calclamnella follicula* n. sp. - MOSTLER, S. 435, Taf. 1,
Fig. 3; Taf. 2, Fig. 1, 8
1972 *Punctatites folliculus* (MOSTLER) - KOZUR & MOCK, S. 15,
Taf. 5, Fig. 10

Bemerkungen: Abweichend von den aus der Obertrias nachgewiesenen Skleriten ist die in den Schlitzen miteinbezogene Grobperforation. Es bestehen also Übergänge zu *Punctatites aequiperforatus* n. sp.

Vorkommen: Oberstes Perm im Nord- und Zentraliran.

Punctatites triradiatus (MOSTLER)

(Taf. 5, Fig. 6)

- 1968 *Cucumarites triradiatus* n. sp. - MOSTLER, S. 429, Taf. 1,
Fig. 5-6, 9
1972 *Punctatites triradiatus* (MOSTLER) - KOZUR & MOCK, S. 15,
Taf. 5, Fig. 7

Bemerkungen: Die aus dem oberen Perm stammenden Sklerite stimmen völlig mit den aus der Obertrias bekannt gemachten überein.

Familie Calclamnidae FRIZZELL & EXLINE 1955

Gattung *Calclamnella* FRIZZELL & EXLINE 1955

Typusart *Priscopodatus irregularis* (SCHLUMBERGER)

Calclamnella permotriassica n. sp.

(Taf. 3, Fig. 13-14; Taf. 4, Fig. 15-16; Abb. 3, Fig. 1)

Derivatio nominis: Nach dem Auftreten im Perm/Trias-Grenzbereich.

Holotypus: Taf. 4, Fig. 15.

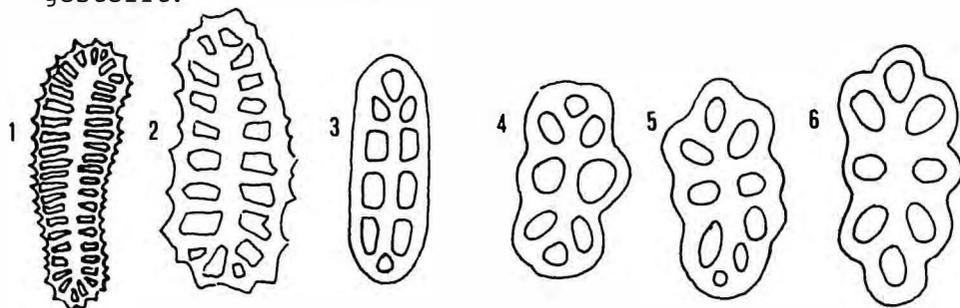
Locus typicus: Dzulfu; Kuh-e-Ali Bashi.

Stratum typicum: Rote, gebankte Kalke (Paratirolites-beds).

Diagnose: Langgestreckte, ovale Sklerite mit vielen eckig begrenzten, paarweise auftretenden Poren. Die Außenbegrenzung der Sklerite ist durch Dornen über den Poren gekennzeichnet.

Beschreibung: Die langgestreckten, sehr zierlichen Sklerite weisen sehr viele Poren auf (44-66), die vorwiegend rechteckig begrenzt sind. Die Poren sind paarweise angeordnet, nur selten sind einige wenige gegeneinander versetzt. Sehr charakteristisch ist der filigrane Außenrand, der durch seine Bedornung besonders auffällt. Die Dornen sind so angeordnet, daß sie stets über den Poren sitzen; in den meisten Fällen kommt ein Dorn über eine Pore zu liegen.

Bemerkungen: Ähnliche Sklerite haben F. GRAMANN et al. (1972: 14; Taf. 3, Fig. 4, 5) als *Calclamnella* ? sp. beschrieben und dargestellt. Die eckige Porenbegrenzung sowie Andeutungen von Dornen am Außenrand dieser Sklerite lassen eine Zuordnung dieser zu *Calclamnella permotriassica* n. sp. als sehr wahrscheinlich gelten (Abb. 3, Fig. 2 vom Thigaungdaung limestone, aus der Permtrias stammend). Sklerite dieser Art werden von uns zunächst als cf.-Form zu *Calclamnella permotriassica* n. sp. gestellt.



- 1 *Calclamnella permica* n. sp.
 2 *Calclamnella* cf. *permica* n. sp.
 3 *Calclamnella regularis* STEFANOV
 4, 5, 6 *Calclamnella consona* MOSTLER & PARWIN

Von den triadischen *Calclamnella*-Arten mit symmetrischer Porenanordnung unterscheidet sich die neue Art durch die Bedornung und Porenbegrenzung; siehe Abb. 3, Fig. 3 = *Calclamnella regularis* STEFANOV aus dem Anis und Abb. 3, Fig. 4-6 = *Calclamnella consona* MOSTLER & PARWIN aus dem Oberkarn.

Eocaudina MARTIN emend. GUTSCHICK & CANIS

Eocaudina septaforaminalis MARTIN

(Taf. 1, Fig. 8)

Bemerkungen: Diese Formen sind dennoch problematisch, zumal sie in den Formenkreis der Gattungen *Praecaudina* MOSTLER, *Proto-*
 10

caudina MARTIN und *Eocaudina* MARTIN emend. GUTSCHICK & CANIS hereinspielen. Dieses Problem wird im Zuge einer eigenen Arbeit detailliert aufgegriffen. Hier soll nochmals eine Beschreibung der uns vorliegenden Formen folgen. Schwach konkav-konvexe Sklerite mit hexagonaler bis subhexagonaler Außenbegrenzung. Vier zentrale Poren sind durch x-förmige Balken voneinander getrennt, sodaß sich nur die gegenüberstehenden Poren in Größe und Form entsprechen. Die vier im Mittelfeld zueinander stehenden Poren werden außen von einem Porenkranz, stets aus 10 Poren bestehend, begrenzt. Wir wollen, ähnlich wie bei *Theelia*, von unten und oben sprechen, zumal ein umgeschlagener Rand diese Formen ziert.

Der hexagonale bis subhexagonale Rand weist einen glatten Innensaum auf; dazu kommt noch, daß die vier zentralen Poren von oben gesehen auch subhexagonal bis langoval begrenzt sind. Dieses Merkmal wirft wiederum die Frage der Zugehörigkeit dieser Form zu *Protocaudina* auf, ein Problem, das auch in der Trias noch einer Lösung harret. Von der Unterseite her betrachtet sind die Sklerite stets hochgebogen und kulminieren im kleinen Mittelbalken der x-förmigen Spange.

Jolfacaudina n. gen.

Typusart *Jolfacaudina iranica* n. gen. n. sp.

Derivatio nominis: Aus Jolfa (russischer Teil der Stadt Dzhulfa) und "caudina" zusammengesetzt.

Diagnose: Unregelmäßig lappig begrenzte plane Siebplatten mit zwei unterschiedlich ausgebildeten Porenfeldern.

Beschreibung: Da die neue Gattung bisher monospezifisch ist, entspricht ihre Beschreibung der der typischen Art.

Bemerkungen: Lediglich Formen der Gattung *Thuroholia* GUTSCHICK 1954 zeichnen sich durch eine mehr oder minder zentral gelegene Feinperforation aus, die sich allerdings im Gegensatz zu *Jolfacaudina* n. gen. allmählich durch das Immerkleinerwerden der Löcher herausbildet. Bei *Jolfacaudina* werden etwa 80-90% der Porenplatte von großen Poren, die in der Größe stark schwanken, eingenommen; nur ein sehr kleiner Teil (ein gut abgrenzbares Siebplattenfeld) besteht aus sehr kleinen, in der Größe nicht variierenden Poren.

Jolfacaudina iranica n. gen. n. sp.

(Taf. 4, Fig. 1-12; Abb. 4, Fig. 1-4)

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen auf iranischem Boden.

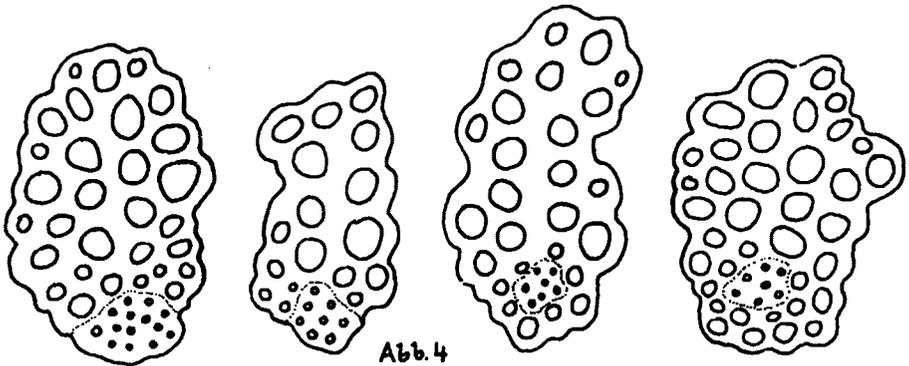
Holotypus: Taf. 4, Fig. 1.

Locus typicus: Dzhulfa; Kuh-e-Ali Bashi.

Stratum typicum: Rote Bankkalke an der Basis der Paratirolites-Schichten.

Diagnose: Siehe Gattungsdiagnose.

Beschreibung: Die unregelmäßig lappig begrenzten Siebplatten sind plan, in seltenen Fällen schwach gewölbt. Die Siebplatten lassen eine Unterscheidung in zwei Porenfelder erkennen. Der Hauptteil dieser (etwa 80-90%) setzt sich aus einem in der Größe stark schwankenden Porenfeld zusammen. Große, rundovale, aber auch runde Poren wechseln mit kleinen Poren ohne erkennbare Gesetzmäßigkeit. Bei manchen Formen sind die Poren auch leicht polygonal ausgebildet.



Neben dem großen Porenfeld tritt noch ein kleines auf, das sich gut vom großen Feld abhebt; es ist durch sehr kleine, in einigermaßen regelmäßigen Abständen angeordneten Poren gekennzeichnet (Abb. 4, Fig. 1-4). Auf Taf. 4 sind auch zerbrochene Siebplatten abgebildet (Fig. 2, 4-5, 10 und 12), denen das mit Feinperforation besetzte Feld fehlt. Zunächst ist man geneigt, diese Formen zu anderen Holothurienskleriten zu stellen (z.B. das auf Taf. 4, Fig. 4 abgebildete Exemplar entspricht einer *Calclammella*); erst wenn man sehr viel Material gesehen hat, erkennt man auch die Bruchstücke sofort als solche der Gattung *Jolfacaudina* zugehörig.

Bemerkungen: Siehe bei der Gattung.

Vorkommen: Höheres Abadehian bis Paratirolites-beds (mit Ausnahme der höchsten Bänke).

Familie Achistridae FRIZZELL & EXLINE 1955

Gattung *Achistrum* ETHERIDGE 1881 emend. FRIZZELL & EXLINE 1955

Typusart *Achistrum nicholsoni* ETHERIDGE

Achistrum cf. *monochordata* HODSON, HARRIS & LAWSON

(Taf. 3, Fig. 18)

1956 *Achistrum monochordata* n. sp. - HODSON, HARRIS & LAWSON,

- S. 340-341, Textfig. 10, 11
- 1957 *Achistrum monochordata* HODSON, HARRIS & LAWSON - HAMPTON, S. 509, Textfig. 6-8
- 1958 *Achistrum monochordata* ? - SUMMERSON & CAMPBELL, S. 968, Taf. 125, Fig. 3-7
- 1960 *Achistrum monochordata* HODSON, HARRIS & LAWSON - RIOULT, S. 139-140, Taf. 1, Fig. 2
- 1962 *Achistrum monochordata* HODSON, HARRIS & LAWSON - FLETCHER, S. 325, Fig. 6, 7
- 1967 *Achistrum monochordata* HODSON, HARRIS & LAWSON - GARBOWSKA & WIERZBOWSKI, S. 530-531, Fig. A-M
- 1967 *Achistrum monochordata* HODSON, HARRIS & LAWSON - GUTSCHICK, CANIS & BRILL, S. 1471, Taf. 187, Fig. 30
- 1969 *Achistrum monochordata* HODSON, HARRIS & LAWSON - GORKA & LUSZCZEWSKA, S. 382-383, Taf. 79, Fig. 2-6

Bemerkungen: Abgesehen von der etwas breiten Öse entspricht die Form ganz den aus dem Mississippian und Pennsylvanian nachgewiesenen Skleriten.

Achistrum cf. *issleri* (CRONEIS)

(Taf. 3, Fig. 17, 19)

- 1960 *Achistrum issleri* (CRONEIS) - RIOULT, S. 139, Taf. 1, Fig. 1 (Synonymliste vor 1960 siehe RIOULT)
- 1967 *Achistrum issleri* (CRONEIS) - GARBOWSKA & WIERZBOWSKI, S. 529-530, Fig. 3A-F
- 1969 *Achistrum issleri* (CRONEIS) - GORKA & LUSZCZEWSKA, S. 382, Taf. 79, Fig. 1

Bemerkungen: Die vielen Sklerite fallen besonders durch den asymmetrischen Bau des "Nadelöhres" auf. Zur Zeit bestehen für diese merkmalsarme Gruppe viel zu viele Arten (14 Arten); darüber soll demnächst eine Revision erfolgen. Die Vertreter der Gattung *Achistrum* sind für stratigraphische Belange kaum von Bedeutung.

Familie Priscopeditidae FRIZZELL & EXLINE 1955

Gattung *Priscopeditus* SCHLUMBERGER 1890

Priscopeditus quinquespinosus n. sp.

(Taf. 5, Fig. 13, 15, 17)

Derivatio nominis: Nach den fünf Spitzen im Zentralabschnitt benannt.

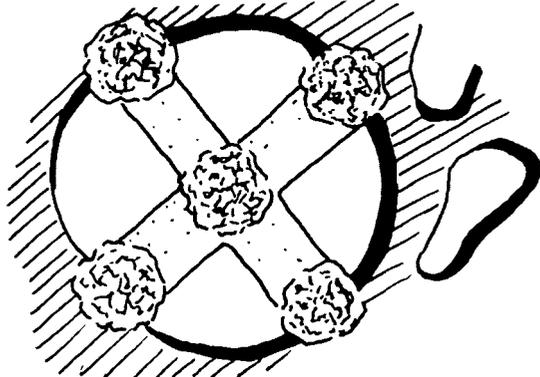
Holotypus: Taf. 5, Fig. 13.

Locus typicus: Dzhulfa; Kuh-e-Ali Bashi.

Stratum typicum: Graue Bankkalke der Araxilevis-Zone (AE 27).

Diagnose: Sklerite mit fünf- bis siebenstrahliger Porenplatte und einem Kreuzaufsatz mit fünf Spitzen.

Beschreibung: Die plane Porenplatte wird aus einem Zentralfeld mit zwei Porenreihen aufgebaut, an der sich fünf bis sieben perforate Arme anschließen, die in ihrer Länge zum Teil stark variieren. Der innerste Teil des Mittelfeldes wird durch vier Zentralporen gebildet. Der Kreuzaufsatz sitzt unmittelbar auf den vier Armen des Primärkreuzes auf. Darauf folgen direkt an den vier Eckpunkten vier stumpf kegelförmige Fortsätze, aber auch in der Mitte ragt eine in der Größe den vier Fortsätzen entsprechende Spitze auf (siehe Abb. 5).



Bemerkungen: Aus der Trias sind ähnliche Sklerite bekannt geworden. Sie unterscheiden sich aber alle durch eine mehr oder minder runde Begrenzung der Basalplatte. Da unter der Gattung *Priscopedatus* zu viele genetisch völlig getrennt zu betrachtende Sklerite zusammengefaßt wurden, wurde die Gattung *Priscopedatus* einer Revision unterzogen (siehe H. MOSTLER 1976, in Druck).

Priscopedatus cf. *spicaudina* GUTSCHICK, CANIS & BRILL

(Taf. 4, Fig. 15; Taf. 5, Fig. 8-9)

Bemerkungen: Außenbegrenzung, Porenzahl und Zentralspitze entsprechen völlig *P. spicaudina*; nur selten sind schmale Stege entwickelt, die innerhalb der Basalplatte die Poren in zwei Hälften trennen.

Vorkommen: Aus dem Mississippian von Montana und Missouri und aus der tethyalen Mitteltrias bekannt.

Priscopedatus sp.

(Taf. 5, Fig. 16)

Bemerkungen: Unregelmäßige Außenbegrenzung mit dornenartigen Fortsätzen. Die Poren sind im zentralen Teil der Basalplatte

rund und werden zum Rand hin kleiner. Die zentrale Spitze ist kurz, oben von kronenartigem Aufbau.

Familie Theeliidae FRIZZELL & EXLINE 1955

Gattung *Theelia* SCHLUMBERGER 1890

Theelia alveata n. sp.

(Taf. 3, Fig. 7-12)

Derivatio nominis: Nach der muldenförmigen Eintiefung der Nabe benannt (alveatus = muldenförmig).

Holotypus: Taf. 3, Fig. 10.

Locus typicus: Dzhulfa; Kuh-e-Ali Bashi.

Stratum typicum: Graue Kalke der Haydenella-Pseudowellerella-Zone.

Diagnose: Subcirculare bis schwach polygonale Rädchen mit mittelbreiter, muldenförmig eingesenkter Nabe, 9-13 nach außen sich etwas verbreiternden Speichen. Ein besonderes Merkmal stellt der stark wellige Verlauf des Felgeninnenrandes dar.

Beschreibung: Subcirculare, zum Teil polygonal begrenzte Rädchen mit nur wenig umgeschlagener Felge, wodurch der wellige Felgeninnensaum, wenn man das Rädchen von unten betrachtet, nicht oder kaum gesehen werden kann. Diese wellige Innenbegrenzung kommt durch den über den Speichen nur wenig, aber breit herangeführten Felgenumschlag zustande.

Die mittelbreite Nabe setzt in der Fortsetzung der nach unten gebogenen Speichen an und überragt die Felge an der Oberseite ein wenig.

Die relativ langen Speichen nehmen allmählich vom Zentrum zum Felgenrand an Breite zu. Es sind 9-13 Speichen entwickelt, wobei Rädchen mit 12 Speichen am häufigsten auftreten (11 und 13 Speichen sind noch relativ häufig).

Bemerkungen: Ähnliche Rädchen sind bisher nur aus der Trias beschrieben. *Theelia* n. sp. MOSTLER & PARWIN 1973, Taf. 1, Fig. 5, hat einen analog ausgebildeten welligen Felgeninnensaum, ist aber, was die Nabe und Speichen betrifft, nicht mit *Theelia alveata* n. sp. zu vergleichen. Auch *Theelia patinaformis* MOSTLER hat einen welligen Felgeninnensaum, der allerdings mit dem welligen Felgenaußenrand konform geht, was bei *Theelia alveata* n. sp. nicht der Fall ist.

Am ähnlichsten unserer neuen Art ist *Theelia immissorbicula* MOSTLER, vor allem, wenn man *Theelia subcirculata* MOSTLER, wie dies KOZUR & MOCK 1972 tun, in diese Art miteinbezieht, denn letztere zeigt bei einigen Exemplaren eine Andeutung eines welligen Innensaumes. Dieser geht aber nicht auf einen verlängerten Felgenumschlag über den Speichen zurück, sodaß auch hier, trotz Übereinstimmung mehrerer Merkmale, ein deut-

licher Unterschied zu *Theelia alveata* gegeben ist. So bleibt von den ähnlichen Formen nur noch *Theelia zapfei* KOZUR & MOSTLER zum Vergleich übrig. Diese unterscheidet sich von *Theelia alveata* durch das Fehlen des gewölbten Innenrandes sowie durch die stets höhere Speichenzahl.

Theelia dzhulfaensis n. sp.

(Taf. 2, Fig. 1-7, 9-13, 16, 22-23, 25)

Derivatio nominis: Nach dem Ort Dzhulfa (iranischer Ortsteil), in dessen Nähe das prachtvolle Profil der Perm/Trias-Grenze erschlossen ist.

Holotypus: Taf. 2, Fig. 1.

Locus typicus: Dzhulfa am Araxes-Fluß (Aserbaidshan).

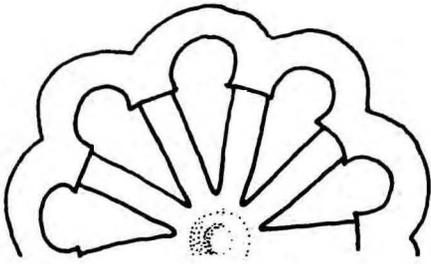
Stratum typicum: Rote Kalke der Paratirolites-beds.

Vorkommen: Abadehian bis Oberanis.

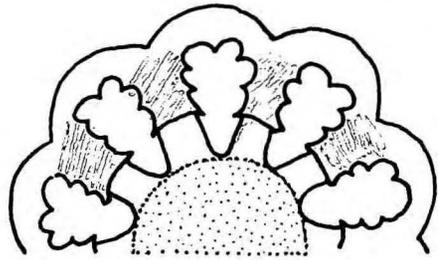
Diagnose: Eine Art der Gattung *Theelia* SCHLUMBERGER 1890 mit folgenden Besonderheiten. Der Felgenaußenrand ist polygonal, meist aber sehr stark gewölbt (Girlanden), wodurch es über den Speichen zu starken Einschnürungen kommt. Der unbezahnte bis bezahnte Felgeninnensaum ist durch einen über den Speichen liegenden verlängerten Felgenumschlag gekennzeichnet. Die kleine zylindrische Nabe ist tief und steil eingesenkt.

Beschreibung: Obwohl in den meisten Fällen die Rädchen durch einen stark gewellten Außenrand auffallen, treten auch polygonal begrenzte Sklerite auf, die aber bereits Ansätze zur Außenbogenbildung zeigen (Taf. 2, Fig. 10). Nur sehr selten sind es Formen, die keinen sicheren Ansatz zur Bogenbildung der Felge erkennen lassen. Hierbei handelt es sich um Formen mit fünf Speichen (Taf. 2, Fig. 6). Wenn auch Formen dieser Bauart zunächst stark herauszufallen scheinen, sind sie doch durch Übergänge sowie mehrere gemeinsame Merkmale mit den sehr typischen Exemplaren von *Theelia dzhulfaensis* n. sp. verbunden. Der bogige Felgenaußenrand (Girlanden, die sich zu einem Kreis schließen) ist glattrandig.

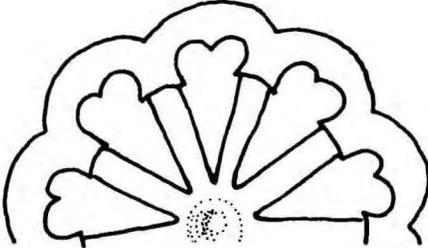
Der Innensaum der Felge (ebenso bogig verlaufend) ist besonders auffallend durch einen über jeder Speiche liegenden verlängerten Felgenumschlag, der bis zu ein Drittel der Speichenlänge (von oben betrachtet) überdeckt. Die Innenbögen, beidseitig von den verlängerten Felgenumschlägen begrenzt, sind entweder glattrandig oder bezahnt. Die Art der Bezahnung ist auf Abb. 6, Fig. 2-4 dargestellt. Sie kann aber, wie auf Abb. 6, Fig. 3 abgebildet, auch auf den verlängerten Felgenumschlag übergreifen. Eine so extreme Bezahnung des Felgenumschlages, wie es in Fig. 5 derselben Abbildung dargestellt ist, erreicht keine Form der Art *Theelia dzhulfaensis* n. sp. Nabe: Kleine, stets steil eingesenkte Nabe, die auf der Oberseite zu einem kegelförmigen Knopf ausgebildet ist (Taf. 2, Fig. 4); zwischen der kleinen Nabe und den Speichen entsteht ein schmaler Ring, der meist plan entwickelt ist, im



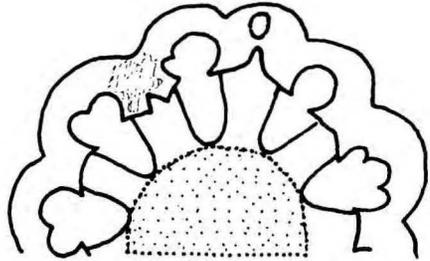
1



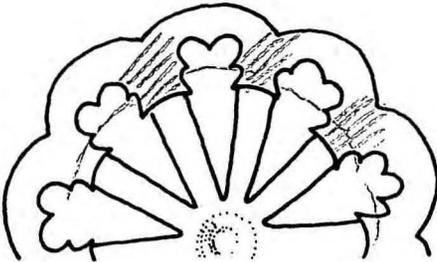
5



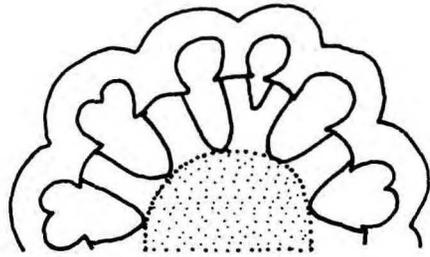
2



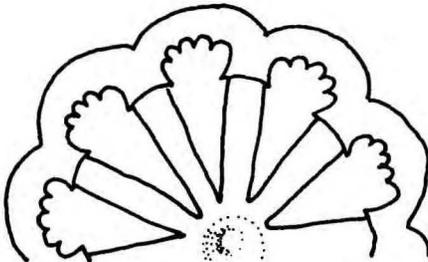
6



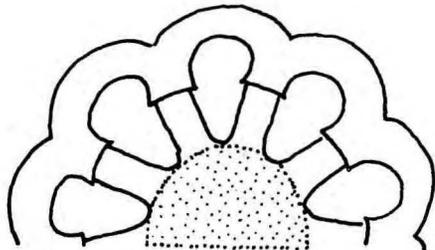
3



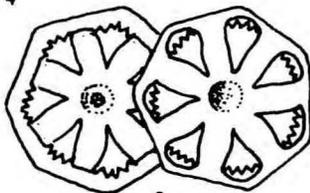
7



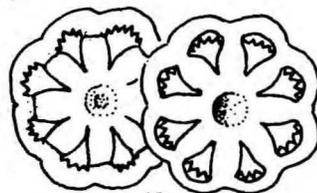
4



8



9



10

Abb. 6

Mündungsbereich zu den Speichen leicht nach oben gerichtet ist. Die Speichenzahl schwankt zwischen 5 und 12, am häufigsten sind 8 Speichen, weniger häufig 6, 7 und 9 Speichen, selten 5 und äußerst selten 12 Speichen. Bei gut erhaltenen, wenig verkrusteten und umkristallisierten Exemplaren erkennt man, daß sich die Speichen im Mündungsbereich im Nabenvorfeld (schmaler Ring) nicht berühren. Die Ausbildung der Speichen ist unterschiedlich. Meist nehmen sie von außen nach innen an Breite ab; sie können aber auch auf die ganze Länge gleich breit sein oder am Felgenrand auch schwache Einschnürungen aufweisen. Die Speichen sind in den meisten Fällen vom Rand des zentralen Ringes leicht nach oben gebogen.

Bemerkungen: *Theelia undata* MOSTLER ist den oben beschriebenen Formen aus dem Oberperm sehr ähnlich. Übereinstimmend ist die Ausbildung des Innensaumes (sogar bis ins Detail); ebenso ist der Felgenaußenrand völlig analog gebaut. Auch stimmt zum Teil die Bauform der Speichen überein. Nur der Nabebereich unterscheidet sich sehr wesentlich; siehe Gegenüberstellung Abb. 6, Fig. 1-4 (*Theelia dzhulfaensis*), Fig. 5-8 (*Theelia undata*).

Theelia consona (CARINI) hat eine völlig gleich entwickelte Nabe wie *Theelia dzhulfaensis* n. sp., ist gegenüber letzterer (nach CARINI 1962: 392) polygonal begrenzt, obwohl derselbe Autor auf Taf. 1, Fig. 14 z.B. auch ein Exemplar mit stark welligem Außenrand abbildet. D.h., auch *Theelia consona* weist polygonalen bis wellig-bogigen Außenrand auf, wenn auch die polygonale Begrenzung vorherrscht.

Die Bezahnung des Felgeninnensaumes ist nach CARINI diskontinuierlich und auf den Zwischenspeichenbereich beschränkt; er bildet bis zu fünf Zähnchen in einem Zwischenspeichenbereich ab. *Th. dzhulfaensis* dagegen ist entweder unbezahnt oder mit optimal drei Zähnen im Zwischenspeichenbereich besetzt und selbst diese sind anders als bei *Th. consona* angeordnet. Letzterer fehlt auch der verlängerte Felgenumschlag. Die von H. MOSTLER (1968: Taf. 6, Fig. 4-6) als *Thalattocanthus consonus* CARINI angesprochenen Exemplare sind zu *Th. dzhulfaensis* zu stellen. Der Autor hat auf die Unterschiede zwischen den von CARINI 1962 beschriebenen Formen und den im Anis auftretenden hingewiesen.

Die hier besprochenen Merkmale, die zur Unterscheidung von *Th. consona* (CARINI) und *Th. dzhulfaensis* n. sp. beitragen, zwingen uns, auf die Entwicklung von *Th. consona* einzugehen. GUTSCHICK et al. (1967) bilden auf Taf. 186: Fig. 1-8, runde, subcirculare bis schwach polygonale Rädchen aus dem Mississippian ab, die sie zu *Thalattocanthus consonus* stellen. Was die Bezahnung betrifft, so wird nur angeführt, daß der Innenrand bezahnt ist. Abgebildet werden auf einem Speichenzwischenraum 2-3 Zähne; ob über den Speichen die Bezahnung weitergeht oder nicht, muß offen bleiben. Einer der Verfasser (MOSTLER) hat aus dem Mississippian von Afghanistan und Irland völlig analoge Rädchen isolieren können; diese zeigen eine deutliche Bezahnung, wobei auf den Speichenzwischenraum 3-5 Zähnchen fallen, über den Speichen selbst fehlt eine Bezahnung; vielmehr handelt es sich hierbei um eine Leiste, die auf derselben Höhe wie die

Ansatzstellen der Zähne liegt (siehe Abb. 6). Dasselbe trifft für die im Pennsylvanian auftretenden Sklerite zu, nur die Außengestalt ändert sich schon etwas, indem die polygonale Gestalt der Rädchen z.T. schon Übergänge zu einer welligen bzw. bogenförmigen Begrenzung zeigt. Im Perm setzt sich immer mehr die ausgeprägte bogige Außenbegrenzung durch, wobei im Laufe des Perms (Zeitpunkt ist noch offen) über den Speichen der Felgenumschlag eine Verlängerung erfährt. Ab dem Abadehian liegt also schon jene Form vor, die wir als *Th. dzhulfaensis* bezeichnen und die bis in die Trias (trinodosus-Zone/avisianus-Zone) hinaufreicht (siehe Entwicklungsschema).

Zwei Merkmale sind es, die vom Paläozoikum bis in die Trias den Bau der Rädchen beherrschen.

1. Steil eingesenkte tiefe Nabe (senkrecht zum Nabenrand).

Dazu zählen:

Th. consona (CARINI)

Th. dzhulfaensis n. sp.

Th. thalattocanthoides MOSTLER

2. Stark verlängerter Felgenumschlag über den Speichen. Dazu gehören:

Th. dzhulfaensis n. sp.

Th. fastigata MOSTLER

Th. monicae n. sp.

Th. praeacuta n. sp.

Th. undata MOSTLER

Stueria ? *multiradiata* MOSTLER

Th. dzhulfaensis n. sp. gehört übrigens zu jenen Formen, die erst nach dem Zerbrecen des skythisch-tiefanischen Schelfes über den sich öffnenden Tethysozean in den alpinen Raum von Südosten her einwandern konnten (siehe dazu auch BECHSTÄDT & MOSTLER 1974: 47).

Theelia monicae n. sp.

(Taf. 2, Fig. 15, 17-20, 24; Taf. 3, Fig. 1, 3, 6)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Frau Monika KNAPP, die schon seit Jahren die Schreibearbeiten für die Geol.Paläont.Mitt. der Universität Innsbruck durchführt.

Holotypus: Taf. 2, Fig. 19.

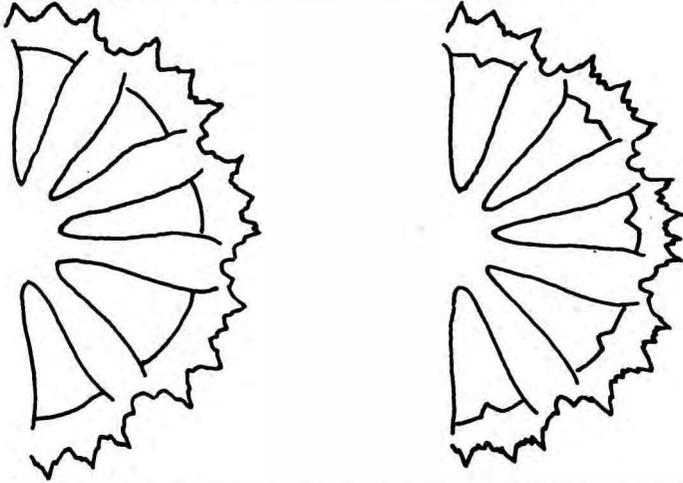
Locus typicus: Dzhulfa (Aserbajdschan).

Stratum typicum: Rote Kalke der Ali Bashi-Formation (Bernhardites-Zone).

Diagnose: Rädchen mit bedorntem Außenrand und bezahntem Innenrand sowie steil eingesenkter Nabe. Die Dornen sind nur über den Zwischenspeichenbereichen entwickelt.

Beschreibung: Der Außenrand ist durch kleine, zierliche Dornen, die selbst wieder, was ihre Größe betrifft, variieren, gekennzeichnet. Die kleinen Dornen sind nur über dem Zwischenspeichenraum entwickelt, wobei der mittlere in den meisten Fällen der größte ist. Es können aber in der Mitte auch drei gleich

große Dornen auftreten. Maximal sind fünf Dornen über einem Zwischenspeichenraum entwickelt (siehe Abb. 7).



Der Innenrand zeigt stets eine schwache Bezaehlung, meist nur ein großes Zähnenchen in der Mitte, flankiert von zwei kleineren, die unmittelbar am Rand des verlängerten Felgenumschlages über den Speichen zu liegen kommen.

Die Speichen nehmen ein wenig von innen nach außen an Breite zu; es sind bisher nur Formen mit 6-12 Speichen bekannt geworden. Solche mit 9 Speichen sind am häufigsten; 8 und 10 sind häufig, 6, 7, 11 und 12 seltener.

Die Nabe ist völlig analog wie bei *Th. dzhulfaensis* entwickelt.

Bemerkungen: Theelien mit Dornen bzw. dornenähnlichen Strukturen, mit Pusteln bzw. Tuberkeln sind aus dem Perm bisher unbekannt. Aus der Trias kennt man vier Arten, die gewisse Analogien zu *Theelia monicae* n. sp. aufweisen. *Th. kristanae* MOSTLER hat ihre spitzkegelförmigen Erhebungen nicht in einer Linie angeordnet, unterscheidet sich aber auch durch die Nabenausbildung von *Theelia monicae* n.sp. *Theelia tuberculata* KRISTANTOLLMANN hat relativ große knopfartige Tuberkel, die in zwei Reihen die Felge besetzen. Abgesehen davon ist *Theelia tuberculata* am Innenrand unbezahlt. *Theelia magnidentata* KOZUR & SIMON hat im Gegensatz zu *Theelia monicae* nur einzelne dornenartige Fortsätze am Außenrand, am Innensaum ist diese Form durch große Zähne (bis zu sechs Zähne auf einem Speichenzwischenraum) gekennzeichnet. Am ähnlichsten ist unsere neue Art mit *Theelia latimarginata* MOSTLER, deren kleine Dornen und Pusteln auf den Speichenzwischenbereich beschränkt sind; diese sind aber büschelartig konzentriert und unterscheiden sich somit gut von *Theelia monicae* n. sp., ganz abgesehen von der Nabenausbildung und Felgeninnenausgestaltung.

Theelia praeacuta n. sp.

(Taf. 1, Fig. 13-20)

Derivatio nominis: Nach den spitzen Enden des Außenrandes über dem Zwischenspeichenraum benannt (praeacutus = spitz).

Holotypus: Taf. 1, Fig. 15.

Locus typicus: Dzhulfa am Araxes-Fluß (Aserbaidshan).

Stratum typicum: Rotkalke der basalen Ali Bashi-Formation (Phisonites-Zone).

Diagnose: Theelien mit Spitzbögen am Felgenaußenrand und entsprechender Ausbildung am Innenrand; unbezahlt, über den Speichen einen verlängerten Felgenumschlag aufweisend. Nabe unten mit mittelsteiler Einsenkung, oben mit flacher Aufwölbung.

Beschreibung: Die Rädchen fallen durch ihren Spitzbogenaußenrand besonders auf. Die Spitzen liegen immer über dem Zwischenspeichenbereich. Diese Spitzen sind jedoch nicht mit denen der Gattung *Acanthotheelia* gleichzusetzen, denn erstere haben sich noch nicht völlig von der ursprünglichen Bogenform abgesetzt. Der Felgeninnensaum ist ebenso spitz entwickelt wie der Außenrand. Wie bei *Th. dzhulfaensis* n. sp., aus der sich *Th. praeacuta* n. sp. herausentwickelt hat, ist ein verlängerter Felgenumschlag zu erkennen.

Die Speichen, deren Zahl zwischen 7 und 16 liegt (maximal 8 Speichen, sehr häufig 9 und 10, seltener 11-12, sehr selten 13-16) sind gleich breit oder können zur Felge hin etwas an Breite zunehmen.

Die Nabe zeigt zwar noch eine ähnliche Anlage wie bei *Th. dzhulfaensis*, ist aber nicht mehr so steil eingesenkt und anstelle des zylindrischen bis kegelförmigen Knopfes auf der Oberseite liegt bei *Th. praeacuta* n. sp. eine eher flache Aufwölbung vor.

Bemerkungen: Eine recht ähnliche Form (*Th. fastigata* MOSTLER) kennen wir aus der Trias (Oberanis der Nördlichen Kalkalpen). Sie unterscheidet sich von *Th. praeacuta* n. sp. durch die breite Nabe (*Th. fastigata* entwickelt sich ebenso aus einer *Theelia* mit bogenförmiger Außenbegrenzung). Allerdings kann man bei *Th. praeacuta* bereits auch den beginnenden Umbau der Nabe erkennen. Aus der steil eingesenkten Nabe wird eine mittelsteile, anstelle des zylindrischen Knopfes, der steil auf der Oberseite aufragt, befindet sich nun eine flache Aufwölbung. Das nächste Stadium würde zu einer planen Nabe führen und damit wäre *Th. praeacuta* n. sp. nicht mehr von *Th. fastigata* zu unterscheiden. Dieses Stadium wurde allerdings im Perm nicht erreicht.

Familie Protocaudinidae DEFLANDRE-RIGAUD

emend. GUTSCHICK, CANIS & BRILL 1967

Gattung *Microantyx* KORNICKER & IMBRIE 1958

Typusart *Microantyx permiana* KORNICKER & IMBRIE

Microantyx botoni GUTSCHICK

(Taf. 1, Fig. 1-5, 7, 11)

- 1959 *Microantyx botoni* n. sp. - GUTSCHICK, S. 134, Taf. 26,
Fig. 22-23, 28
- 1967 *Microantyx botoni* GUTSCHICK - GUTSCHICK, CANIS & BRILL,
S. 1472, Taf. 186, Fig. 41-49
- 1971 *Microantyx botoni* GUTSCHICK - ALEXANDROWICZ, S. 288, Taf.
187, Fig. 16, Fig. 2, Abb. 3-4
- 1971 *Microantyx botoni* GUTSCHICK - MOSTLER, S. 10, Taf. 2, Fig.
16-17
- 1975 *Microantyx botoni* GUTSCHICK - NABAVI & HAMDI, S. 14-15,
Taf. 3, Fig. 1-4

Bemerkungen: Die vielen im Oberperm auftretenden Exemplare weisen stets acht Speichen auf (artkonstantes Merkmal). Alle Exemplare entsprechen in Form und Variation der Größe den bisher beschriebenen Formen. Der hochgewölbte Zentralabschnitt an der Oberseite ist im Bereich über der x-förmigen Spange (Kreuzarme) sehr dünn und bricht daher sehr leicht aus, wodurch eine Perforation vorgetäuscht werden kann.

Bei NABAVI & HAMDI (1975: 14) wird diese Art durch HAMDI, obwohl sie schon oftmals ausführlich beschrieben wurde, nochmals beschrieben. Dies dürfte in Unkenntnis der darüber existierenden Literatur geschehen sein, denn es ist auch unrichtig, daß *Microantyx botoni* nur aus dem Unterkarbon bekannt sei (siehe Vorkommen dieser Art).

Vorkommen: Mississippian (Indiana, Montana, Missouri); Pennsylvanian; Namur A (Oberschlesien) ; Mississippian von Afghanistan; Oberperm (Nord- und Zentraliran).

Microantyx tarazi n. sp.

(Taf. 1, Fig. 10)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Dr. TARAZ, Geol. Survey, Teheran.

Holotypus: Taf. 1, Fig. 10.

Locus typicus: Dzhulfa; Kuh-e-Ali Bashi.

Stratum typicum: Rote, 10-30 cm gebankte Kalke (Paratirolitesbeds).

Diagnose: Rädchenförmige Sklerite der Gattung *Microantyx* mit stark gewelltem Außenrand und acht kurzen, gleich breiten Speichen.

Beschreibung: Die Sklerite fallen durch ihren stark gewölbten Außenrand besonders auf. Über den Speichenzwischenräumen ist der Rand stark ausgebuchtet, im Mündungsbereich zu den Speichen selbst stark eingezogen (es entstehen dadurch deutliche Bögen). Die Speichenzwischenräume haben eine nahezu kreisförmige Gestalt; die acht Speichen sind kurz, vom Innenring zur Felge an Breite annähernd gleichbleibend und nur wenig nach oben gebogen.

Das Zentralfeld ist unten durch eine x-förmige Spange mit dem Innenring verbunden, darüber wölbt sich eine Nabe, die, von der Oberseite betrachtet, weit über die Felgenhöhe hinausragt. Der Rand der Felge ist etwas umgeschlagen und greift über die Speichen hinausgehend etwas einwärts, ohne einen echten Fortsatz über den Speichen zu bilden.

Vorkommen: Ali Bashi-Formation (mittlere Paratirolites-Schichten).

Protocaudina cf. *kansasensis* (HANNA)

(Taf. 1, Fig. 9, 12)

Synonymaliste siehe FRIZZELL & EXLINE (1955: 137)

Bemerkungen: Abweichend von den ursprünglich beschriebenen Formen ist vor allem der Zentralbereich. *P. kansasensis* hat meist ein wesentlich breiteres Mittelfeld zwischen der Innenperforation und den Speichen, als die aus dem Oberperm isolierten Formen. Auch fehlt letzterer die feine Bezeichnung am Felgeninnensaum. *P. cf. kansasensis* unterscheidet sich von *P. hexagonaria* MARTIN durch die eckige Innenperforation, durch die subcirculare Außenbegrenzung und durch ein schmäleres Mittelfeld. *P. traquairii* (ETHERIDGE) hat weniger Speichen und die Zentralporen sind anders gestaltet.

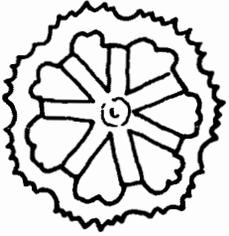
3. Zur stratigraphischen Bedeutung der Holothuriensklerite

In Tab. 2 ist die Verbreitung aller aus dem Oberperm des Iran nachgewiesenen Holothuriensklerite festgehalten. Stratigraphische Bedeutung kommt folgenden Formgruppen zu.

An erster Stelle stehen Formen der Gattung *Theelia*. Die sich aus *Theelia consona* (CARINI) im Laufe des Perm entwickelnde *Theelia dzhulfaensis* überschreitet die Perm/Trias-Grenze und reicht bis in den Grenzbereich der trinodosus/avisianus-Zone. Allerdings setzt diese Form in den Nördlichen Kalkalpen erst ab dem Pelson ein, da vorher eine Zuwanderung durch den breiten Schelf in unter- und tief mitteltriadischer Zeit nicht möglich war. Wenn auch *Theelia dzhulfaensis* selbst keine Leitform darstellt, so spalten sich im Oberperm doch zwei Arten ab, die stratigraphisch bestens verwertbar sind (siehe Tab. 2 und Abb. 8). *Theelia praeacuta* n. sp. reicht von der basalen Phisonites comellicus-Zone bis in die basale Paratirolites-"Zone". *Theelia*

TRIAS

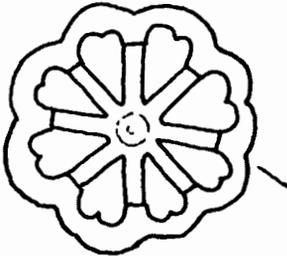
Theelia monicae



GUADALUPIAN

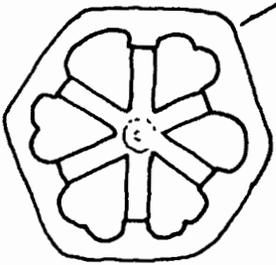


Theelia praeacuta

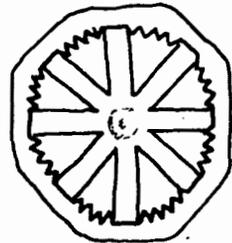


Theelia dihuifaensis

UNTER-MITTELPERM



Theelia consona



richleyi

✓ (2)

monicae n. sp. ist auf den unteren Teil der Paratirolites-"Zone" beschränkt. Es gibt aber auch Theelien, die im Gesamthabitus mit den triadischen Theelien übereinstimmen, so z.B. *Theelia alveata* n. sp., die auf den unteren Teil der Haydenella-Pseudowellerella-Zone beschränkt ist.

Sehr wichtig sind auch Vertreter der Familie Protocaudinidae. Arten der Gattung *Microantyx* sind z.T. Durchläufer wie beispielsweise *Microantyx botoni*, der vom Unterkarbon bis in den Mittelabschnitt der Paratirolites-"Zone" durchläuft und dort endgültig ausstirbt. Somit haben wir mit *Microantyx botoni* einen typischen Vertreter des Jungpaläozoikums. Sehr wichtig ist eine mit *M. botoni* verwandte Form, nämlich *Microantyx tarazi* n. sp., die nur im mittleren Teil der Paratirolites-Schichten nachgewiesen werden konnte. Protocaudinen sind relativ selten (allerdings steht noch immer die Frage offen, ob die stets neunporige *Eocaudina septaforaminalis* nicht doch zu *Protocaudina* zu stellen ist). *Protocaudina* cf. *kansasensis* tritt im mittleren Baisalian auf; es scheint aber so, daß sie, wenn wir von der cf.-Bestimmung absehen, doch als ein Durchläufer zu betrachten ist, der im unteren Teil der Haydenella-Pseudowellerella-Zone erlischt.

Vertreter der Gattung *Eocaudina* sind als Durchläufer zu betrachten. *Jolfacaudina iranica* n. gen. n. sp. tritt ab der basalen Haydenella-Pseudowellerella-Zone auf und endet erst mit dem Beginn einer holothuriensfeindlichen Fazies, wodurch über ihre stratigraphische Reichweite nach oben hin zunächst keine Aussage gemacht werden kann.

Calclamnella permotriassica n. sp. tritt im Bereich der Perm/Trias-Grenze auf und könnte somit stratigraphisch einige Bedeutung haben.

Ein nicht unbedeutender stratigraphischer Wert dürfte den Vertretern der Familie Punctatidae n.fam. zukommen. Während *Punctatites appensus*, *P. dracoformis*, *P. extensus*, *P. folliculus* und *P. triradiatus* bis hoch in die Trias hineinreichen (ihr Einsetzen im allerhöchsten Perm in Verbindung mit anderen Holothurienskleriten ergibt eine interessante Faunenvergesellschaftung) scheint nach den bisherigen Beobachtungen *Punctatites aequiperforatus* n. sp. auf das höchste Perm beschränkt zu sein.

Abschließend sollen noch kurz die Faunenvergesellschaftungen der aus den Profilen Dz hulfa und Abadeh angetroffenen Holothuriensklerite aufgeführt werden; von einer assemblage-Zonengliederung wurde abgesehen, da bisher nur die Untersuchungen von zwei Profilen, die zwar 1000 km auseinanderliegen, vorliegen.

- 1) *Priscopedatus quinquespinosus* n. sp. in Verbindung mit *Microantyx botoni* kommt ab der Codonofusiella-Zone bis in den höheren Teil der Araxilevis-Zone vor.
- 2) *Jolfacaudina iranica* n. gen. n. sp. tritt zusammen mit *Protocaudina* cf. *kansasensis* und *Microantyx botoni* ohne *Theelia alveata* n. sp. im Abschnitt ab der obersten Araxilevis-Zone bis hinauf in die basale Haydenella-Pseudowellerella-Zone auf.
- 3) *Theelia alveata* n. sp. zusammen mit *Jolfacaudina iranica* ist auf die basale und untere Haydenella-Pseudowellerella-Zone beschränkt.

- 4) *Jolfacaudina iranica* n. gen. n. sp. mit *Theelia dzhulfaensis* n. sp. und *Microantyx botoni*, ohne *Theelia alveata* n. sp., ohne *Theelia praeacuta* n. sp. wurde nur in der mittleren und höchsten Haydenella-Pseudowellerella-Zone beobachtet.
- 5) *Theelia praeacuta* n. sp. und *Jolfacaudina iranica* (Phisonites-Zone bis einschließlich Bernhardites-Zone).
- 6) *Theelia monicae* n. sp. ohne *Protocaudina tarazi* n. sp. (untere bis mittlere Paratirolites-Schichten).
- 7) *Protocaudina tarazi* n. sp. und *Microantyx botoni* (höhere Paratirolites-Schichten).
- 8) *Calclamnella permotriassica* n. sp. mit *Punctatites aequiperforatus* n. sp. ohne *Microantyx botoni* sind auf die höchsten Paratirolites-Schichten beschränkt.

Von den auf das Jungpaläozoikum beschränkten Gattungen ist im Oberperm praktisch nichts mehr geblieben, wenn wir von der Gattung *Microantyx* absehen. Von *Jolfacaudina* n. gen. wissen wir aus faziellen Gründen nicht, ob sie in die Untertrias hineinreicht oder nicht. Der Gesamtcharakter der Holothuriensklerite im Oberperm ist wohl ein mehr triassischer. Eine Reihe von triadischen Gattungen setzt im Laufe des Oberperms ein und selbst viele Arten finden sich z.T. noch in der tieferen Mitteltrias, einige sogar noch in der Obertrias bzw. im basalen Jura.

Danksagung

Herrn Dipl.Geol.Dr.M.H.NABAVI, Geological Survey, Teheran, sind wir für die Unterstützung der Geländearbeiten zu Dank verpflichtet. Herrn Dr. H.TARAZ möchten wir für die vielen Diskussionsmöglichkeiten unseren Dank abstaten.

Dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich danken wir für die Bereitstellung der Sach- und Reisekosten.

Für die rasterelektronenmikroskopischen Aufnahmen sind wir Herrn Univ.-Prof. Dr. J. KLIMA, Institut für Elektronenmikroskopie der Universität Innsbruck, zu Dank verpflichtet.

Literatur

- ALEXANDROWICZ, Z. (1971): Carboniferous Holothuroidea sclerites in the Upper Silesia Coal Basin (Southern Poland). - Roczn. P. T. Geol. (Ann.Soc.Géol.Pol.), vol. 41, no. 2 Kraków.
- BECHSTÄDT, T. & H. MOSTLER (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, Bd. 4, 5/6, S. 1-74, Innsbruck.
- FRIZZELL, D.L. & H. EXLINE (1955): Monograph of fossil holothurian sclerites. - Bull.Univ.Missouri Scholl Mines Metall., no. 89, Rolla.
- FRIZZELL, D.L. & H. EXLINE (1966): Holothuroidea-Fossil Record. - In: MOORE, R.C. (Ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology, Part U, 3/2, Lawrence, Kansas.
- GARBOWSKA, J. & A. WIERZBOWSKI (1967): Some holothurian sclerites from the Polish Jurassic. - Acta Paleont.Pol., vol. 12, no. 4, Warszawa.
- GORKA, H. & L. LUSZCZEWSKA (1969): Holothurian sclerites from the Polish Jurassic and Tertiary. - Roczn. P.T. Geol. (Ann. Soc.Géol.Pol.), vol. 39, no. 1-3, Kraków.
- GRAMANN, F.; LAIN, F. & D. STOPPEL (1972): Paleontological Evidence of Triassic Age for Limestones from the Southern Shan and Kayah States of Burma. - Geol.Jb., B 1, 33 p., Hannover.
- GUTSCHICK, R.C. & W.F. CANIS (1971): The holothurian sclerite genera *Cucumarites*, *Eocaudina* and *Thuroholia*-restudy of *Eocaudina* and *Protocaudina* from the Devonian of Iowa. - Journ.of.Pal.45.
- GUTSCHICK, R.C.; CANIS, W.F. & K.G. BRILL (1967): Kinderhook (Mississippian) Holothurian sclerites from Montana and Missouri (mit ausführlichem Literaturverzeichnis, die paläozoischen Holothuriensklerite betreffend). - Journ.of Pal. 41.
- HAMPTON, J.S. (1957): Some Holothurian spicules from the Upper Bathonian of the Dorset Coast. - Geol.Mag., 94, 6, 507-510, Hertford.
- HAMPTON, J.S. (1958): Subgenera of the Holothurian genus *Achistrum*. - Micropaleontology, 4, 1, 75-77, New York.
- HODSON, F., HARRIS, B. & L. LAWSON (1956): Holothurian spicules from the Oxford Clay of Redcliff, near Weymouth (Dorset). - Geol.Mag., vol. 93, no. 4, Hertford.
- KOZUR, H. (1975): Beiträge zur Conodontenfauna des Perm. - Geol. Paläont.Mitt.Innsbruck, 5, 4, 1-44, Innsbruck.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1972): Neue Holothurien-Sklerite aus der Trias der Slowakei. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, Bd.2, 12, S. 1-47, Innsbruck.
- KOZUR, H.; MOSTLER, H. & A. RAHIMI-YAZD (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, Bd. 5, 3, S. 1-23, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1968a): Neue Holothurien-Sklerite aus norischen Hallstätter Kalken (Nördliche Kalkalpen). - Ber.nat.-med. Ver.Innsbruck, 56, S. 427-441, 2 Abb., 3 Taf., Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1968b): Holothurien-Sklerite aus oberanisichen Hallstätter Kalken. - Alpenkundliche Studien, 2, S. 5-44, 5 Abb., 1 Tab., 6 Taf., Innsbruck.

- MOSTLER, H. (1969): Entwicklungsreihen triassischer Holothurien-Sklerite. - Alpenkundliche Studien, 7, 53 S., 12 Abb., 5 Taf., Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1970): Über einige Holothurien-Sklerite aus der Süd- und Nordalpinen Trias. - Festband Geol.Inst., 300-Jahr-Feier Univ.Innsbruck, S. 339-360, 3 Taf., Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1971a): Holothuriensklerite aus anisischen, karnischen und norischen Hallstätterkalken. - Geol.Paläont.Mitt. Innsbruck, 1, 1, S. 1-30, 2 Abb., 5 Taf., Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1971b): Mikrofaunen aus dem Unter-Karbon vom Hindukusch. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, Bd. 1, 12, S. 1-19, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972): Neue Holothurien-Sklerite aus der Trias der Nördlichen Kalkalpen. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, Bd. 2, 7, S. 1-32, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & P. PARWIN (1973): Ein Beitrag zur Feinstratigraphie der Hallstätter Kalke am Sirius-Kogel (Bad Ischl, Oberösterreich). - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, Bd. 3, 7, S. 1-47, Innsbruck.
- NABAVI, M.H. & B. HAMDI (1975): Permian Limestone with Holothurian sclerites, Semnan area, South-Central Alborz, Iran. - Geol.Survey of Iran, Report No. 32, 4-17, Teheran.
- STEFANOV, S.A. (1970): Einige Holothurien-Sklerite aus der Trias in Bulgarien. - Rev.Bulgarian geol.Soc., 31, (1), S. 42-50, 1 Taf., Sofia.
- STEPANOV, D.L.; GOLSHANI, F. & J. STOCKLIN (1969): Upper Permian and Permian-Triassic boundary in North-Iran. - Geol.Survey of Iran, Report 12, Teheran.
- TARAZ, H. (1974): Geology of the Surmaq-Deh Bid Area Abadeh Region, Central Iran. - Geol.Survey of Iran, Report No. 37, Teheran.
- TEICHERT, T.; KUMMEL, B. & W.C. SWEET (1973): Permian-Triassic strata Kuh-e-Ali Bashi, northwestern Iran. - Bull.mus.compar. zool., 145 (8), 359-472, 16 Abb., 10 Tab., 14 Taf., Cambridge.

Tafelerläuterungen

TAFEL 1

alle Abbildungen, bis auf Fig. 3, stammen aus dem Profil Kuh-e-Ali Bashi

- Fig. 1-5, 7, 11 *Microantyx botoni* GUTSCHICK; über das ganze Profil verteilt, ausgenommen die höheren Paratirolites-Schichten; Fig. 1-4, 11 (150 x), Fig. 5, 7 (200 x).
- Fig. 6 *Microantyx* cf. *botoni* GUTSCHICK; basale Codonofusiella-Zone;
- Fig. 8 *Eocaudina septaforaminalis* MARTIN; Codonofusiella-Zone (100 x).
- Fig. 9, 12 *Protocaudina kansasensis* (HANNA); Codonofusiella-Zone; Fig. 9 (100 x), Fig. 12 (150 x).
- Fig. 10 *Microantyx tarazi* n. sp.; Paratirolites-Schichten (100 x).
- Fig. 13-20 *Theelia praeacuta* n. sp.; Phisonites-Zone; (Fig. 15 = Holotypus); alle 150 x.

TAFEL 2

bis auf Fig. 8, 14 und 21 stammen alle Sklerite vom Profil Kuh-e-Ali Bashi

- Fig. 1-7, 9-13, 16, 22-23, 25 *Theelia dzhulfaensis* n. sp.; ab der Codonofusiella-Zone durchlaufend; (Fig. 1 = Holotypus); Fig. 1-3 (180 x), Fig. 4-5 (100 x), Fig. 6-7 9-13 (150 x).
- Fig. 8 *Theelia undata* MOSTLER; mit großer, planer Nabe (Mitteltrias der Nördlichen Kalkalpen); (500 x).
- Fig. 14 *Theelia undata* MOSTLER; mit kleiner, planer Nabe (Mitteltrias der Nördlichen Kalkalpen); (100 x).
- Fig. 15, 17-20 24 *Theelia monicae* n. sp.; alle Bernhardites-Zone; (Fig. 19 = Holotypus); Fig. 15, 17-20 (100 x); Fig. 24 (150 x).
- Fig. 21 *Theelia undata* MOSTLER; Mitteltrias der Nördlichen Kalkalpen; (100 x).

TAFEL 3

alle Sklerite stammen aus dem Profil Kuh-e-Ali Bashi, Vergrößerungen 150 x, außer Fig. 13 und 14

- Fig. 1, 3, 6 *Theelia monicae* n. sp.; aus der Bernhardites-Zone.
- Fig. 2 *Theelia* sp. indet.
- Fig. 4 *Theelia* cf. *dzhulfaensis* n. sp.; aus der Codonofusiella-Zone.
- Fig. 7-12 *Theelia alveata* n. sp.; aus der Haydenella-Pseudowellerebella-Zone; (Fig. 10 = Holotypus).
- Fig. 13-14 *Calclamnella permotriassica* n. sp.; aus den Paratirolites-Schichten; (120 x).
- Fig. 15 *Praeuphronides* sp.; aus der Codonofusiella-Zone.

- Fig. 16 *Punctatites dracoformis* (MOSTLER); untere Paratiroli-
tites-Schichten.
Fig. 18 *Achistrum* cf. *monochordata* HODSON, HARRIS &
LAWSON; Oberperm von Julfa.
Fig. 17, 19 *Achistrum* cf. *issleri* (CRONEIS); Oberperm von
Julfa.

TAFEL 4

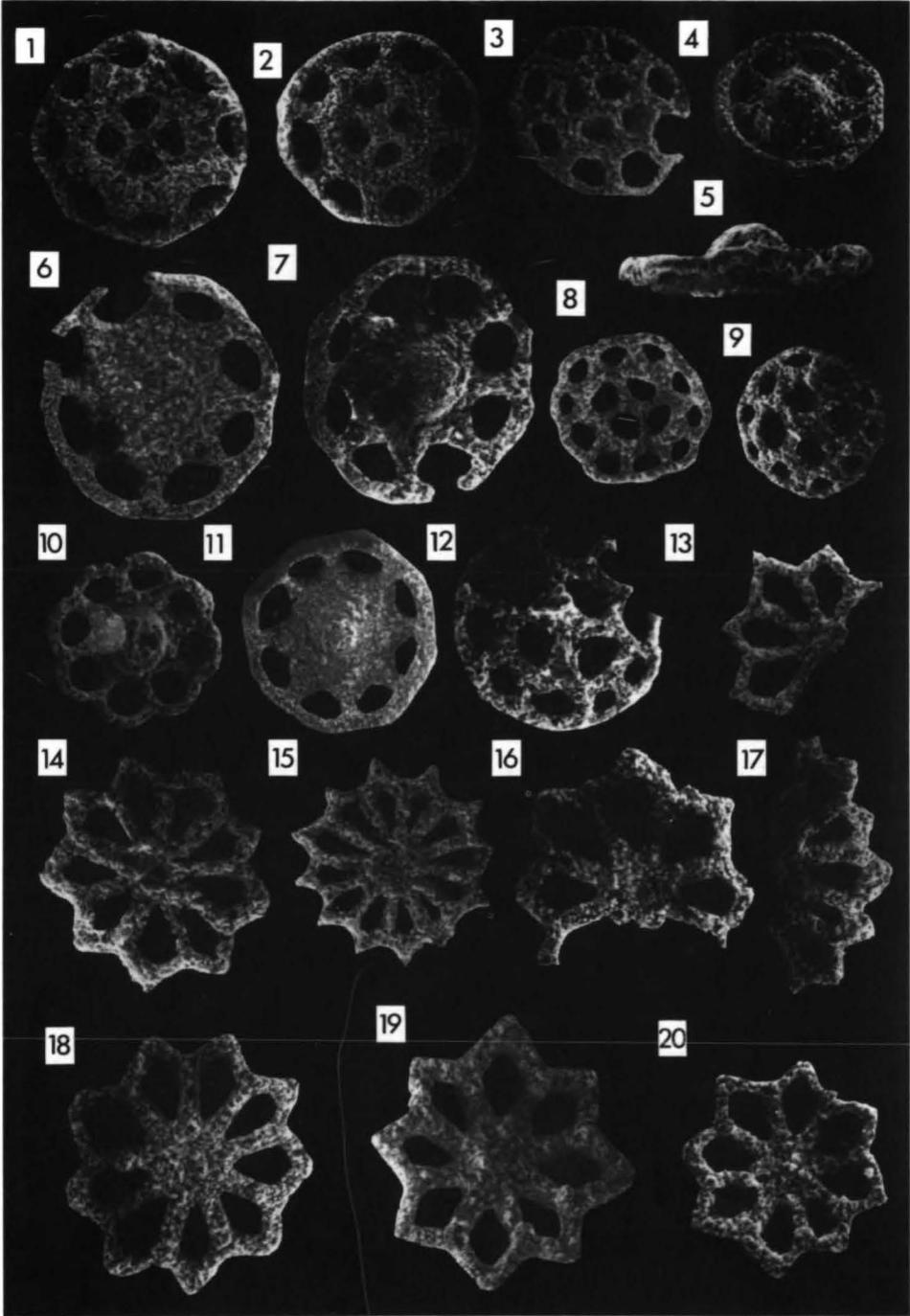
Vergrößerungen Fig. 1-13 (180 x), Fig. 14 (150 x), Fig. 15-16
(100 x); wo nicht anders vermerkt, aus dem Profil Kuh-e-Ali Bashi

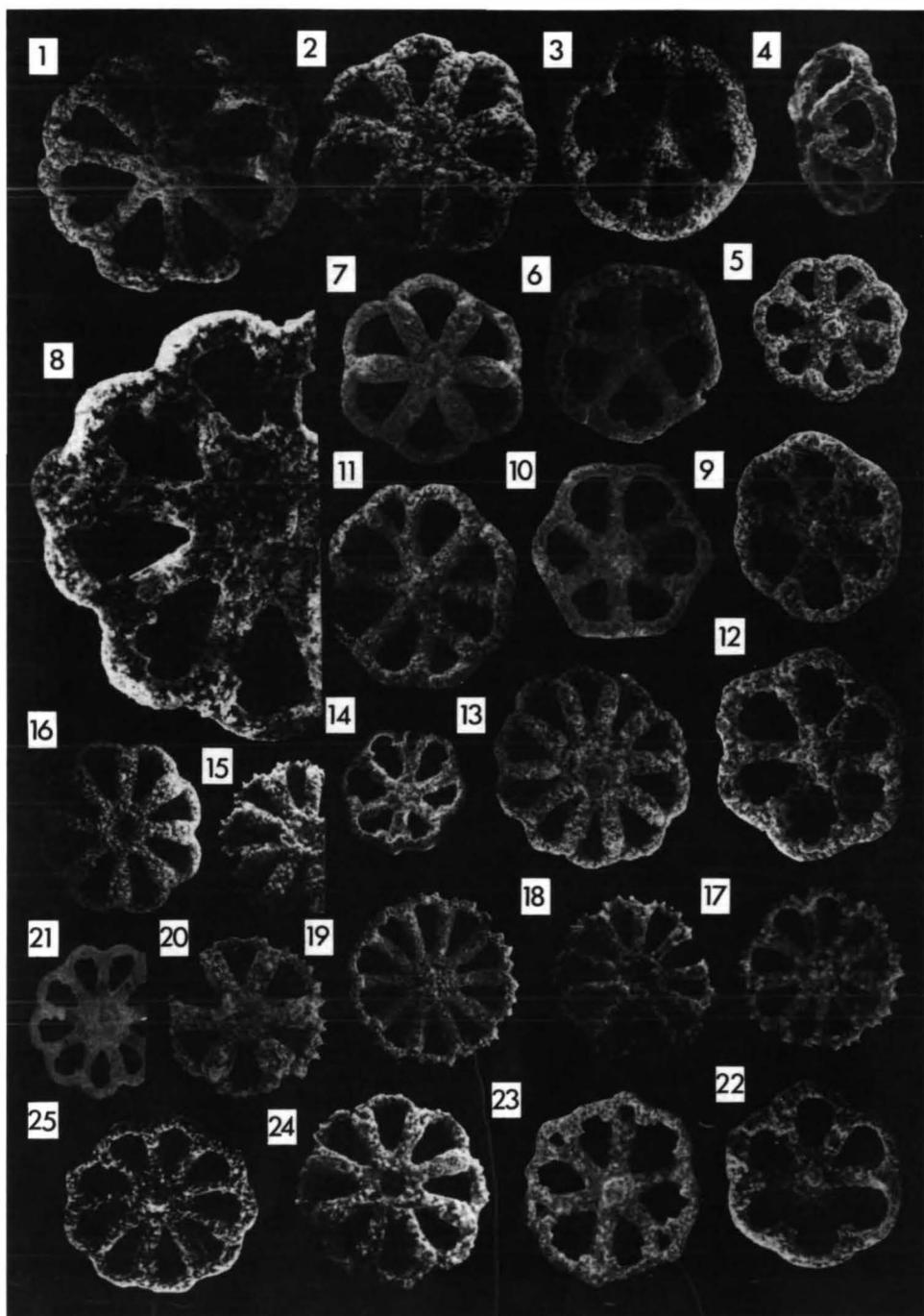
- Fig. 1-12 *Jolfacaudina iranica* n. gen. n. sp.; ab Codono-
fusiella-Zone; (Fig. 1 = Holotypus); auch von
Kuh-e-Hambast.
Fig. 13 *Priscopedatus* cf. *spicaudina* GUTSCHICK, CANIS &
BRILL; höhere Codonofusiella-Zone; auch aus
Kuh-e-Hambast.
Fig. 14 *Priscopedatus* cf. *spicaudina* GUTSCHICK, CANIS &
BRILL; Codonofusiella-Zone.
Fig. 15-16 *Calclamnella permotriassica* n. sp.; Paratiro-
lites-Schichten; (Fig. 15 = Holotypus).

TAFEL 5

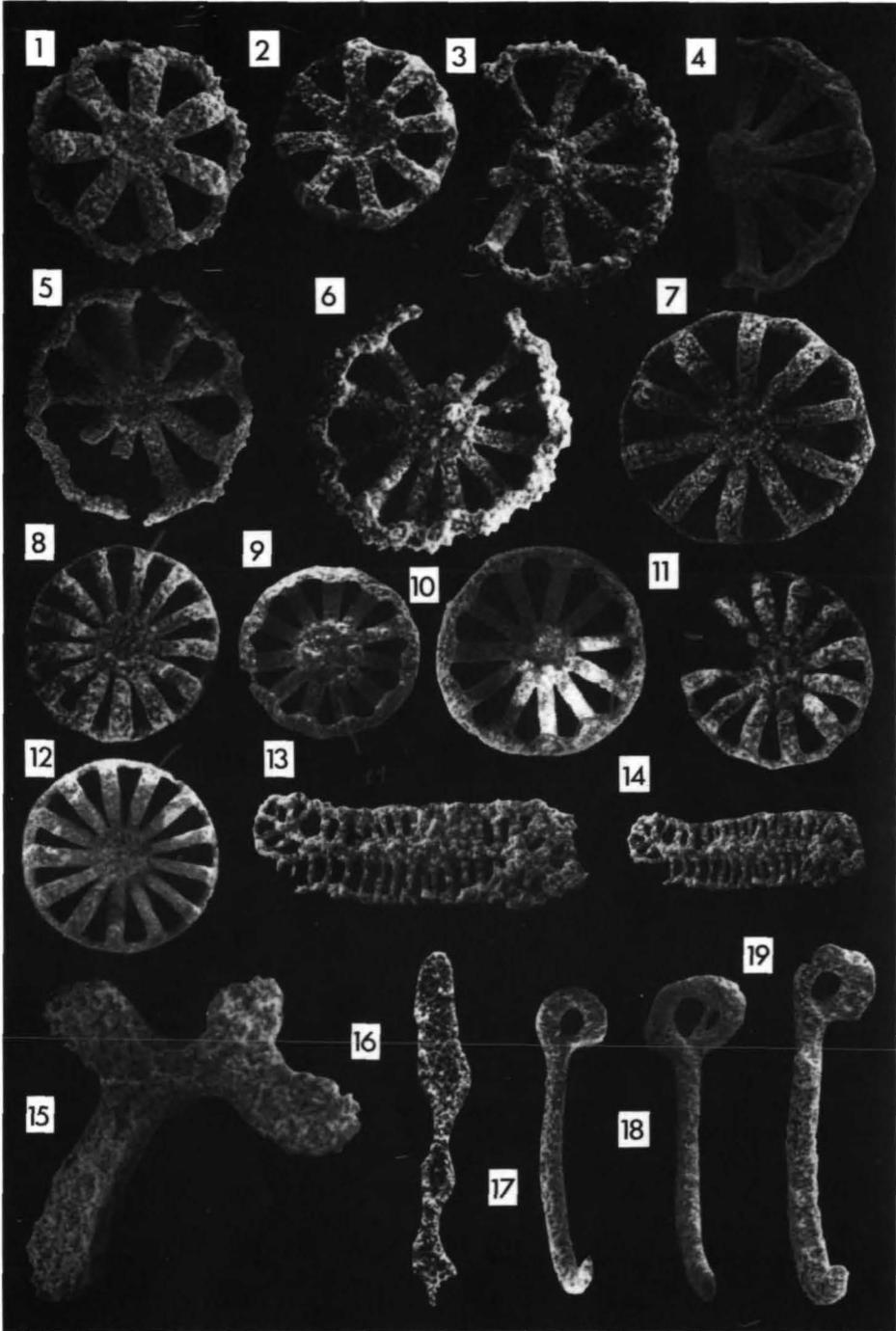
- Fig. 1-4, 11 *Punctatites aequiperforatus* n. sp.; Paratiroli-
tites-Schichten; Kuh-e-Ali Bashi und Kuh-e-Hambast;
(Fig. 3 = Holotypus); Fig. 1, 4, 11 (100 x),
Fig. 2 (300 x), Fig. 3 (100 x).
Fig. 5 *Punctatites folliculus* (MOSTLER); Vorkommen wie
oben; (180 x).
Fig. 6 *Punctatites triradiatus* (MOSTLER); Vorkommen
wie oben; (300 x).
Fig. 7 *Uncinulina* cf. *spicata* MOSTLER; aus der Ali
Bashi-Formation; (150 x).
Fig. 8-9 *Priscopedatus* cf. *spicaudina* GUTSCHICK, CANIS &
BRILL; Codonofusiella-Zone; (180 x)
Fig. 10 *Punctatites* cf. *appensus* (MOSTLER); Paratiroli-
tites-Schichten; (300 x).
Fig. 12 *Punctatites* cf. *aequiperforatus* n. sp.; Para-
tiroli-
tites-Schichten; Kuh-e-Ali Bashi und Kuh-e-
Hambast; (100 x).
Fig. 13, 15, 17 *Priscopedatus quinquespinosus* n. sp.; Araxilevis-
Zone; (Fig. 13 = Holotypus); (300 x).
Fig. 14 Genus et sp. indet.; Codonofusiella-Zone; (150 x).
Fig. 16 *Priscopedatus* sp.; Araxilevis-Zone; (180 x).
Fig. 18 *Tetravirga* n. sp.; Codonofusiella-Zone; (300 x).

Tafel I

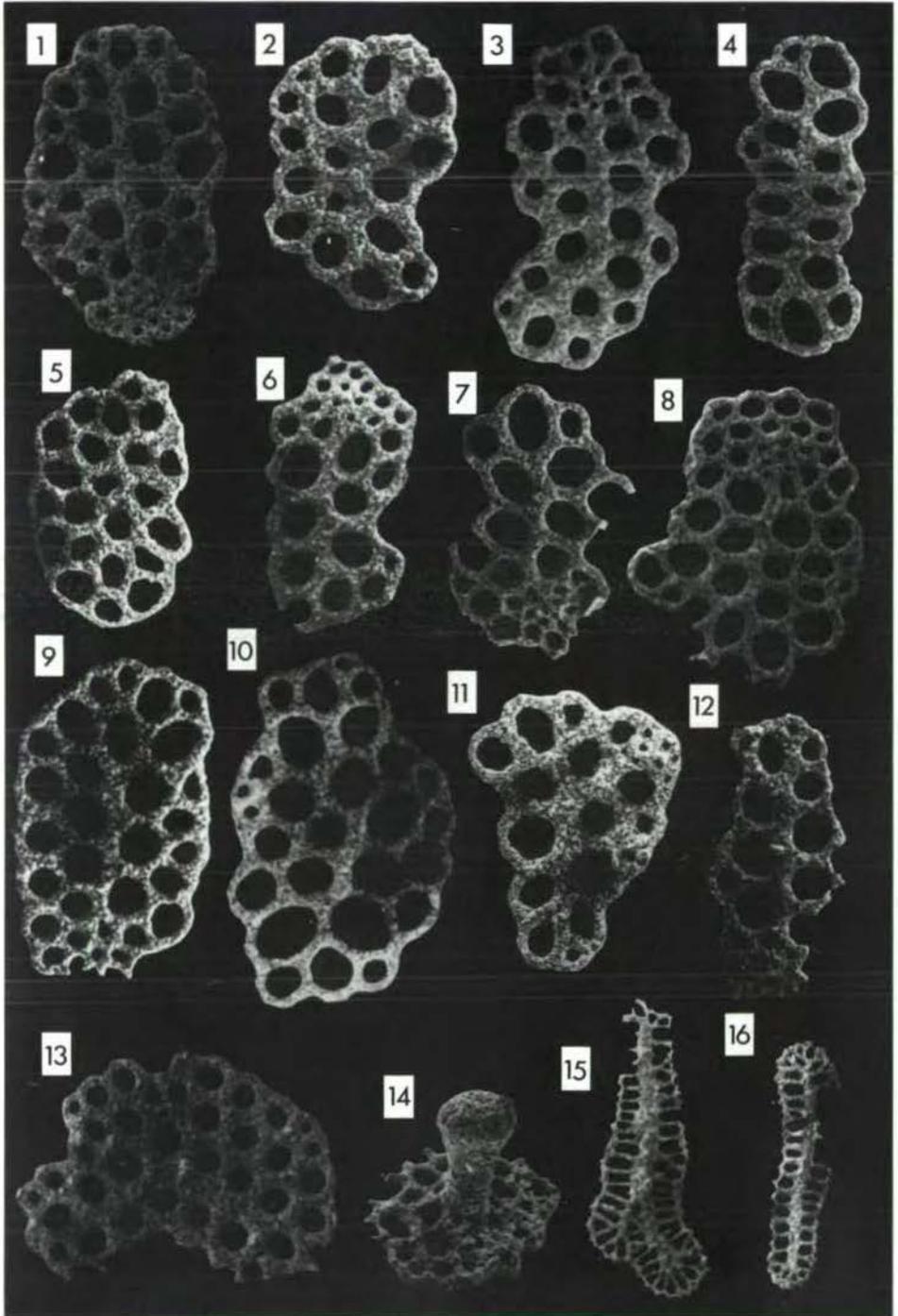


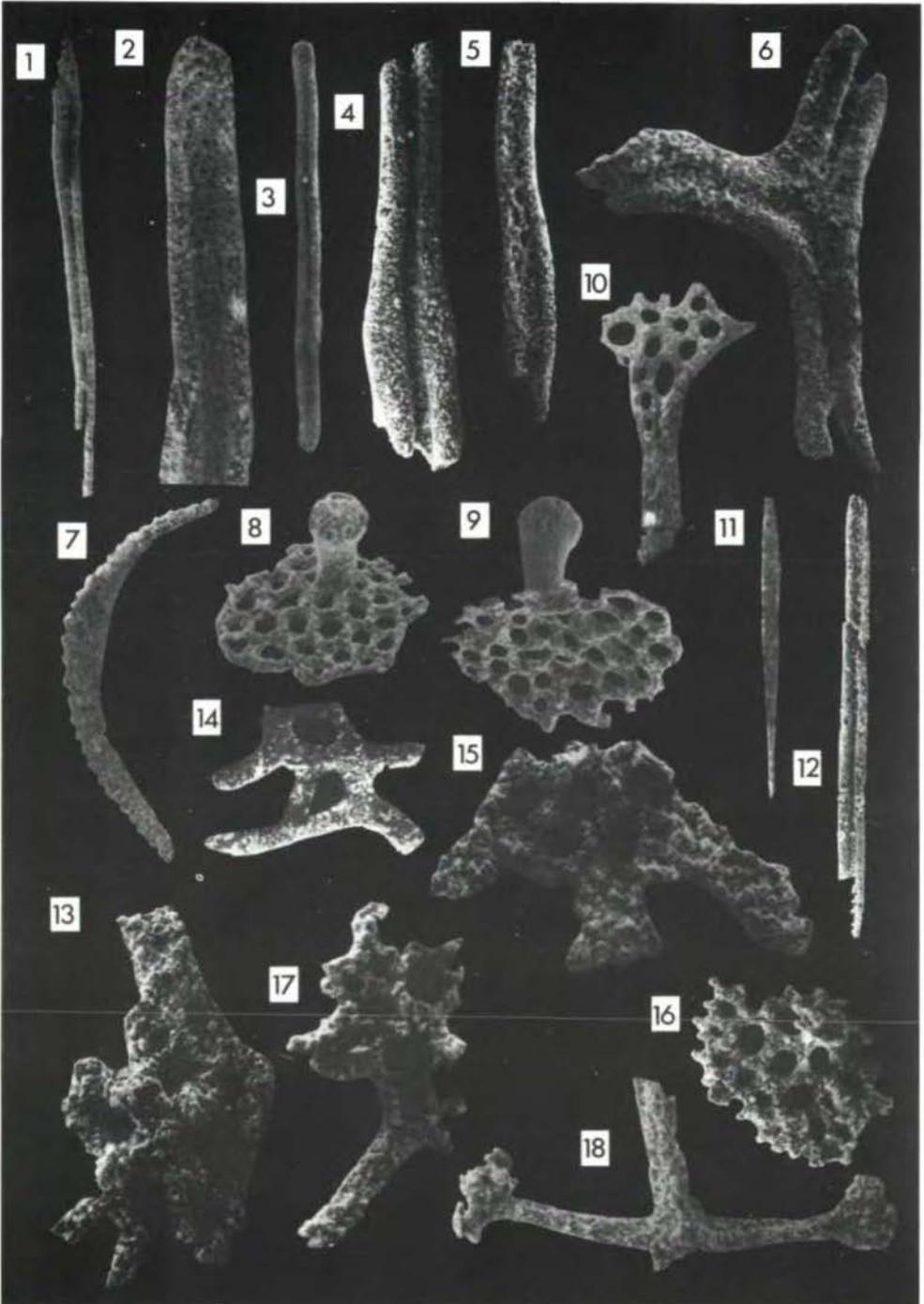


Tafel III



Tafel IV





Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck	Bd. 5	8	S. 1-8	Innsbruck, Mai 1976
--------------------------------	-------	---	--------	---------------------

Beiträge zur Mikrofauna des Jura nordöstlich Hall i. Tirol

von W. Sadeddin⁺)

Zusammenfassung

Im Zuge geologischer Aufnahmen wurden ergänzend mikrofaunistische und mikrofazielle Untersuchungen durchgeführt.

Hier soll speziell die Mikrofauna, welche aus den Karbonatgesteinen mittels Essigsäure herausgelöst wurde, kurz dargestellt werden. Von besonderem Interesse sind die Mikrofaunen des Jura. Es konnten neben vielen Foraminiferen vor allem auch Radiolarien nachgewiesen werden, die im engen Konnex mit reichen Poriferenspiculae-Ansammlungen stehen. Nicht uninteressant waren, wenn auch nicht häufig, Holothuriensklerite.

Summary

In connection with the geological mapping research of the microfaunas and microfacies was carried out additionally.

Here the microfaunas, which were separated from limestones with the help of acetic acid, are briefly reported. The Jurassic microfaunas are of particular interest. Besides many foraminifers the existence of radiolarians, which are in a close connexion with rich spicules of porifera-accumulations, could be proved. Holothurian sclerites were also interesting, even if they are not numerous.

⁺) Anschrift des Verfassers: Dr. Walid Sadeddin, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck

Einleitung

In den letzten Jahren wurden NE Hall i.T., im Gebiet Fallbach-Walderalm an der Karwendelsüdseite geologische Geländearbeiten vorgenommen. Diese betrafen hauptsächlich den Überschiebungsbereich zwischen der Lechtaldecke im Liegenden und der Inntaldecke im Hangenden und hatten eine vorwiegend tektonische Fragestellung zum Thema (Walid SADEDDIN, Diss. Univ. Innsbruck, 1975). Bei der dabei notwendigen Überprüfung stratigraphischer Probleme wurden auch mikrofazielle und mikropaläontologische Untersuchungen angestellt. Hier sollen nur die dabei gewonnenen Beobachtungen kurz mitgeteilt werden, die fallweise auch gegenüber AMPFERER 1950 zu stratigraphischen Neuergebnissen führten. Dabei möchte ich hier auch Herrn Prof. Dr. W. HEISSEL für verschiedene Hilfe und Herrn Prof. Dr. H. MOSTLER für die Bestimmung der Schwammspiculae und Echinodermenreste und Herrn Dr. W. RESCH für die Hilfe bei der Bestimmung der Foraminiferen danken.

Die Schichtfolge im Arbeitsgebiet umfaßt Sedimente des Perm, die gesamte Trias in Bayerisch-Tirolischer Fazies und auch völlig lückenlos den Jura. Im folgenden werden die aufgrund der Geländearbeiten zum größten Teil der Lechtaldecke, untergeordnet aber auch der Inntaldecke zugerechneten Schichtfolgen vom Älteren zum Jüngeren abgehandelt. Dabei erlaubten die tektonischen Komplikationen und die Aufschlußverhältnisse bei den einzelnen Schichten meist nur die Entnahme von Stichproben. Nur im Fallbach, wenig östlich des Halltales, konnte auch ein kompletteres Profil untersucht werden.

In der vorliegenden Publikation werden die Schichten älter als Jura nur kurz gestreift, weil ihre Bearbeitung weniger Neuergebnisse brachte. Im übrigen muß bezüglich stratigraphischer und auch mikropaläontologischer Details, und was die tektonischen Ergebnisse betrifft, auf die Dissertation selbst verwiesen werden.

Perm-Trias

P e r m o s k y t h : Etwa 2 km westlich eines schon AMPFERER bekannten Vorkommens von Buntsandstein und Haselgebirge konnte am Urschenbach ein weiteres Vorkommen, ebenfalls im Bereich der Deckengrenze, aber zusätzlich begleitet von feinkristallinem weißem Gips gefunden werden. Eine Schlammprobe von haselgebirgsartigen, rötlichen Tonen erwies sich als mikrofossillieer.

Die Gesteine der **M i t t e l -** und **O b e r t r i a s** boten weder stratigraphisch noch in ihrer tektonischen Zugehörigkeit größere Probleme; sie wurden daher nur routinemäßig und mehr in Dünnschliffen untersucht, statt durch Säureaufbereitung oder in Schlammproben. Am mikrofossilreichsten (Foraminiferen, Echinodermenreste, Wirbeltierreste) erwiesen sich noch im Schriff die auch häufig Makrofossilien führenden Kalke der **K ö s s e n e r S c h i c h t e n**. Eine Mergelprobe aus dem Urschenbach in 1340 m SH dieser Schichten lieferte zahlreich kleine, olivbraune (?) konkretionäre Phosphoritbildungen von runder bis ovaler Gestalt (ϕ bis 1,5 mm), wie sie fallweise auch in den Dünnschliffen mikritischer Kalke des Rhät beobachtet wurden.

Jura

Die B u n t e n L i a s k a l k e (maximal ca. 50 m mächtig) sind in Adneter und Hierlatz-Fazies entwickelt; letztere treten mehr linsen- bis nesterartig auf. Sie sind im Dünnschliff und Rückstand nach Essigsäurebehandlung fallweise reich an Mikrofossilien. Bei den Foraminiferen waren im Dünnschliff Artbestimmungen kaum möglich; durch Säurebehandlung konnten nur Sandschaler, spärlich Radiolarien, häufiger Kieselschwammspiculae und Holothuriensklerite gewonnen werden. Die mit Säure ebenfalls gewonnenen rotaliiden Foraminiferen liegen als artlich nicht bestimmbare Steinkerne bzw. verkieselte und dann schlechter erhaltene Säureleichen vor.

Erwähnenswert sind an Foraminiferen: *Saccamminidae* div. sp., *Ammodiscus infimus* (FRANKE) Taf. 1, Fig. 1, *Ammodiscus tenuissimus* (GÜMBEL) Taf. 1, Fig. 2, *Glomospira variabilis* (KÜBLER & ZWINGLI) Taf. 1, Fig. 3, *Glomospirella* cf. *charoides* (JONES & PARKER), *Tolypamina* sp., *Reophax* sp., *Ammobaculites* sp., *Textularia* sp.; außerdem Vertreter sehr verschiedener, artlich nicht bestimmbarer Gattungen der Nodosariacea (*Nodosaria Dentalina*, *Frondicularia*, *Lagena*, *Lenticulina*, *Marginulina*, *Pseudonodosaria*; *Lingulina*; Polymorphinidae, u.a. mit *Bullopora*) sowie *Involutina* sp., *Trocholina* sp.

Radiolarien: *Spongosaturnalis* sp., *Dictyastrum* sp., *Rhopalastrum* cf. *spinosum* PARONA *Cenosphaera* sp., *Staurosphaera reticulata* PARONA *Heliosestrum* sp., *Stylosphaera* sp., *Sethocapsa* sp.

Kieselschwammspiculae: *Clavul*, *Amphiox*, *Styl*, *Amphistrongyl*, *Acanthocaltrop*, *Strepaste*, *Anatetraen*, *Protriaen*, *Amphiaster*, *Acanthopentactin*, *Acanthohexactin*, *Megaclone*.

Holothuriensklerite: *Theelia* cf. *heptalampra* (BARTENSTEIN), *Theelia* n. sp., *Theelia immissorbicula* MOSTLER, *Achistrum* sp., *Triradites* sp., *Praeeuphronides multiperforatus* MOSTLER, *Priscopodatus* n. sp., *Acanthotheelia* n. sp.

Die mehr kalkigen bis kalkig-kieseligen Einschaltungen in den ansonsten typisch ausgebildeten A l l g ä u s c h i c h t e n führten im Dünnschliff und Rückstand nach Säurebehandlung spärlichere, aber der Gattungszugehörigkeit nach ganz ähnliche Foraminiferen wie die Bunten Liaskalke, obwohl dies faziell, und damit paläoökologisch, nicht unbedingt zu erwarten wäre. Es wird daher auf eine Aufzählung der nur generisch bestimmten Foraminiferen verzichtet; nur das zusätzliche Vorkommen von *Ammobaculites* sp. bei den Sandschalern und von *Spirillina* sei erwähnt.

Die Allgäuschichten führten folgende kieselige Mikrofossilien:

Radiolarien: *Cenosphaera clatharta* PARONA *Amphibrachian* sp., *Dictyastrum* sp.

Kieselschwammspiculae: *Pinulpentactin*, *Amphistrongyl*, *Aster*, *Sphaeraster*, verschiedene *Megaclone*, *Prodichotriaen*.

Im Verband der Allgäuschichten ist das Vorkommen von Kalkkonglomeraten, die durch Wiederaufarbeitungsvorgänge entstanden sind, interessant. Weiters finden sich im Raume Walderalm-Hinterhornalm-Fallbach Einschaltungen von *M a n g a n s c h i e f e r*. Der von K. GERMANN (1971: 141) aus dem Verband des Manganschiefers im Untersuchungsgebiet nachgewiesene und als vulkanischen Ursprungs gedeutete Seladonit konnte nicht wieder sicher verifiziert werden. Herrn Prof. E. SCHNELL möchte ich für die Vornahme mehrerer Röntgen- und Infrarotanalysen danken. In Proben mit stärkerer Anreicherung von grünlicher Substanz konnte im Dünnschliff und Rückstand nach Säurebehandlung beobachtet werden, daß dieses fragliche Mineral öfters als Kammerfüllung von verschiedenen Foraminiferen (besonders von Lageniden) auftritt bzw. auch deren Hartteile ersetzt, wie dies oft von Glaukonit beobachtet wird.

Die *R a d i o l a r i t e* sind typisch ausgebildet und schon rein lithologisch ein guter Leithorizont innerhalb der Jungschichten. Eine Schlammprobe von stärker verwittertem Gestein, vermutlich primär mit etwas kalkiger Grundmasse, ergab nur Radiolarien (darunter vorherrschend Spumellarien und nur ca. 5% Nassellarien). Diese sind oft etwas angelöst (nur noch Stachelstummeln vorhanden) und erwiesen sich im Durchlicht unter dem Polarisationsmikroskop als gänzlich rekristallisiert (Quarz). Sie reichten im Erhaltungszustand bei weitem nicht an die von I. HEITZER (1930) aus dem Rofan bekanntgemachten Formen heran; eine nähere Bestimmung wurde daher nicht versucht.

Die etwas jüngeren, sicher schon dem Malm angehörenden, dünn geschichteten *H o r n s t e i n k a l k e* sind lagenweise auch brecciös bis knollig ausgebildet. Unter den nicht seltenen Mikrofossilien herrschen an Foraminiferen die Sandschaler (*Ammodiscus* sp., *Glomospira* sp., *Tolypammina* sp., *Reophax* sp. hh, cf. *Textularia*) vor. Neben uniserialen Lageniden und *Spirillina* sp. waren Ostracoden und an Holothurienskleriten *Theelia* cf. *heptalampra* (BARTENSTEIN) die einzigen kalkigen Mikrofossilien. Außerdem fanden sich Fischzähnen im Schlammrückstand. Die Kieselsäure der Hornsteine dürfte hauptsächlich von Spongiennadeln und Radiolarien abzuleiten sein.

Zu den *A p t y c h e n s c h i c h t e n* als den im Arbeitsgebiet jüngsten Schichten mußten aufgrund der Mikrofossilführung auch von AMPFERER (1950) noch als Lias-Fleckenmergel (also Allgäuschichten) betrachtete Vorkommen sowohl im Raume Walderalm, wie auch im Gebiet Predigstuhl geschlagen werden. Hier wurde von mir *Lamellaptychus* sp. gefunden. Sie enthalten häufig Hornsteinanreicherungen, sind oft intensiv gefaltet und dabei auch mehr oder weniger zerbrochen. Ihre Mächtigkeit ist mehr tektonisch bedingt und daher sehr schwankend.

Die Aptychenschichten führen zahlreiche Foraminiferen: *Ammodiscus* sp., *Glomospirella* sp., *Tolypammina* sp., *Reophax euminitus* (KRISTAN-TOLLMANN), Taf. 1, Fig. 4, *Textularia* cf. *agglutinans* (D'ORBIGNY), Taf. 1, Fig. 5, *Vidalina* sp., *Dentalina* sp., *Frondicularia* sp., *Pseudonodosaria* sp.

Außerdem kommen Radiolarien (*Cenosphaera* sp.), Schwammnadeln, Ostracoden, Echinodermenreste (Crinoidenstielglieder, Echinidenstacheln) vor.

Literatur

- AMPFERER, O. (1950): Geologische Karte des östlichen Karwendels und des Achenseegebietes, Maßstab 1:25 000, Wien.
- AMPFERER, O. & Th. OHNESORGE (1912): Geologische Spezialkarte 1:75 000, Blatt Innsbruck-Achensee (5047). - Geol.B.A., Wien 1912 mit Erläuterungen.
- CAMPBELL, A.S. (1954): Radiolaria: In R.C. MOORE (Editor), Treatise on Invertebrate Paleontology Part D, Protista 3, Geol.Soc.Am. and Univ. of Kansas Press, Lawrence, Kansas.
- GERMANN, K. (1971): Mangan-Eisen-führende Knollen und Krusten in Jurassischen Rotkalken der Nördlichen Kalkalpen. - N.Jb. Geol.Paläont. Mh., S. 133-156, Stuttgart.
- HEISSEL, W. (1950): Das östliche Karwendel, Innsbruck 1950, Erläuterungen zur geolog. Karte des östlichen Karwendel und des Achenseegebietes von O. AMPFERER, S. 1-55, 1 Profil und 1 tekt. Übersichtstafel von W. HEISSEL, Univ.-Verl. Wagner, Innsbruck.
- HEITZER, I. (1930): Die Radiolarienfauna der Mitteljurassischen Kieselmergel im Sonnwendgebirge. - Jb.Geol.B.A. 1930, S. 381-406, 3 T.
- KRISTAN-TOLLMANN (1964): Die Foraminiferen aus den Rhätischen Zlambach-Mergeln der Fischerwiese bei Aussee. - Jb.Geol.B.A., Sonderheft 10, Wien 1964, S. 3-189.
- LOEBLICH, A.R. & H. TAPPAN (1964): Sarcodina Chiefly "Thecamoebians" and Foraminiferida. In: R.C. MOORE (Editor), Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C, Protista 2, Geol.Soc. Am. and Univ. of Kansas Press, 900 pp., Lawrence, Kansas.
- MOSTLER, H. (1972): Holothuriensklerite aus dem Jura der Nördlichen Kalkalpen und Südtiroler Dolomiten. - Geol.Paläont.Mitt. Innsbruck, Bd. 2/6, S. 1-29, Innsbruck.
- ÖSTERLE, H. (1968): Foraminiferen der Typlokalität der Birmensdorfer Schichten, unterer Malm. - Eclogae Geologicae Helvetiae, Vol. 61, Nr. 2, S. 696-792, Basel.
- PARONA, C.F. (1890): Radiolarie Nei Noduli Selciosi Del Calcare Giurese Di Cittiglio Presso Laveno. - Boll. della Soc. Geologica Italiana, vol. IX, 132-175, 5 Taf., Roma.
- REIF, W.E. (1967): Schwammspiculae aus dem Weißen Jura Zeta von Nattheim (Schwäbische Alb). - Palaeontographica, 127, Stuttgart.
- SADEDDIN, W. (1975): Der Bau der Überschiebungszone der Inntal-Decke zwischen Halltal und Mahdgraben (Tirol). - Unveröff. Diss., Phil.Fak. Univ. Innsbruck.

Tafelerläuterungen

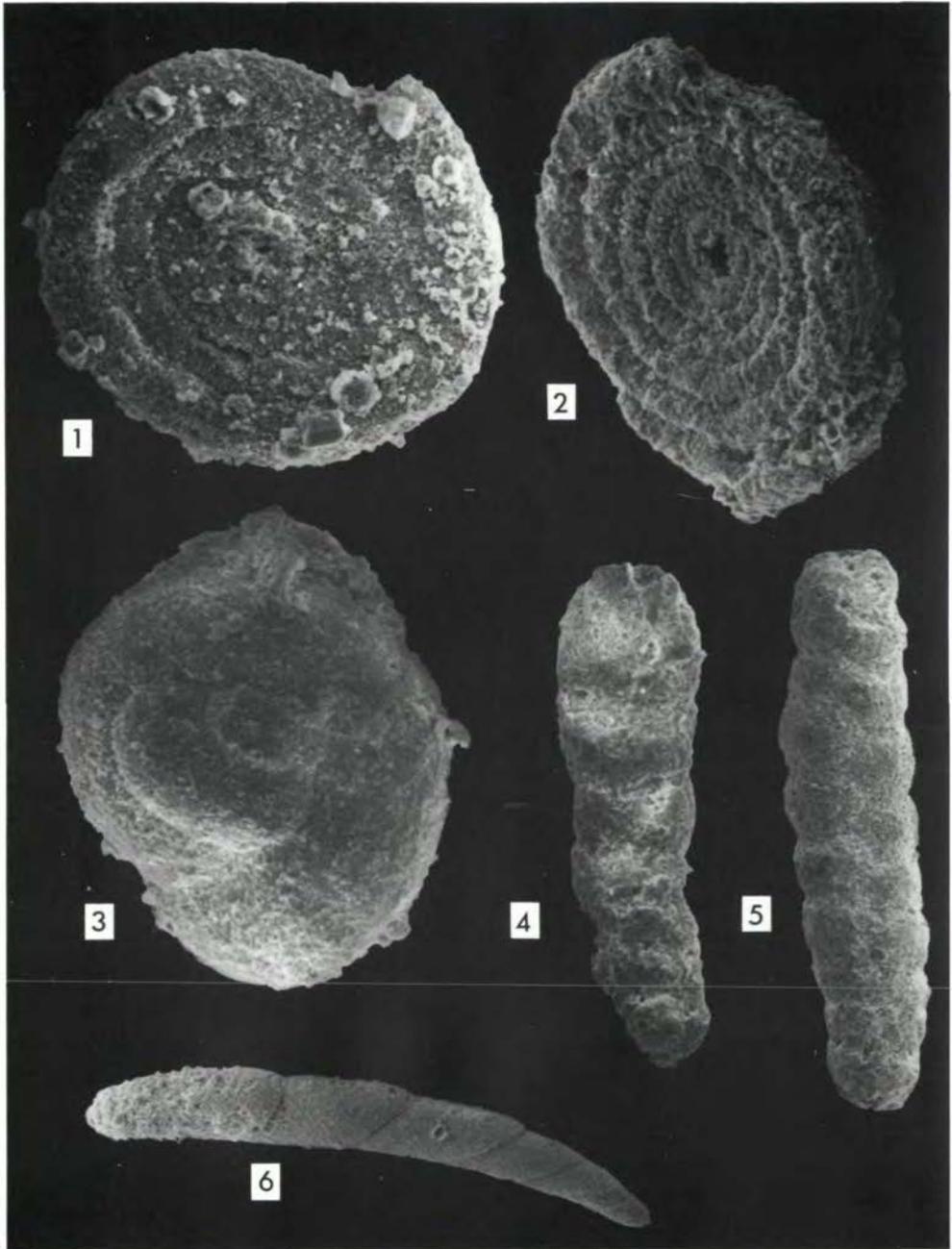
TAFEL 1 (Foraminiferen)

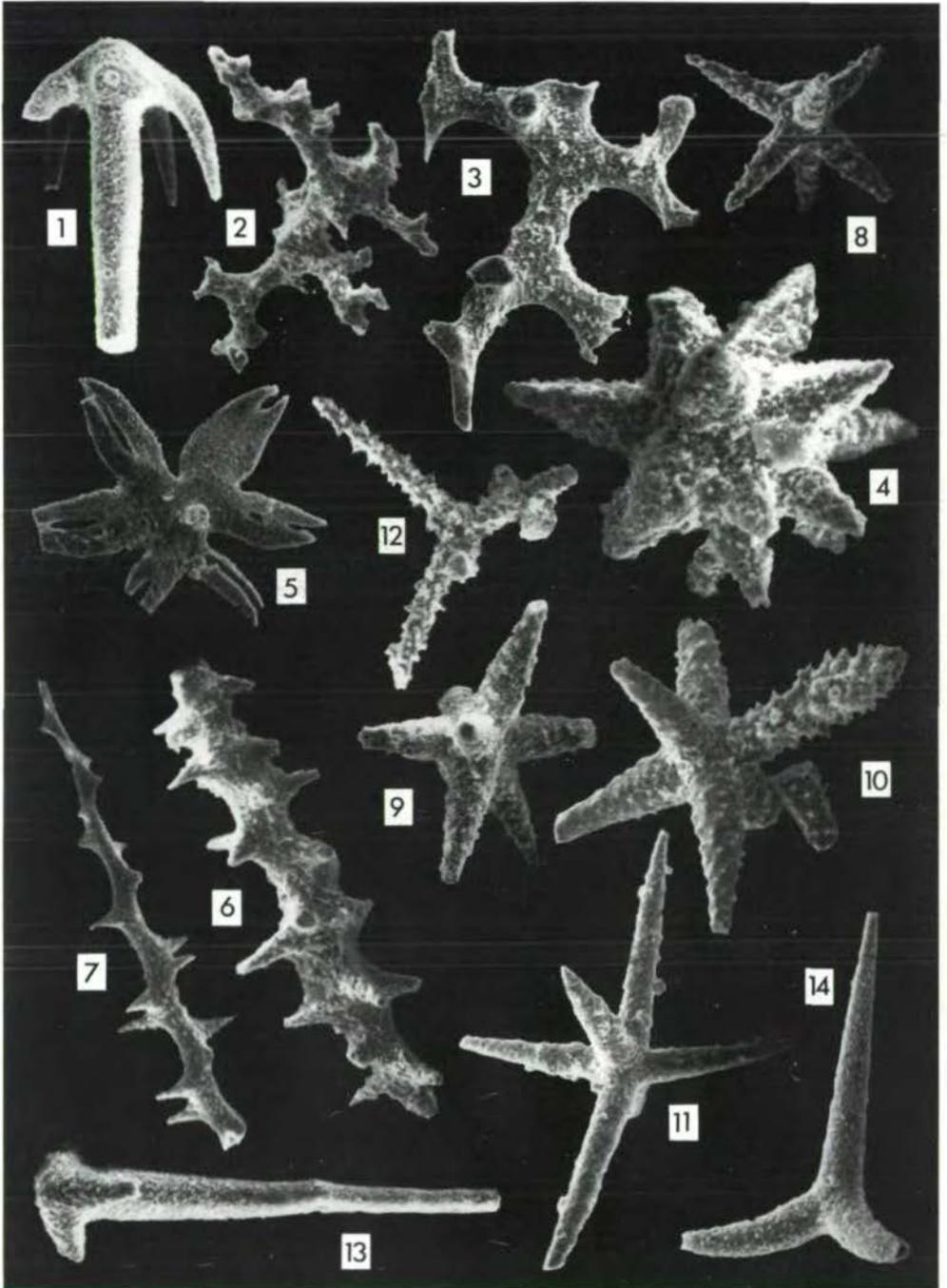
- Fig. 1 *Ammodiscus infimus* (FRANKE), 350 x
- Fig. 2 *Ammodiscus tenuissimus* (GÜMBEL), 200 x
- Fig. 3 *Glomospira variabilis* (KÜBLER & ZWINGLI), 300 x
- Fig. 4 *Reophax euminitus* (KRISTAN-TOLLMANN), 200 x
- Fig. 5 *Textularia* cf. *agglutinans* (D'ORBIGNY), 120 x
- Fig. 6 *Dentalina* cf. *jurensis* (GÜMBEL), 120 x

TAFEL 2 (Kieselspiculae); Fig. 4: 500 x, Fig. 7: 160 x, alle anderen 200 x vergrößert

- Fig. 1 Clavul
- Fig. 2 stark verzweigtes Megaclon
- Fig. 3 einfaches, z.T. glattes Megaclon
- Fig. 4 Sphaeraster
- Fig. 5 Prodichotriaen
- Fig. 6-7 Acanthoamphiox
- Fig. 8 Acanthooxyhexactin
- Fig. 9 Acanthohexactin
- Fig. 10 Pinulpentactin
- Fig. 11 Hexactin
- Fig. 12 Acanthocaltrop
- Fig. 13 Anatetraen
- Fig. 14 Protriaen

Tafel I





Zur Genese schichtgebundener Fluoritvorkommen in den mittelpermischen Schichten von Tregiovo (Nonsberg, Norditalien)

von H. Mostler⁺)

Zusammenfassung

Fluorit kommt mit Bleiglanz und Zinkblende im Bozener Quarzporphyr sehr häufig vor. In mittelpermischen Sedimenten wurden Quarzporphyrgerölle mit partieller Fluoritisierung gefunden, womit eindeutig eine intrapermische Fluoritisierung belegt ist. Auffallend ist die Umsetzung silikatischer Minerale durch Fluorit, wovon besonders Plagioklas, aber auch Kalinatronfeldspat und Quarz betroffen werden. Silikatdetritus, aus aufgearbeitetem Quarzporphyr stammend, zeigt dieselben Fluoritisierungen.

Ein Teil des Fluorits geht nach Aufbereitung des Quarzporphyrs über feinste Körnungen in Lösung und fällt in dunklen Karbonatgesteinen (schichtparallel) aus. Im Zuge der Diagenese kommt es zu einer Umverteilung des Fluorits, wobei sich dieser besonders in birdseyes, Stromatolithen und Ooiden sammelt.

In frühdiaogenetischen Konkretionen ist der Fluorit in den mm-geschichteten, siltigen Kalklagen ss-parallel zu finden. Im Zuge konkretionsinterner Umkristallisationen wird dieser zu Granulaten konzentriert oder er setzt an Spaltrissen vorgreifend Calcit bzw. Dolomit teilweise um. Oft wird die ganze karbonatische Matrix von Fluorit ersetzt, ohne aber die am Sedimentaufbau beteiligten Silikate anzugreifen.

Summary

Fluorite, galena and sphalerite are abundant in quartz porphyries (rhyolites) of Bolzano. In Middle Permian sediments are boulders of fluorite-bearing quartz porphyries. They demonstrate an intrapermian fluoritisation.

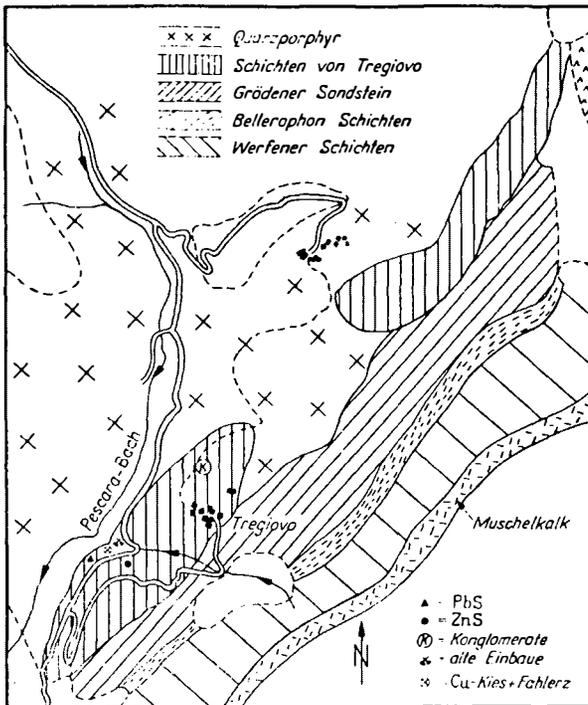
One part of fluorite, coming from redeposited quartz porphyry clastics, was dissolved and later precipitated in dark bituminous limestones or dolomites. During a further process of diagenesis fluorite was concentrated in birdseyes, stromatoliths and ooids.

In early diagenetic concretions fluorite was found in laminated siltic limestones. During the "interconcretionary crystallization" fluorite was accumulated in little concretionary-like bodies or dissolved the carbonatic matrix without the grains of feldspar and quartz.

⁺) Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck

1. Einleitung

Die in das Mittelperm eingestuftten Schichten von Tregiovo (Abb.1) wurden, abgesehen von ihrer faziellen Sonderstellung, vor allem durch ihre Vererzung bekannt (HADITSCH 1965, MOSTLER 1965, 1966a, 1966b). Etwa 30 m über dem Bozener Quarzporphyr (H. MOSTLER 1966: 99) wurde in einer vorwiegend feinklastischen Serie ein Konglomerathorizont, der sich fast ausschließlich aus Quarzporphyrgeröllen zusammensetzt, entdeckt. Eine Reihe dieser Gerölle ist vererzt. Neben vorherrschend Zinkblende findet sich auch relativ häufig Bleiglanz; mit Zinkblende und Bleiglanz in engem Konnex steht Fluorit. Von diesem Fluorit soll hier ausgegangen werden, da dieser von den Intergranularen vorgreifend eine Reihe von Mineralen des Quarzporphyrs teilweise oder ganz



verdrängt. In höheren Partien des 160 m mächtigen Profils wurden in siltführenden, feinklaminierten, bituminösen Karbonatgesteinen auch Flußspate beobachtet. Gerade in Partien mit fein- bis mittelkörnigen Sandschüttungen finden sich Flußspatkörner, z.T. auch Zinkblendekörner, die von bis zu Sandgröße aufgearbeiteten Quarzporphyren stammen. Damit vergesellschaftet sind teilweise in Fluorit umgesetzte Plagioklase, Kalialtronfeldspäte und Quarzkörner. Abgesehen von diesen Lagen tritt Fluorit auch in intertidalen bis supratidalen Sedimenten auf; seine Genese soll hier diskutiert werden.

Abb. 1: Kartenausschnitt 1:100 000 (MOSTLER 1966a)

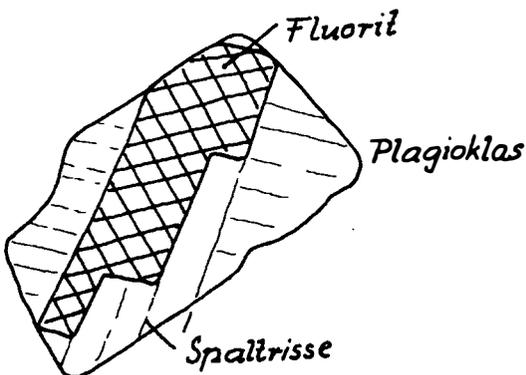
2. Fluorit im Quarzporphyr bzw. in Quarzporphyrgeröllen

Fluorit ist ein im Bozener Quarzporphyr weit verbreitetes Mineral (A. GIUSSANI & A. LEORNADELLI 1966; weitere Literatur siehe dort) und in vielen Fällen nahm man, ähnlich wie für die Blei-Zinkvererzung, ein alpidisches Alter an. Mit dem Fluoritvorkommen innerhalb der Quarzporphyrgerölle in den Schichten von Tregiovo konnte der Beleg erbracht werden, daß ein Teil der im Bozener Quarzporphyr vorkommenden Fluorite, vor allem jener,

der in Verbindung mit Blei und Zink auftritt, einer intrapermischen Mineralisation angehört.

Hier interessiert nicht so sehr der Fluorit, der in Nestern mit vorwiegend Zinkblende zusammen im Quarzporphyr sitzt, sondern jener, der an Spaltflächen einzelner Silikate vorgreift und diese allmählich umsetzt bzw. aufzehrt. Davon werden folgende, primär magmatische Minerale betroffen:

a) Plagioklas (Oligoalbit bis Oligoklas)



Die Fluoritierung beginnt an Spaltrissen und greift allmählich, sich zunächst streng an diese haltend, vor (Abb. 2). Es werden auch bald weniger gut ausgebildete Spaltrisse genutzt und schließlich wird der ganze Plagioklas durch Fluorit ersetzt.

Abb. 2

b) Kalinatronfeldspat

Dieser wird ebenso an Spaltflächen entlang von Fluorit umgesetzt, nur konnte die Art der Umsetzung relativ selten und stets nur als eine partielle beobachtet werden (Abb. 3)

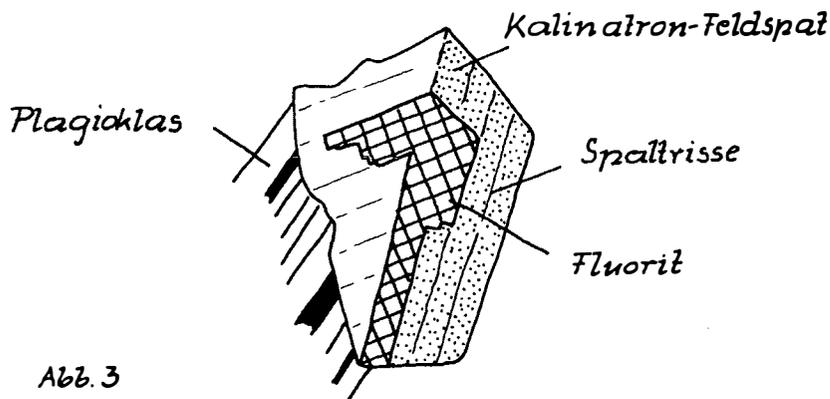


Abb. 3

c) Quarz

Selbst korrodierte Quarzdihexaeder werden von einer Fluoritierung erfaßt; auch hier sind es feine Risse und Sprünge, an denen Fluorit vorgreift (Abb. 4). In einigen Fällen wurde Fluorit nur im Kern einzelner Quarzkristalle angetroffen (Abb. 5).

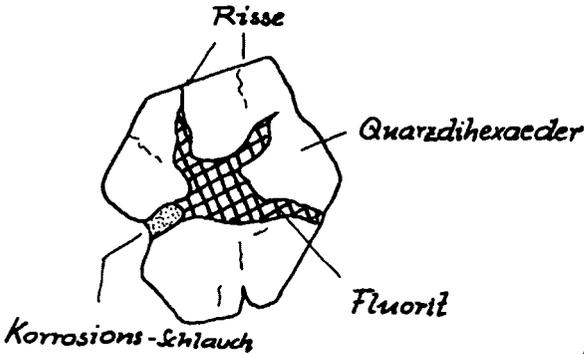


Abb. 4

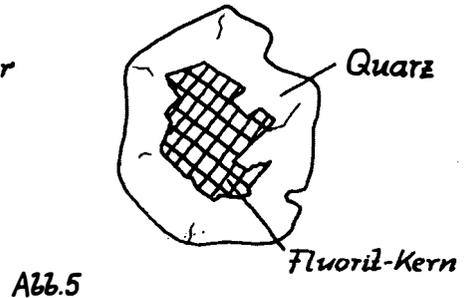


Abb. 5

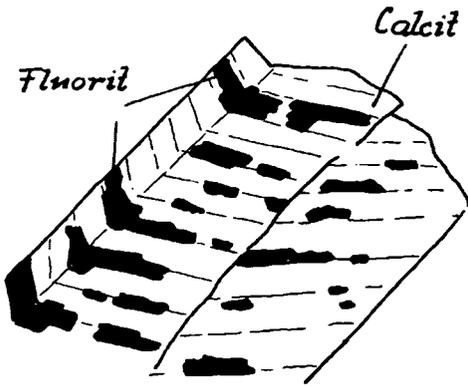
Dieselben Erscheinungen wie im anstehenden Quarzporphyr und in den Geröllen finden wir innerhalb der 1-15 cm mächtigen Sandlagen, die aus fein aufgearbeitetem Quarzporphyr stammen. Hauptsächlich ist es Plagioklas, der partiell fluoritisiert wird, z. T. sind diese fluoritisierten Plagioklase zerbrochen und treten in noch feineren Fraktionen bis zu Siltgröße auf. In einem Fall wurde auch ein Plagioklaskorn angetroffen, das von Zinkblende, die an Spaltrissen vorgreift, eine teilweise Umwandlung erfuhr.

Mit dem Auftreten von zerbrochenem, fluoritisiertem Quarzporphyrmaterial innerhalb der Karbonatgesteine, die eindeutig als Schüttungen eines aufgearbeiteten Quarzporphyrs und nicht als tuffogene Förderung aufgefaßt werden müssen, ist ein weiterer Beleg für die intrapermische Fluoritierung gegeben.

Wie kommt nun der Fluorit in die Karbonatgesteine, der oftmals in unmittelbarer Nähe solcher fluoritisierter Silikatkorngschüttungen auftritt.

3. Fluorit innerhalb von Kalkkonkretionen

Für die in den Schichten von Tregiovo auftretenden Konkretionen wurde eine unmittelbar auf die Sedimentation folgende (frühdiagenetische) Bildung nachgewiesen (MOSTLER 1966a:102). Im Zuge der weiteren Diagenese gab es innerhalb einzelner Konkretionen interne Lösungsumsätze, die z.T. sicher auf eine spätere diagenetische Phase zurückgehen. So tritt bei der im Zentrum am stärksten vorangeschrittenen Umwandlung Fluorit in großen, z.T. idiomorphen Kristallen auf. In dem breiten, wenig umgesetzten Randbereich bildet Fluorit kleine elliptische Konkretionen oder er ist in Lagen parallel ss angelagert. Die beiden hier letzt-



genannten Bildungen sind im Frühstadium der Diagenese entstanden, während die Umsetzung im Zentrum auf ein späteres Stadium zurückgeht. Hierbei ist besonders die Umsetzung des Karbonats durch Fluorit interessant und steht auch immer wieder im Vordergrund (Abb. 6)

Abb.6

Bemerkungen zu den Konkretionen

Um die Genese des Fluorits besser verstehen zu können, muß hier auf die ursprüngliche Konkretionsbildung und die verschiedenen Stadien der Umkristallisation innerhalb dieser eingegangen werden; gleichzeitig wird hier die Fluoritbildung mitbehandelt.

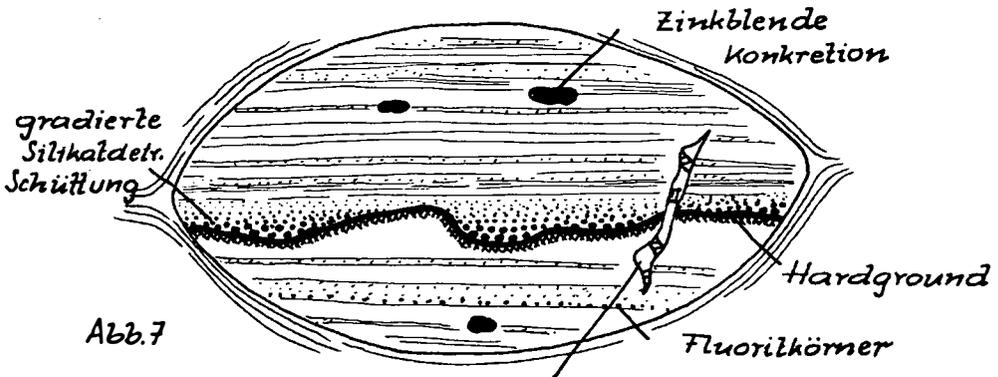


Abb.7

Schrumpfriss mit Calcit und Bleiglanz

In Abb. 7 ist der Querschnitt einer frühdiagenetischen Konkretion dargestellt. Alle primär sedimentären Gefüge wie Feinschichtung, Gradierung und Hardgroundbildung sind in dieser Konkretion konserviert. Selbst Pollenkörner, die außerhalb der Konkretion völlig plattgedrückt und zerrissen sind, sind innerhalb dieser voll körperlich, ohne Spur einer Deformation, erhalten. Von dem innerhalb der Konkretion erhaltenen Hardground (siehe Abb.7) ist außerhalb keine Spur zu erkennen. D.h. das Sediment wurde außerhalb der Konkretion im Zuge der Diagenese so stark komprimiert, daß eine Reihe primär sedimentärer Gefüge ausgelöscht wurde. Wichtig für unsere Beobachtungen sind kleine Schrumpfrisse-

risse mit dem Ansatz einer ersten Umkristallisation, in welchem sofort neben Karbonat vor allem Bleiglanz hineinwandert, der in der Konkretion neben Zinkblende nur sehr untergeordnet auftritt. Fein verteilte Fluorit- oder Zinkblendekörnchen sammeln sich in den ersten Schrumpfrissen noch nicht. Nur am Außenrand der Konkretion kommt es zu kleineren Konzentrationen von Zinkblende-granulaten, die z.T. schon das Aussehen von kleinen "Zinkblende-Konkretionen" zeigen. Über mehrere Umlagerungsstadien kommt man zum zweiten hier vorgestellten Konkretionstypus (Abb. 8). In dieser Konkretion ist noch eine ss-parallele, diffus verkieselte Lage erhalten, die im Zentrum abrupt unterbrochen wird; darunter und darüber ist noch die Feinschichtung kalkiger Lagen mit Silteinstreuung zu erkennen. Das Zentrum der Konkretion ist einer starken internen Umkristallisation zum Opfer gefallen. Ausgehend von vielen Schrumpfrissen im Zentrum war es möglich, die SiO_2 -reiche Karbonatlage im zentralen Teil zu zersprengen. Im Zuge der starken Umkristallisation wurde diese nun in Form von Fragmenten vorliegende ehemalige kieselsäurereiche Lage unter Drehung und Verstellung dieser in einem Rekristallisiert, vorwiegend aus Calcit bestehend, eingebettet.

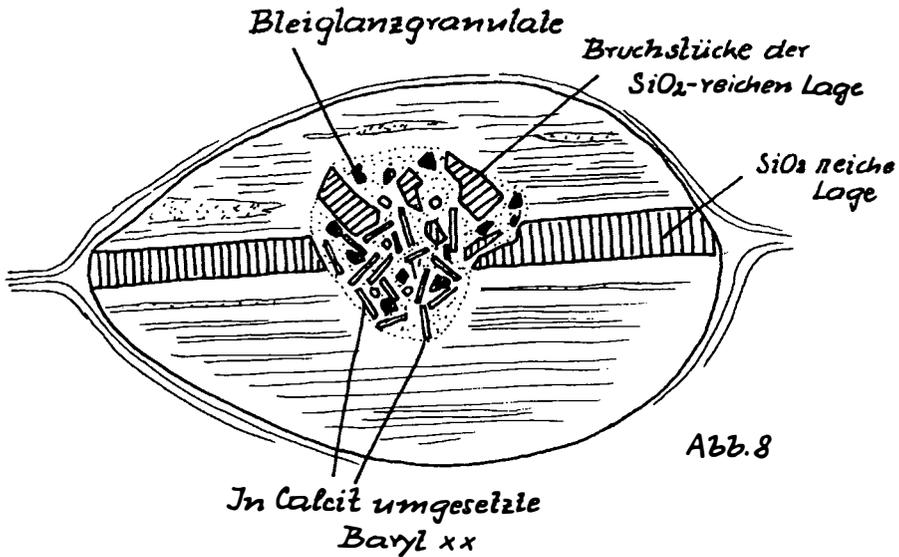
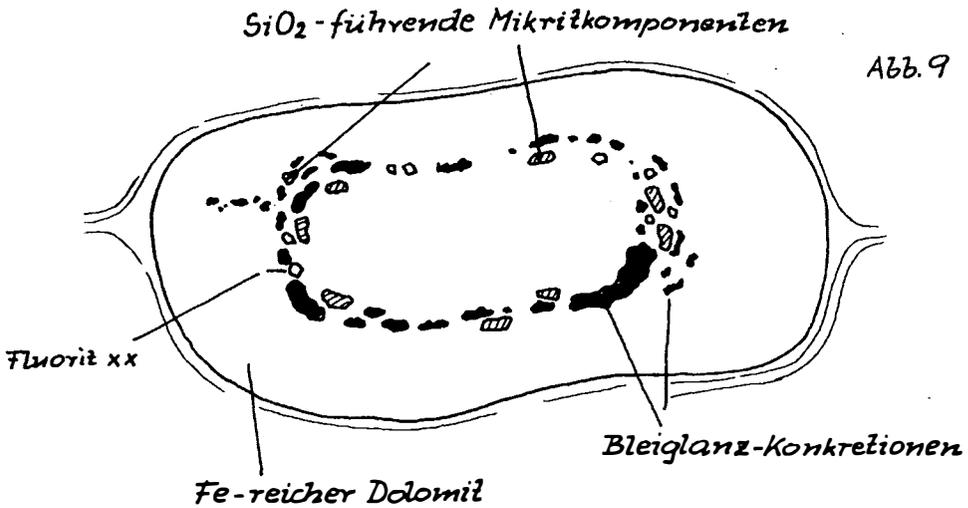
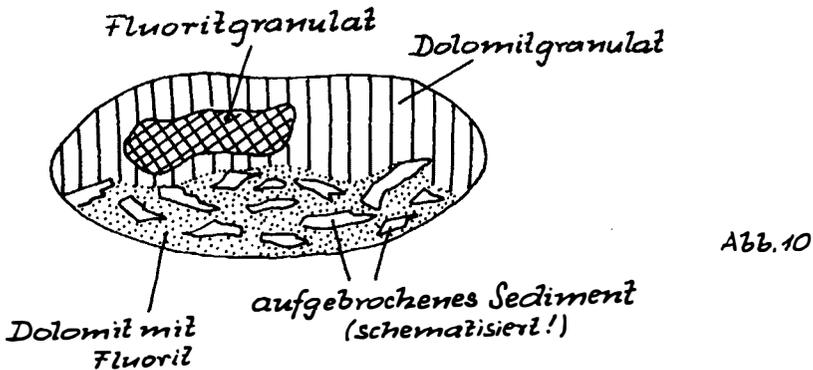


Abb. 8

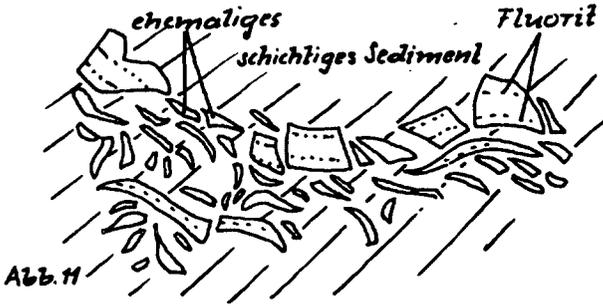
Der primär in ss liegende bzw. dort fein verteilte Bleiglanz, aber auch die Zinkblende haben nun auch eine Sammelkristallisation erfahren. Bei den tafeligen Kristallen handelte es sich ursprünglich um Baryte, die im Zuge der Umkristallisation durch Calcit ersetzt wurden; es handelt sich hier also um eine pseudomorphe Umsetzung, wie sie z.B. von O. SCHULZ (1966: 343) aus der Lagerstätte von Bleiberg-Kreuth beschrieben wurde. Eine Umsetzung des Baryts unter Erhaltung seiner ehemaligen Kristallgestalt in Fluorit konnte nicht beobachtet werden.



Ein weiteres Stadium der Umkristallisation soll Abb. 9 aufzeigen. Von der ursprünglichen Schichtung ist hier nichts mehr zu sehen; das ursprüngliche sedimentäre Gefüge ist nahezu völlig ausgelöscht und die Mineralcomponenten etwa dem Außenrand der Konkretion entsprechend verteilt. Bruchstücke von stärker SiO₂-führenden Lagen sind mit Bleiglanzkörnern vergesellschaftet, vereinzelt treten auch Fluoritkristalle auf.



Es gibt aber auch Konkretionen, die im basalen Teil noch das ursprünglich sedimentäre Gefüge zeigen, wenn auch nicht mehr in situ, so doch in einzelnen, zum Teil noch korrespondierenden Fragmenten. Im hangenden Teil ist das primäre Material völlig aufgezehrt bzw. umkristallisiert (siehe Abb. 10). Ein Teilausschnitt aus dieser Konkretion zeigt primären Fluorit im Sediment, das in einem Calcit- und Eisendolomitgranulat eingebettet ist. Abgesehen davon, daß sich der Fluorit im oberen Teil der



Calcit und Fe-Karbonat

Konkretion (siehe Abb. 10) konkretionsartig sammelt, tritt dieser auch in Verbindung mit Calcit und Eisendolomit im tieferen Teil derselben Konkretion auf (Abb. 12), und zwar verdrängt er z.T. das neu gebildete Karbonat.

Abschließend sei noch auf eine Konkretion eingegangen, die in einem durch Sandschüttung ausgezeichneten Abschnitt entstand. Die eingangs erwähnten Schüttungen von Quarzporphyrdetritus (Sandfraktion) innerhalb der Karbonatgesteine sind naturgemäß ziemlich anfällig für Umkristallisationen, da sie schon primär durch ihre sperrige Lagerung für Umsetzungen besser geeignet sind. Die Zinkblende tritt hier entweder in großen Einzelkristallen

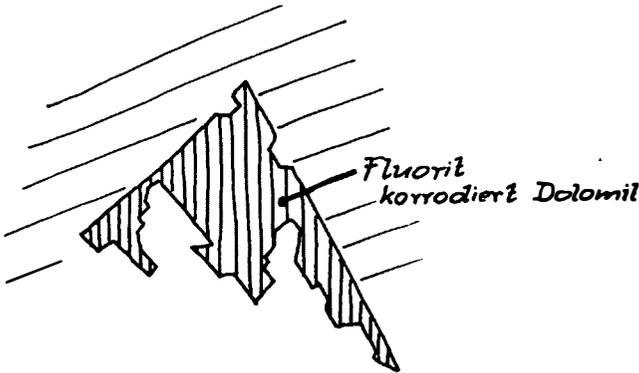


Abb. 12

auf, oder konkretionär der Bleiglanz in großen Kornaggregaten, während der Fluorit in linsig unregelmäßigen Lagen auftritt (Abb. 13). Ein Teilausschnitt daraus (Abb. 14) zeigt, daß der Fluorit das karbonatische Bindemittel völlig weggelöst hat, während Plagioklas, Glimmer und Quarzdetritus nicht angegriffen werden.

Ausgehend vom stark umkristallisierten zentralen Teil der Konkretion sammelt sich nun der Fluorit auch in Schrumpfrissen, wobei auffallend ist, daß er bei mehr oder minder senkrecht zu ss durchschlagenden Rissen mit einem Calcitsaum auftritt, parallel ss ohne einen solchen (Abb. 15).

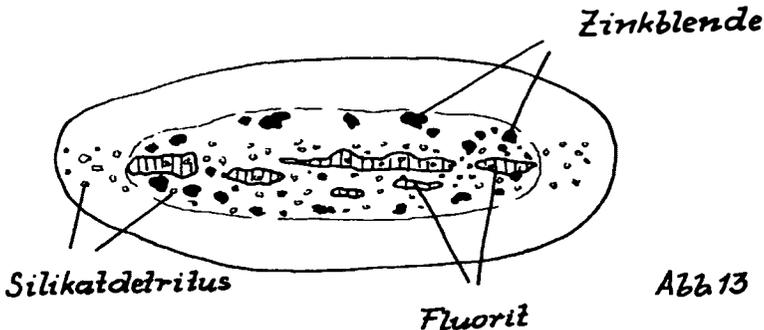
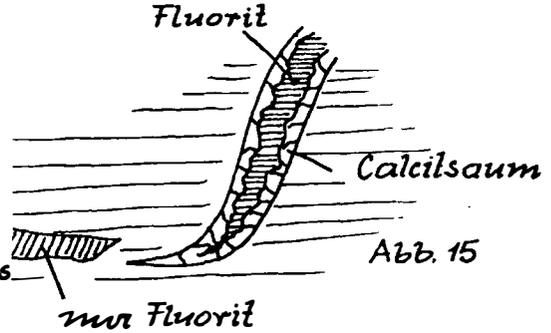
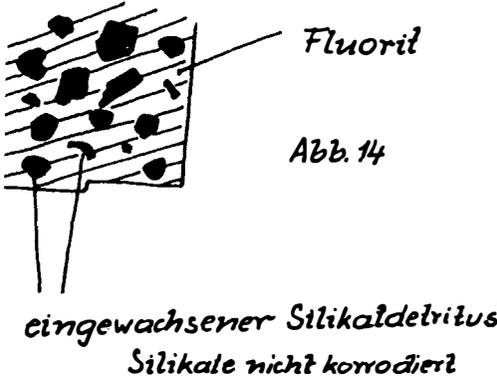


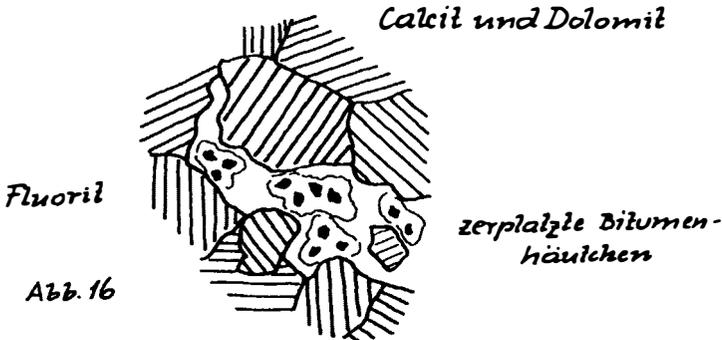
Abb. 13

4. Fluorit in laminierten, etwas siltföhrenden, bituminösen Kalken

Generell ist der Fluorit parallel ss in den laminierten Karbonatgesteinen fein verteilt, wie dies in Abb. 11 bereits angedeutet wurde. Dort wo es zu einer örtlichen Sammelkristallisation kommt, wandert der im Sediment fein verteilte Fluorit heraus und sammelt sich gleichzeitig mit dem Bitumen, das bei der Sammelkristallisation der Karbonate im Zuge eines Reinigungsprozesses vor sich hergeschoben wird. Entweder bleibt das Bitumen konzentriert an den Rand der neugewachsenen Karbonate, oder es wird von Fluorit völlig überwachsen, wobei es zum Zerreißen einzelner Bitumenhäutchen kommt (Abb. 16)



Mikritlagen, die durch LF-Gefüge charakterisiert sind, föhren auch Fluorit, und zwar erfüllt dieser die birdseyes (Abb. 17), wobei der Fluorit, ausgehend von diesen, teilweise auch die Mikritmatrix weiter ankorrodiert und dabei wiederum neue Bitumenhäutchen entstehen, die von Fluorit eingewachsen werden (Detail siehe Abb. 18).



5. Fluorit, an Stromatolithen gebunden

Ähnlich wie in den birdseyes der oben beschriebenen Mikrite mit LF-Gefügen sitzt der Fluorit auch innerhalb der Stromatolithen (Abb. 19). Es handelt sich hierbei um Stromatolithen des LLH-S-Typus, bei welchem der Fluorit Teile der einzelnen Lagen nachzeichnet, hauptsächlich aber die Kerne der Halbkugeln (hemispheroids) ersetzt, die z.T. wohl auch ursprüngliche Hohlräume darstellten.

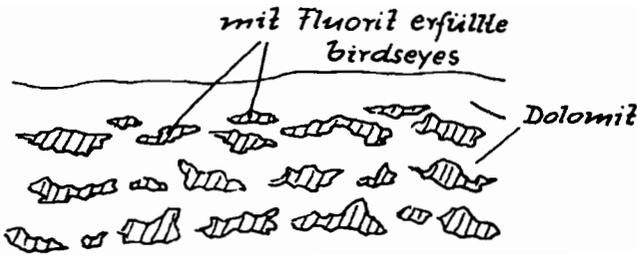
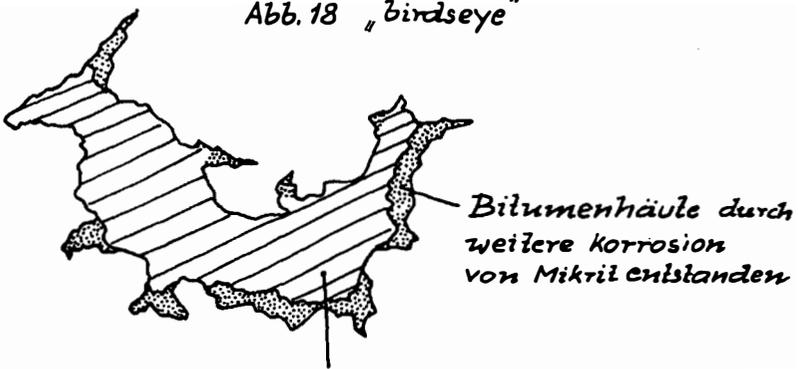
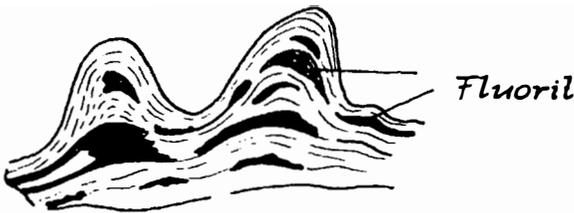


Abb. 17

Abb. 18 „birdseye“



Fluorit (Gen. 1)



Stromatolithen (LLH-S Typus)



Fluorit

Abb. 19

6. Fluorit innerhalb von Ooiden

Im höheren Abschnitt der Schichten von Tregiovo kamen neben den Krustenkalken auch Kalkoolithe zur Ablagerung. Ein Teil dieser Oolithe wurde fluorotisiert, und zwar wurde Fluorit immer nur innerhalb der einzelnen Ooide festgestellt.

Es ist schon lange bekannt, daß echte Ooide leicht umkristallisieren, und zwar sind Umsetzungen der Ooide in ein Calcit- oder Dolomitgranulat sehr häufig und auch ausführlich genug beschrieben worden. Auch der Umsatz von Ooiden in Pyrit kommt nicht selten vor, während Umkristallisation von Ooiden in Zinkblende und Bleiglanz schon eher zu den Seltenheiten gehört. Umwandlungen der Ooide in Plagioklas sind nach Wissen des Verfassers erst einmal beschrieben worden (P. CASATI 1970).

Dort wo ein Ooid völlig von Dolomit ersetzt wurde (meist handelt es sich um Einkristalle, also um echte Pseudomorphosen von Dolomit nach einem Ooid), fehlt der Fluorit (siehe Abb. 20, Fig. 1). Das im Ooid vorhandene Pigment wurde durch die Dolomitmikristallisation durchwegs an den Rand des ehemaligen Ooids geschoben (siehe dunkler Saum am Rand, Abb. 20, Fig. 1). Wenn ein Ooid nur von einer teilweisen Dolomitisierung erfaßt wird, ist auch stets Fluorit anwesend (Abb. 20, Fig. 2, Fig. 4). Der Fluorit ist dabei nicht in der Lage, das Pigment der ursprünglichen Substanz des Ooids völlig zu verzehren oder an den Rand zu schieben, sondern übernimmt dieses als Interngefüge. Dies tritt besonders dort auf, wo überhaupt keine Dolomitbildung zustandekam (Abb. 20, Fig. 5-7). In Fig. 6 derselben Abbildung ist ein Teil des ursprünglichen Lagenbaues des Ooids noch erhalten geblieben. Fig. 7 dagegen zeigt den erhaltenen mikritischen Kern, in dem bereits eine partielle Korrosion durch Fluorit begonnen hat.

Dolomitisierung und Fluoritierung dürften Hand in Hand gegangen sein, denn es gibt keinen Hinweis, daß Dolomit Fluorit oder umgekehrt korrodiert hat. Beide Prozesse sind also nach der Ooidbildung abgelaufen und dürften schon einem spätdiagenetischen Stadium angehören.

7. Zur Genese der Fluoritierung

Die in den unterpermischen Quarzporphyren auftretenden Fluorite verdanken ihre Entstehung einer postmagmatischen, aber unmittelbar nach der Quarzporphyrförderung einsetzenden Mineralisation, da diese in mittelpermischen Sedimenten in Form von partiell fluoritisierten Quarzporphyrokonglomeraten (Konglomeraten), oder in Sandkörnern, die von aufgearbeiteten Quarzporphyrkörnern stammen, auftreten. Das Vorgehen von Fluorit an Spaltflächen und -rissen, und zwar speziell an Plagioklasen, untergeordnet an Kalinatronfeldspat und Quarz, muß nicht unbedingt im Zuge der erzproduzierenden Mineralisation (Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, Uranpechblende, Baryt, Fluorit etc.) geschehen sein, sondern könnte auf eine spätere, kühlere hydrothermale Durchströmung zurückgehen, die allerdings noch vor der Erosion der Quarzporphyre vor sich gegangen sein müßte, da die Gerölle und der zu Sand

Fig.1

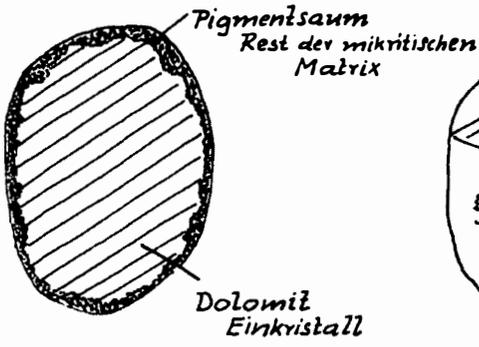


Fig.2

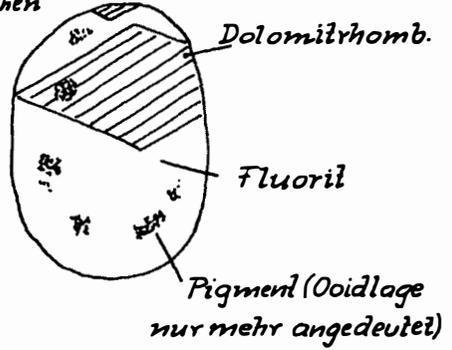


Fig.3

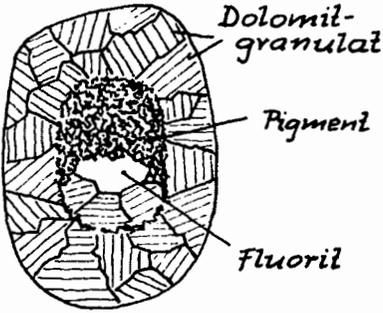


Fig.4

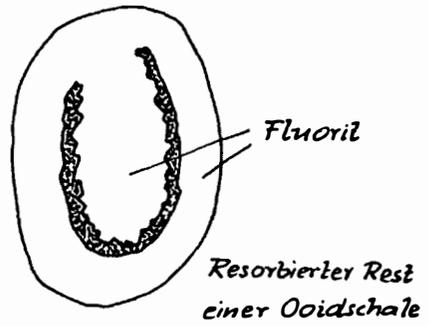
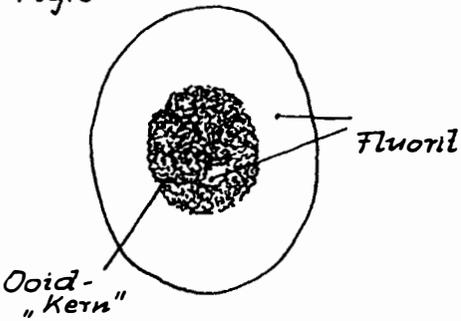


Fig.5



Reste einzelner Ooidschalen

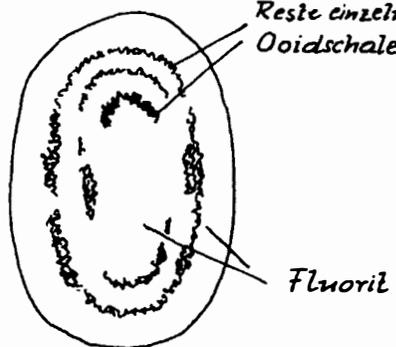


Fig.6

aufgearbeitete Quarzporphyr mit den in Fluorit umgesetzten Mineralen völlig isoliert im Karbonatgestein stecken. Die umgebende Matrix selbst zeigt keine Fluoritisierung, was der Fall sein müßte, wenn spätere, also postsedimentäre, fluorhaltige wäßrige Lösungen das Gestein durchströmt hätten.

Generell müssen es drei voneinander getrennte, völlig verschieden ablaufende Prozesse sein, die zur Bildung der Fluorite geführt haben.

1) Als Nachphase auf die Vererzung des Bozener Quarzporphyrs folgende Fluoritisierung, die in der Lage war, die Silikate teilweise bis ganz umzusetzen.

2) Alle die Schichten von Tregiovo aufbauenden klastischen Sedimente stammen vom Quarzporphyr, der von Konglomeraten über Sandsteinen bis in Siltgrößen aufbereitet wurde. Auch Teile des stark vererzten Quarzporphyrs fielen der Erosion zum Opfer, und somit auch die reichlich fluoritisierten. Ein Teil des Fluorits ging ebenso mit Bleiglanz und Zinkblende in Lösung und fiel in speziell dafür prädestinierten Sedimentgesteinen aus. Die in mm-Lagen auftretenden Fluorite sprechen dafür. Es handelt sich hierbei ohne Zweifel um eine synsedimentäre Fluoritbildung.

3) Früh- bis spätdiagenetische Umlagerungen führten zu einer Umverteilung des synsedimentären Fluorits und dies sowohl innerhalb der Konkretionen, als auch in Stromatolithen, birdseyes und Ooiden. Es gelang jedoch bisher nicht, diese Umsetzungen zeitlich näher in den Griff zu bekommen.

Auffallend ist aber die unterschiedliche Aggressivität der fluorhaltigen Lösungen. Im Fall 1) wurden nur die Silikate angelöst bzw. zum Teil ganz umgesetzt. dies läßt auf stark saure, wäßrige Lösungen schließen, in denen Fluor in Komplexen mit Si und Al und anderen Elementen auftritt und beim Zerfall dieser ausfällt. Calciumreiche Solen oder neutrale bis alkalisch-wäßrige Bikarbonat- oder Karbonatlösungen, wie sie J. CADEK & M. MALKOV-SKY (1968: 319) auch als möglich für Fluoritierungen anführen, scheiden aus, da innerhalb der Quarzporphyre zu dieser Zeit noch keine Möglichkeit für karbonatische Lösungen gegeben war.

Bei den diagenetischen Umsetzungen des Fluorits wurde nur das Karbonat korrodiert, zum Teil ganz aufgezehrt; die Silikate, wie Abb. 14 zeigt, liegen völlig unversehrt in der fluoritischen Matrix eingebettet.

Literatur

- CADEK, J. & M. MALKOVSKY (1968): Metasomatische Verdrängung von Alumosilikatgesteinen durch Flußspat. - *Geologie* 17, 311-323, Berlin.
- CASATI, P. (1970): Calcari oolitici feldispatizzati nel Carnico superiore della Bergamasca orientale. - *Natura-Soc. It. Sc. Nat. Museo Civ. St. Nat. e Aequario Civ.* 61, 270-272, Milano.
- GIUSSANI, A. & A. LEONARDELLI (1966): Le mineralizzazioni a fluorite della zona tra Cavalese et il di Lavaze (Trento). - *Simp. intern. sui Giacimenti Minerari delle Alpi*, 18 S., Trento-Mendola.
- HADITSCH, J. G. (1965): Ein Beitrag zur Kenntnis der Kupfervererzung der "Schichten von Tregiovo" in Südtirol. - *Archiv f. Lagst.forsch. Ostalpen*, 3, 36-49, Leoben.
- MOSTLER, H. (1965): Bemerkungen zur Genese der sedimentären Blei-Zinkvererzung im Südalpinen Perm. - *Archiv f. Lagst.forsch. Ostalpen*, 3, 55-70, Leoben.
- MOSTLER, H. (1966a): Sedimentäre Blei-Zink-Vererzung in den mittelpermischen "Schichten von Tregiovo". - *Mineralium Deposita*, 2, 89-103, New York.
- MOSTLER, H. (1966b): Zur Genese der schichtgebundenen Blei-Zink-Erze im Südalpinen Perm. - *Symp. Intern. sui Giacimenti Minerari delle Alpi*, 349-354, Trento-Mendola.
- SCHULZ, O. (1966): Pseudomorphe Verdrängungen von Baryt durch Calcit und Fluorit. - *N. Jb. Miner. Mh.* 11, 342-345, Stuttgart.

Zur Geologie der Kesselspitze (Brennermesozoikum) Tirol/Österreich⁺)

von F. Turinsky⁺⁺⁾

Zusammenfassung

Der Bereich der Kesselspitze (Serlesgruppe, Tirol, Österreich) wurde in einer geologischen Spezialkartierung im Maßstab 1:3000 erfaßt, die tektonischen und stratigraphischen Einheiten petrographisch beschrieben.

Das Vorliegen zweier gleichaltriger tektonischer Einheiten (Mittel- und Oberostalpin im Sinne TOLLMANNs) wurde bestätigt. Die Einordnung in einen weitergefaßten tektonischen Rahmen ist möglich.

Das Liasvorkommen im Gipfelbereich der Kesselspitze wurde stratigraphisch, petrologisch und sedimentologisch untersucht.

Zwei verschiedene Ausbildungen wurden festgestellt:

- a) eine 16 m mächtige, gebankte, rötliche bis gelbliche mikritische Kalkabfolge, überlagert von
- b) einer mergeligen, meist intensiv rot gefärbten, flaserigen, 0,5 m mächtigen Kalkserie.

Eine Zuordnung dieser Liasgesteine zum Typ "Adneter Kalk" im weiteren Sinne ist in lithologischer Hinsicht möglich. Das Vorkommen von Ammoniten ist auf die oberen Bereiche der bankigen Kalke beschränkt. Die Fauna spricht für oberes Carixium und unteres Domerium (Lias Gamma/Delta).

⁺) Auszug aus der Diplomarbeit mit dem Titel "Geologische Bearbeitung der Kesselspitze (Brennermesozoikum), Tirol/Österreich", Gießen, Januar 1975.

⁺⁺⁾ Anschrift des Verfassers: Dipl.Geol.Frank Turinsky, Geologisches Institut, Hebelstraße 40, D-78 Freiburg i.Br.

Abstract

The area of the mountain "Kesselspitze" (Serles Massif, Tyrol, Austria) has been represented in a special geological map (scale 1:3000). The tectonic and stratigraphic unities have been described petrographically.

The presence of two tectonic unities of the same age (Middle Austro-Alpine and Upper Austro-Alpine according to TOLLMANN) has been confirmed.

It is possible to integrate these unities into a larger tectonic area.

The lias deposit within the top area of the "Kesselspitze" has been examined stratigraphically, petrographically and sedimentologically.

Two different rock-types have been observed:

- a) 16 m of a light red and yellow micrit, well bedded, overlain by
- b) a nodular, dark red, marly limestone (0,5 m).

There exists a lithological analogy between this type of lias and the type of "Adnet Limestone".

Ammonites have been found only in the upper part of the well-bedded limestone. The fauna is symptomatic of higher carixium and lower domerium (lias gamma/delta).

Sommaire

La région de "Kesselspitze" (massif de Serles, Tyrol, Autriche) fut relevée dans une carte géologique détaillée (échelle 1:3000) avec une description pétrographique des éléments tectoniques et stratigraphiques.

La présence de deux unités tectoniques du même âge (Austro-Alpin moyen et Austro-Alpin supérieur au sens de TOLLMANN) fut confirmée.

L'insertion de ces éléments dans une région tectonique plus vaste est possible.

Les couches de lias au sommet de "Kesselspitze" furent décrites dans une examination stratigraphique, pétrologique et sédimentologique. Deux séries différentes furent constatés: Ce furent:

- a) des calcaires en bancs, micritiques, roussâtres et jaunâtres (16 m), surmontés par
- b) une faciès rouge, noduleuse et argileuse (0,5 m).

Il existe une analogie entre cette série de lias de "Kesselspitze" et les séries calcaires d'"Adnet".

Les ammonites se trouvèrent seulement dans les couches supérieurs des calcaires en bancs. La faune est typique pour carixium supérieur et domerium inférieur (lias gamma/delta).

Riassunto

L'area del "Kesselspitze", nel massiccio del Serles (Tirolo, Austria), è stata rilevata in una carta geologica dettagliata (scala 1:3000), con descrizione petrografica degli elementi tettonici e stratigrafici.

Si conferma la presenza di due unità tettoniche coetane (Austro-

alpine Medio e Superiore secondo TOLLMANN), è sussiste la possibilità di un loro inserimento in un'area tettonica più ampia.

Il deposito, risalente al lias, presente sulla cima del Kesselspitze, è stato studiato dal punto di vista stratigrafico, petrologico e sedimentologico.

Sono state constatate due diverse serie:

a) banche calcarie micritiche da rossiccio a giallastro (16 m), sormontate da

b) una serie di marna rossa scura, nodolosa (0,5 m).

Gli ammoniti si trovano sollamento sulla superficie dei banchi calcari. La fauna delle ammoniti è tipica di carixium superiore e domerium inferiore (lias gamma/delta).

Inhalt

1. Geographische und geologische Lage des Arbeitsgebietes
2. Aufgabenstellung
3. Historischer Abriß über die geologische Forschung im Raum der Kesselspitze
4. Geologische Kartierung
5. Stratigraphie
 - 5.1. Sockel
 - 5.2. Blaserdecke
6. Tektonik
 - 6.1. Einleitung
 - 6.2. Spezielle tektonische Verhältnisse im Arbeitsgebiet
 - 6.2.1. Tektonik des Sockels
 - 6.2.2. Tektonik der Blaserdecke
 - 6.3. Kluftdiagramme
7. Die Liasgesteine der Kesselspitze - Lithologie und Stratigraphie
 - 7.1. Lithologische Ausbildung
 - 7.2. Kurze Bemerkungen zum Profil
 - 7.3. Vergleich des Liasvorkommens der Kesselspitze mit ähnlichen Vorkommen an anderen Lokalitäten
 - 7.4. Stylolithen (Drucksuturen)
 - 7.5. Zur Frage der Buntfärbung
 - 7.5.1. Zur Frage der Herkunft der färbenden Substanzen
 - 7.6. Deutung der Genese der Liaskalke auf der Kesselspitze
 - 7.7. Anschliffuntersuchung von Probe 137
 - 7.8. Mineralzusammensetzung der Liaskalkmergel
8. Die Ammonitenfauna aus dem Lias der Kesselspitze
 - 8.1. Tabelle: Liasammoniten der Kesselspitze
 - 8.2. Die stratigraphische Stellung der Ammonitenfauna des Lias der Kesselspitze

Danksagung

Literatur

Geologische Karten, Profile (Anhang), Tafelerläuterungen

1. Geographische und geologische Lage des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet umfaßt den Gebirgskamm der Kesselspitze (2728 m ü.NN), der zum Massiv der Serlesgruppe gehört. Der Gebirgskamm erhebt sich zwischen Stubai- und Gschnitztal, beides sind Seitentäler des Silltales in Tirol, Österreich (südlich Innsbruck und nördlich des Brenners).

Die Kesselspitze (Huzl) erstreckt sich in NW-SE-Richtung. Ihre Flanken steigen aus dem Vallschwern im NE und den Pödeiler Mähdern im SW steil auf. Im SE erhebt sich der Grat aus dem Burgwald oberhalb der Ortschaft Trins, im NW fällt die Morphologie steil zum Stubaital (Ortschaft Kampl) ab.

Die Kesselspitze liegt in einem Bereich mesozoischer Sedimente, für den der übergeordnete Begriff Brennermesozoikum verwendet wird.

Das behandelte Arbeitsgebiet liegt in naher Nachbarschaft verschiedener tektonischer Großeinheiten (s. Abb. 1). Die mittel- und oberostalpinen Einheiten auf der Kesselspitze und in den angrenzenden Gebieten liegen mit ihren tieferen mesozoischen Schichtgliedern dem Ötztaler-Stubai-Alt-kristallin auf.

Eine weitere mesozoische Bedeckung dieses kristallinen Sockels bilden die Kalkkögel NW' des Stubaitales, die zum größten Teil aus mittelostalpinem Mesozoikum bestehen. GEYSSANT (1973) stellte in dieser Berggruppe auch noch Reste von oberostalpinen Serien mit Sicherheit fest.

Nördlich des Inns erheben sich die Nördlichen Kalkalpen in oberostalpinen Ausbildung.

In der Sillfurche tritt noch ein schmales Vorkommen von mesozoischem Unterostalpin zutage, an das sich NE' unterostalpinen Paläozoikum (Innsbrucker Quarzphyllit) und SE' die Serien des penninischen Tauernfensters anschließen.

Gegen S (außerhalb der Übersichtskarte) tritt zunächst wieder Alt-kristallin auf, gefolgt von einer Zone tonalitischer Intrusionen, an die sich nach S hin die Massive der Südalpen anschließen.

2. Aufgabenstellung

Die Arbeit gliedert sich in drei Teile:

- a) Geologische Spezialkartierung, Stratigraphie und Tektonik im Bereich der Kesselspitze.
- b) Petrologie und Sedimentologie eines durchlaufenden Profils im roten Liaskalk der Kesselspitze.
- c) Bestimmung der Ammonitenfauna aus diesen roten Liasgesteinen.

Der Schwerpunkt der Arbeit liegt in der Untersuchung der Lias-kalkvorkommen in Form roter Kalke und Kalkmergel im Gipfelbereich der Kesselspitze. Hierbei sollte geklärt werden, ob dieses bisher bekannte südlichste Vorkommen mit dem Adneter Kalk anderer Lokalisationen genetisch und stratigraphisch vergleichbar ist und parallelisiert werden kann. Daraus würden sich möglicherweise Aussagen über großräumliche tektonische Zusammenhänge im Sinne

der Deckentheorie ableiten lassen.

So sollte auch die geologische Kartierung mit tektonischen Daten dazu dienen, den begrenzten Bereich des Arbeitsgebietes in einen weitergefaßten regionalen Rahmen einzuhängen. Die Geländearbeit erfolgte in den Sommermonaten des Jahres 1972 und im Juli/August 1973.

Die Belegstücke werden im Geologisch-Paläontologischen Institut der Justus Liebig-Universität Gießen aufbewahrt.

Eine Anzahl unbestimmter Ammoniten aus dem Arbeitsgebiet wurde mir freundlicherweise vom Geologischen Institut der Universität Innsbruck zur Verfügung gestellt.

3. Historischer Abriß über die geologische Forschung im Raum der Kesselspitze

Das Brennermesozoikum war schon seit Mitte des vergangenen Jahrhunderts das Ziel geologischer Forschung. Als Autoren seien hier STOTTER, PICHLER und STACHE genannt. PICHLER (1896) erkannte die dem Stubai Kristallin auflagernde Triasplatte, FRECH gelang 1886 die Datierung der roten "Adneter Kalke" auf dem Top der Kesselspitze anhand liassischer Ammoniten. KERNER (1925), der sich schon vorher um die Erforschung des Gebietes verdient gemacht hatte (1909, 1910, 1911, 1915, 1918, 1920), erkannte eine Überschiebung in den höheren Lagen der Kesselspitze und hielt die relativ kleinen Gesteinsvorkommen von rotem Jurakalk, roten Kalktonschiefern und norischem Dolomit für eine lokale Schuppe einer größeren Schubeinheit, der sogenannten Blaserdecke. Allerdings bezog er die Kössener Schichten noch nicht in diese Überschiebungsmasse ein.

FUCHS (1937) schrieb eine grundlegende Arbeit über das tektonische Gefüge der Tiroler Zentralalpen und stellte, auch für das hier behandelte Arbeitsgebiet, zwei verschiedene Deformationspläne fest.

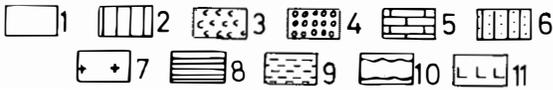
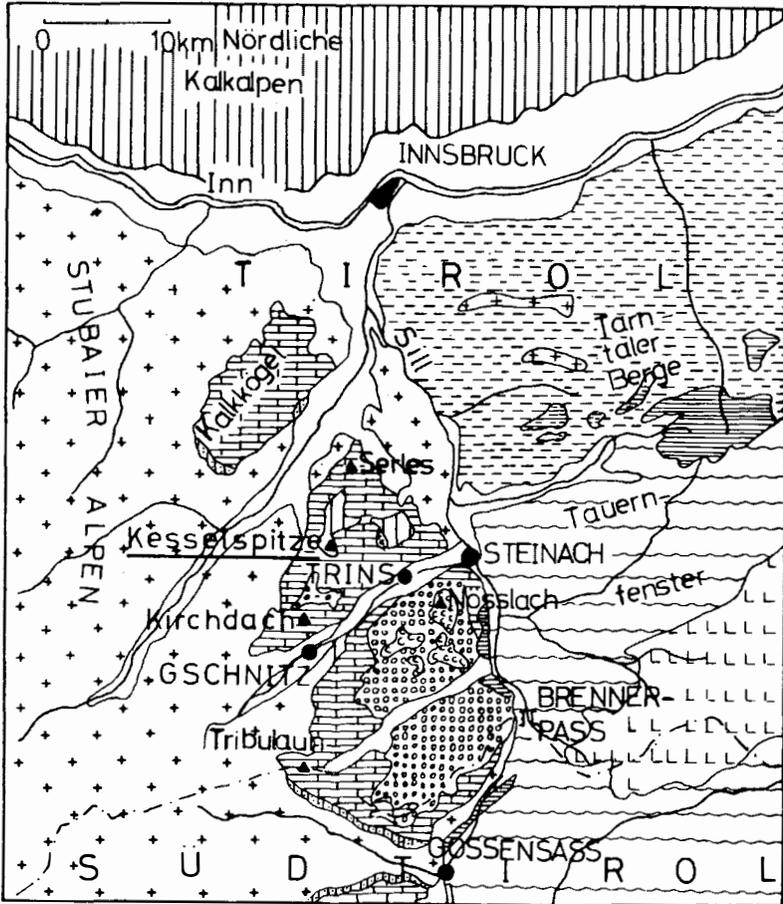
SCHMIDEGG (1956) übersah die volle Ausdehnung der Blaserdecke und beschrieb in seiner Arbeit "Neues zur Geologie des Brennermesozoikums" die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse in diesem Raum, zu dem auch die Kesselspitze gehört.

KÜBLER & MÜLLER (1962) machten in ihrer gemeinsamen Arbeit Aussagen über Stratigraphie und Tektonik ihres Arbeitsgebietes, in der auch die Kesselspitze untersucht wurde.

TOLLMANN widmete in seiner "Ostalpensynthese" (1963) dem Aufbau der Kesselspitze eine eingehende Beschreibung. Er glaubt, Sockel und Blaserdecke verschiedenen Faziesräumen (Mittelost- und Oberostalpin) zuordnen zu können.

Stratigraphische und tektonische Arbeiten neueren Datums über die Stubai Alpen stammen aus der Feder von GEYSSANT (1965, 1970, 1971, 1973, 1974).

Übersichtskarte Brennermesozoikum u. angrenzende tektonische Einheiten
 nach GEYSSANT(1965), TOLLMANN(1959) u. der Geolog Karte von Österreich
 von VETTERS(1923)



- | | | | |
|-----|--------------------------------|-------|--------------------------|
| 1 | Alluvium u. Glazialbildungen | 8-9 | Unterostalpin |
| 2-4 | Oberostalpin | 8 | Mesozoikum |
| 2 | Mesozoikum | 9 | Quarz phyllit (paläoz.?) |
| 3 | Karbon (pflanzenführend) | 10-11 | Penninikum |
| 4 | Paläozoikum | 10 | Bündener Schiefer |
| 5-7 | Mittelostalpin | 11 | Zentralgneis |
| 5 | Mesozoikum | | |
| 6 | Verrucano (Permoskyth) | | |
| 7 | Ötztal-Stubaiyer Altkristallin | | |

Abb.1

4. Geologische Kartierung

4.1. Kartographische Unterlagen

Als kartographische Unterlage zur Kartierung diente das Blatt 148/3 Trins (Österreichische Karte 1:25 000), die Luftbilder 1941, 1342 und 1343, außerdem noch das Luftbild 1342 im Format 80x80 cm. Das vergrößerte Luftbild wurde als Unterlage zu einer Geländekarte im Maßstab 1:3 000 benutzt, in die dann die Höhenlinien aus dem auf gleichem Maßstab vergrößerten Ausschnitt der topographischen Karte, Blatt 148/3 Trins übertragen wurden.

4.2. Begrenzung des Kartiergebietes

Die Grenzen des Arbeitsgebietes bilden an der SW-Flanke der Kesselspitze die grasbewachsenen und mit Hangschutt überdeckten Pödeiler Mäher, im NW der Steilabfall zum Stubaital, im NE die Steilkante zum Vallschwern und im SE die mit Latschen und Gras bestandenen Hänge zum Burgwald.

4.3. Der geologische Aufbau der Kesselspitze

4.3.1. Das Liegende

Die geologische Basis im Arbeitsgebiet bildet das Stubai-Alt-kristallin, ein metamorpher Komplex aus Paragesteinen, denen teilweise Orthogesteine eingelagert sind (SPITZ, 1918; HAMMER, 1929). Darüber folgen die Sedimente des Permoskyth, Anis, Ladin und Karn. Die folgenden Serien vom Nor bis in den Lias (? Malm) werden in der vorliegenden Arbeit behandelt.

4.3.2. Zwei tektonische Einheiten im Arbeitsgebiet

Im Arbeitsgebiet konnte die verhältnismäßig junge Erkenntnis (SCHMIDEGG, 1956) von zwei übereinander liegenden verschiedenen tektonischen Komplexen, in denen die stratigraphischen Verhältnisse geklärt waren, vorausgesetzt werden (s. 3., Historischer Überblick).

Im Zuge der Geländearbeit und durch den Vergleich von Gesteinsproben aus beiden Einheiten kann diese Ansicht eindeutig bestätigt werden.

Es sind dies zum einen die als Sockel (SCHMIDEGG, 1956; KÜBLER & MÜLLER, 1962; TOLLMANN, 1963) bezeichneten Schichtglieder des Mittelostalpins (im Sinne von TOLLMANN) und zum anderen die norisch/rätischen Serien der sogenannten Blaserdecke, die TOLLMANN dem Oberostalpin zurechnet.

4.3.3. Gesteine des Sockels

Das älteste Schichtglied des eigentlichen Arbeitsgebietes besteht aus norischem Hauptdolomit, anstehend in den unteren Bereichen der SW- und NE-Flanken der Kesselspitze. Stratigraphisch tiefere Einheiten kommen im Kartiergebiet nicht vor.

An den Hauptdolomit schließen sich zum Hangenden hin stellenweise die "norisch/rätischen Grenzgesteine" an, ansonsten wird er von der mächtigen Abfolge des "Metamorphen Kalkkomplexes"

überlagert. (Diese Bezeichnungen werden von KÜBLER & MÜLLER, 1962, wegen ihrer Sinnfälligkeit übernommen). Die letztgenannte Gesteinsabfolge beinhaltet im Arbeitsgebiet Serien von stark umgewandelten Kalken (keine Dolomite) und diesen zwischengelagert tektonisch stark beanspruchte phyllitische Gesteine.

4.3.4. Blaserdecke

Die oben beschriebene Abfolge wird tektonisch überlagert von den weniger stark beanspruchten Gesteinen der "Blaserdecke". Die Bezeichnung Blaserdecke leitet sich von dem im SE gelegenen Berg Blaser ab. Im Gebiet der Kesselspitze beinhaltet diese Schubmasse Serien des Nor, Rät und Jura.

5. Stratigraphie

5.1. Sockel

5.1.1. Vorkommen von norischem Hauptdolomit (HD)

Im Arbeitsgebiet ist der HD nicht in seiner ganzen Mächtigkeit aufgeschlossen. Hinzu kommt, daß die Aufschlüsse häufig von Hangschutt und Pflanzenwuchs überdeckt sind.

Das Gestein ist größtenteils äußerst stark geklüftet und in der Nachbarschaft größerer tektonischer Grenzen meist mylonitisiert. Der HD liegt in verschiedener Ausbildung und Färbung vor. Korngröße und Färbung können rasch wechseln. Den Wechsel auf engstem Raum von verschieden pigmentiertem und strukturiertem Dolomit führen KÜBLER & MÜLLER (1962, S. 193) auf eine "Umkristallisation unter großer Belastung und verschieden starkem tangentialen Druck" zurück. "Dabei", so postulieren die Autoren, "wurde das vielleicht schon primär etwas ungleichmäßig verteilte Pigment teilweise abgestoßen, sodaß es zu einer Verstärkung der Farbunterschiede kam."

Fossilien wurden in den HD-Vorkommen des Arbeitsgebietes nicht beobachtet.

5.1.1.1. Beschreibung der einzelnen Vorkommen

5.1.1.1.a) Das größte zusammenhängende HD-Areal im Kartiergebiet liegt über dem Steig durch das Loosloch zu den Podeiler Mähdern im östlichen Teil der S-Seite des Bergrückens zwischen 2028 bis 2200 m (I-M/10-14)¹⁾.

Beim Anstieg zur ersten Verteilung der Bergflanke, etwa 30 m westlich der tiefen Schrunne, trifft man in dem grasbedeckten Hang bei 2028 m auf drei kleinere, von der Erosion freigelegte Dolomitvorkommen. Das Gestein ist grusig zerfallen, meist bläulich-grau gefärbt mit gelblichen Zwischenlagen (höherer Mergelanteil). 20 m oberhalb bei 2140 m steht ein Dolomitbänken an, das zergrusten Schutt talwärts sendet. Die Farbe ist wieder bläulich-grau. Klüfte sind teilweise kalzitisch verheilt.

¹⁾ Die in Klammern angegebenen Buchstaben und Ziffern bezeichnen Planquadrate in der geologischen Karte

(K-L/10-11) 30 m SE dieser Bank stehen die höchsten Partien des HD-Vorkommens an, das sich vom Loosloch bis auf diese Höhe zieht. Von diesem Vorkommen gehen große Schuttfächer zu Tal. Das Gestein weist eine starke Klüftung auf, deren Füllung oft aus rötlich gefärbtem Kalzit besteht. Meist sind es dunkelgrau gefärbte Steine. Die Färbung wird nach KÜBLER & MÜLLER durch fein verteilten Pyrit verursacht. In diesen drei Vorkommen ist teilweise noch eine cm- bis dm-mächtige Bankung erkennbar.

5.1.1.1.b) (D-G/7-8) Ein weiteres HD-Vorkommen befindet sich, in Gesteine des "metamorphen Kalkkomplexes" eingespießt, an der S-Flanke im oberen Teil der Podeiler Mähdler in 2360-2480 m Höhe bei einer lateralen EW-Ausdehnung von etwa 150 m. Die Mächtigkeit beträgt 15 m im E, im mittleren Teil etwa 45 m und dünnt dann auf 5 m im westlichen Teil aus, wo es von einem großen Schuttfächer überdeckt wird. Im zentralen Teil liegt eine offensichtlich tektonische Verdoppelung der Schichten vor. Die tektonische Grenze zwischen dem eingespießten HD und den Gesteinen des "metamorphen Kalkkomplexes" ist durch eine Mylonitzone gegeben. Der Hauptdolomit ist stark, bis in den mm-Bereich geklüftet. Ist im W- und E-Teil noch eine Bankung erkennbar, so ist sie im zentralen Bereich verwischt. Hier wirkt das Gestein massig und ist im frischen Bruch mittelgrau und feinkristallin. In den randlichen Bereichen sind lagenweise kalkige Partien eingeschaltet (möglicher Hinweis auf stratigraphisch höhere Bereiche des HD). Außerdem finden sich hier rhythmische Lagen, die im frischen Bruch gelblich-weiß gefärbt sind.

5.1.1.1.c) (C-D/7-8) Ein weiteres HD-Vorkommen kleinerer Ausdehnung liegt im Anstieg von den Podeiler Mähdern zum Grat Roter Kopf-Kesselspitze in 2450-2460 m Höhe. Hier trifft man auf einen stark zerklüfteten mittelgrauen feinkristallinen Dolomit, der teils brecciös ausgebildet, teils gebankt ist.

5.1.2. Norisch-rätische Übergangsbildungen

5.1.2.1. Allgemeines

Lokal ist an der S-Flanke der Kesselspitze, meist den HD überlagernd, eine Gesteinsfolge aufgeschlossen, die der Ausbildung und Färbung nach weder dem unterlagernden HD noch dem überlagernden "metamorphen Kalkkomplex" zuzuordnen ist. Auffallend ist schon von weitem die vorwiegend rötliche Färbung dieses Gesteins. Die Vorkommen sind äußerst stark beansprucht, verwürgt, zerbrochen und oft spezialverfaltet. Fältelungen im cm-Bereich sind keine Seltenheit. Teilweise ist noch Schichtung zu erkennen. Eine frühere Klüftung ist überprägt, z.T. verwischt. Lithologisch beinhalten diese Vorkommen eine Abfolge verschiedener Typen. Charakteristische Vertreter dieser Sedimente sind:
im cm-dm-Bereich gebankte Dolomite, häufig rötlich gefärbt.

Bänderdolomit mit hell- und dunkelgrauen alternierenden Lagen im mm-Bereich. Ähnliche Bildungen können auch kalkig ausgebildet sein.

Typisch sind ferner Lagen von meist rötlich bis roten, aber auch gelblichen Dolomitscherben, die regellos angeordnet sind. Die Dolomitscherben in diesem Gesteinstyp sind meist

von weißem Dolomitspat, aber auch von Kalkspat umgeben. Häufig trifft man auf verkieselte, meist rötliche Dolomitslagen.

Zwischengelagert sind lokal phyllitische Lagen, oft mit chloritischen, serizitischen oder graphitischen Bestegen.

Auch rote sandsteinartige Lagen kommen vor.

5.1.2.2. Stratigraphische Einordnung

Nach oberflächlichem Vergleich dieser Gesteinspartien mit dem unterlagernden HD einerseits und dem überlagernden "Metamorphen Kalkkomplex" andererseits, ist man geneigt, diese Serien nach Farbe, Ausbildung und Beanspruchungsgrad eher dem "Metamorphen Kalkkomplex" zuzuordnen als dem HD. Bei näherer Untersuchung fällt jedoch auf, daß Dolomit noch vorherrschend auftritt, während im hangenden "Metamorphen Kalkkomplex" dolomitische Partien nicht auftreten, jedenfalls wurden sie im Kartiergebiet nicht beobachtet.

Ferner tritt im "Metamorphen Kalkkomplex" die typische Rotfärbung, die nach KÜBLER & MÜLLER (1962, S. 194) primär entstanden ist, nicht auf. Aus diesen Gründen ist eine Trennung dieses Komplexes, wie sie auch KÜBLER & MÜLLER treffen, gerechtfertigt.

Die vorgenannten Autoren (1962, S. 201) halten diese Bildungen, nach lithofaziellen Vergleichen, für ein stratigraphisches Äquivalent des oberostalpinen Plattenkalkes. Im benachbarten Gebiet fand MÜLLER (1962, S. 200) über diesen Gesteinen noch dunklen plattigen Kalk. Sie stützen sich ferner auf Aussagen von anderen Autoren, die ähnliche Bildungen an anderen Lokalitäten beschrieben: LEUCHS (1928), KLEBELSBERG (1935) und KAPPELER (1938) halten solche Bildungen für lokale Vertretungen des Plattenkalkes.

Von typischen Gesteinen dieser Serie wurden an verschiedenen Aufschlüssen 13 Proben genommen, die in Dünnschliffen untersucht wurden.

5.1.3. Gesteine des "Metamorphen Kalkkomplexes" (MKK)

5.1.3.1. Allgemeines

Die nachstehend beschriebene Gesteinsabfolge hat mit Mächtigkeiten von teilweise über 300 m den größten Anteil am Aufbau der Kesselspitze. Sie beinhaltet eine Reihe von mehr oder weniger stark tektonisch beanspruchten und umgewandelten Gesteinstypen. FRECH (1905, S. 19) unternahm den Versuch einer groben stratigraphischen Gliederung dieses Komplexes nach petrographischen Gesichtspunkten (vgl. auch KERNER, 1911, S. 381).

1. Obere Glimmerkalke (mit Pyritschiefer),
2. Massige weiße Kalkbänke mit Glimmerkalke,
3. Untere Pyritschiefer (u. Glimmerkalke).

An der Kesselspitze ist jedoch eine solche starre Einteilung nicht durchzuführen (s. dazu auch SCHMIDEGG, 1956; KÜBLER & MÜLLER, 1962; TOLLMANN, 1963).

Der ganze Komplex wurde durch Überschiebung der Blaserdecke und eine jüngere Bruchtektonik erheblich in Mitleidenschaft gezogen. Dies führte zu einer starken Verschuppung und einer lamellaren

Durchbewegung dieser Serie.

Es handelt sich um eine Abfolge ursprünglich toniger und mergeliger Sedimente, denen verschieden mächtige Kalklagen bzw. Kalkbänke zwischenlagerten. Diese liegen heute in Form von Phylliten und Marmoren in verschiedenem Umwandlungsgrad vor. Besonders die Bänke der Marmore erscheinen aus einiger Entfernung homogen. Die Abfolge ist jedoch intensiv verfaltet bis in den cm/dm/m-Bereich und zeigt eine ausgeprägte Zerschering und Klüftung. Auch Schichtverdoppelungen sind zu beobachten. Das phyllitische Material, das teilweise von chloritischen, serizitischen oder graphitischen Bestegen überzogen ist, liegt ebenfalls stark spezialgefaltet (vom cm- bis m-Bereich) und stark verschiefert vor.

Im Arbeitsgebiet konnten als charakteristische Bildungen drei verschiedene Grundtypen ohne Berücksichtigung der Metamorphose beobachtet werden:

- a) Marmore und marmorähnliche Vorstufen, weiß, grau, blau, gelb, z.T. gebändert im mm-, cm- und dm-Bereich,
- b) stark kalkhaltige, meist dunkle Phyllite, oft bis in den cm-Bereich gefältelt, manchmal von Quarzgängen durchzogen, oft von chloritischen oder serizitischen Bestegen überzogen,
- c) Glimmerschiefer, bräunlich, gelblich, rötlich.

Die Marmore und Phyllite wechseln sowohl vertikal als auch horizontal rasch. Dieser Wechsel ist bedingt nicht nur durch die Verhältnisse während der Sedimentation, sondern auch durch spätere tektonische Ereignisse. Deshalb lassen sich Leithorizonte nicht verfolgen. Aus diesen Gründen wurde auch darauf verzichtet, einzelne Gesteinsserien innerhalb des "MKK" in der geologischen Karte gesondert darzustellen.

Die stratigraphische Einstufung dieser Serie war lang umstritten. FRECH (1886), KERNER (1918), DÜNNER (1934) und MUTSCHLECHNER (1957) nahmen für diesen Komplex ausschließlich rätisches Alter an. Hierbei stützen die Autoren ihre Ansicht einmal auf den unterlagernden Hauptdolomit, zum anderen - die Kössener Schichten der Blaserdecke für das stratigraphische Hangende des MKK haltend - auf das Vorkommen des roten Liaskalkes auf dem Top der Kesselspitze. Dagegen hatte schon SPITZ (1919) höhere Bereiche des Juras in den Gesteinsserien des MKK nicht für ausgeschlossen gehalten.

KÜBLER & MÜLLER (1962, S. 208-211) gelang die Datierung einer Teilabfolge des MKK mit Hilfe von Radiolarien (*Lithocampe elegans* HINDE). Letztere lassen eindeutig in gleichen Gesteinsserien am Muli-Schrofen, SW' der Ortschaft Trins/Gschnitztal auf Malm schließen. Ferner verweisen die obengenannten Autoren auf die Übereinstimmung dieser Bildungen mit Juragesteinen anderer Lokalitäten, besonders mit Vorkommen der Nördlichen Kalkalpen. TOLLMANN (1963, S. 82) weist ebenfalls auf offensichtlich jurassische Elemente in diesen Serien hin und betont die Ähnlichkeit ihrer Ausbildung mit mittelostalpinem Jura, z.B. dem Tarntaler Jura.

Damit könnte im "MKK" die gesamte Abfolge des Räts bis in den

Jura (Malm) vertreten sein, wenn auch im Arbeitsgebiet mit der vollständigen Abfolge nicht gerechnet werden kann. So wurden im Bereich der Kesselspitze weder die dolomitischen Lagen in den unteren Partien des "MKK" (von KÜBLER & MÜLLER, 1962, S. 203, als Rekurrenzerscheinungen verstanden), noch die von diesen Autoren beschriebenen Radiolarite angetroffen.

5.1.3.2. Beschreibung des Vorkommens

Die N- und S-Flanken der Kesselspitze werden zum größten Teil von Gesteinen des "MKK" gebildet. Die blauen und gelben Marmore bilden an den Flanken die steilen Felskanten, besonders in den unteren und oberen Bereichen. Im Mittelteil, an der S-Seite, bilden vorwiegend phyllitische Lagen etwas sanftere Hangneigungen, die von Gras und Hangschutt bedeckt sind. Doch auch in diesen Partien treten teilweise Bänke von marmorisiertem Kalk auf und bilden kleine Stufen.

Die unteren Felskanten werden vorwiegend von grau-blauen, weißen und gelben Marmoren gebildet, denen in geringem Maße auch Kalkphyllite eingelagert sind. In ersteren sind noch teilweise die ehemaligen Bankbegrenzungen im cm- und dm-Bereich zu erkennen. Verschiedentlich sind in dünnbankige Kalke mit Mergelzwischenlagen handtellergroße weißliche und rötliche Quarzkauern eingelagert. Im oberen Bereich des Komplexes bilden meist Marmore von grauer, blauer und gelblicher Farbe eine im Gelände deutlich erkennbare Steilstufe, die von N-S-streichenden Störungen durchsetzt ist.

Die Marmore sind häufig glimmerführend. Die Färbungsgrenzen dürften wohl ehemaligen Schichtgrenzen entsprechen.

Kalke und Marmore sondern in Form von Platten und Quadern an den durch die Klüftung vorgegebenen Flächen ab. Die Phyllite zerfallen in schiefrige, oft mm-dünne Plättchen. An den Hängen der Kesselspitze bilden Gesteine des "MKK" den Großteil der ausgedehnten Hangschuttfläche.

Ein Beispiel für eine Schichtverdoppelung zeigt ein Marmorpaket von ca. 20 m Mächtigkeit in 2450 m Höhe, das vom Steig Roter Kopf-Kesselspitze an dem NW-Abfall zum Stubaital hin gut erkennbar ist (A-B/4-5).

5.2. Blaserdecke

5.2.1. Allgemeines

Über den Serien des "MKK" liegt im Kartiergebiet eine Abfolge von Gesteinen, die zwar eine deutliche tektonische Durchbewegung erkennen lassen, doch nie den Beanspruchungsgrad des unterlagernden "MKK" aufweisen.

Es handelt sich hier um die Reste einer Überschiebungsmasse, die in Teilen bereits von KERNER (1918 und 1925) erkannt wurde. "B. SANDER hat bereits 1923 aufgrund einer Begehung dieses Gebietes mit KERNER die Ansicht geäußert, daß die Ausdehnung der Blaserdecke eine viel größere sei" (SCHMIDEGG 1956, S. 274). SCHMIDEGG erkannte die volle Ausdehnung dieser Schubmasse, Nach SCHMIDEGGs Beobachtungen bilden in naher Nachbarschaft der Kesselspitze (Kalbenjoch, Kamplspitze) Partien des Hauptdolomits

der Blaserdecke das stratigraphisch Liegende der Kössener Schichten.

Diese Situation ist im Bereich der Kesselspitze nicht anzutreffen. Hier lagern den Kössener Schichten Dolomit- und Plattenkalk tektonisch ein bzw. auf. Rötliche, gelbliche und weißliche Reibungsbreccien bilden auf dem Gipfelgrat der Kesselspitze häufig die Grenze zwischen Kössener Schichten und Hauptdolomit. Wie später im tektonischen Teil dieser Arbeit beschrieben wird, könnte die Erklärung TOLLMANNs zu dem Phänomen der Reibungsbreccien innerhalb der Blaserdecke eine Lösung bieten.

SCHMIDEGG führt den Unterschied im Beanspruchungsgrad zwischen "MKK" und Gesteinen der Blaserdecke als Zeichen für eine tektonische Grenze ins Feld. Zu dem gleichen Schluß kommen auch MÜLLER & KÜBLER, sowie TOLLMANN.

Geländebefunde und Vergleich von Dünnschliffen aus den entsprechenden Horizonten der Kesselspitze führen zu demselben Ergebnis.

5.2.2. Beschreibung der Vorkommen

Im Kartiergebiet finden sich drei Vorkommen der Blaserdecke:

- a) (M-O/9-10) Ein kleiner Fetzen von Hauptdolomit (Blaserdolomit) liegt auf dem gegen NW aufsteigenden Grat der Kesselspitze in etwa 2220 m. Er zieht sich bis auf 2320 m im Gratbereich hoch bei einer wechselnden seitlichen Ausdehnung von 20-40 m. Seine Farbe ist hell- bis mittelgrau. Das Gestein ist blaugelben Marmoren und dunklen Phylliten des "MKK" aufgelagert.
- b) (D-L/2-8) In 2470 m, ebenfalls auf dem Hauptgrat, liegt über Gesteinen des "MKK" ein Vorkommen von Kössener Schichten (KS) in Form von hellen feinkörnigen Kalken. In letztere sind mergelige, gelbliche bis hellbraune Lagen eingeschaltet. Die Kalke wittern zu rundlichen Formen an, im Gegensatz zu den quadrig und plattig absondernden Gesteinen des "MKK". Dieses Vorkommen bildet in verschiedener fazieller Ausbildung das tektonische Auflager zu den Gesteinen des Sockels im gesamten Kammbereich der Kesselspitze.

Den Kössener Schichten ein- und aufgelagert sind dann die norischen Gesteine des Hauptdolomits (Blaserdolomit) und Plattenkalks, der Oberrätkalk (RK) und die Liasgesteine. An die Erhebung des Roten Kopfes (A-C/6-9) mit seinem mittelostalpinen HD und roten Breccien folgen gegen Norden zur Kesselspitze hin Nor/Rät-Übergangsserien und Gesteine des "MKK", an die ein eingemuldetes Vorkommen der Blaserdecke mit Kössener Schichten und Oberrätkalk anschließt. Dieser Deckenrest erstreckt sich mehrere hundert Meter in NS-Richtung auf dem Grat. Bei 2560 m Höhe stehen dann wieder Bildungen des "MKK" an.

5.2.3. Stratigraphie der Blaserdecke

5.2.3.1. Blaserhauptdolomit und Plattenkalk

Das stratigraphisch älteste Schichtglied der Blaserdecke bildet Norischer Hauptdolomit.

Das kleine isolierte Vorkommen am Grataufstieg zur Kesselspitze wurde schon beschrieben (Kap. 5.2.2.a) (M-O/9-10).

(I-L/7-8) Bei etwa 2470 m im Bereich des Hauptkammes liegt in

einer schmalen Umrandung von hellen Kössener Kalken mit gelbbraunen Mergelzwischenlagen ein größeres Areal von Dolomit, dessen tektonische Basis von einem meist rötlichen, teilweise aber auch weißlichen oder gelben Reibungsbreccien-Horizont gebildet wird. Er kann lokal über 1 m mächtig werden. Das Vorkommen zieht sich über eine NS-SE-Erstreckung von 300 m, bei wechselnder seitlicher Ausdehnung zwischen 25 und 70 m bis auf eine Höhe von 2590 m.

Die Farbe des Gesteins ist meist hell/mittelgrau mit einzelnen dunkleren Partien. Verschiedene Partien sind durch höheren Mergelanteil gelblich gefärbt. Ferner wurden Rhythmite beobachtet. Die Schichtung ist noch erkennbar und die Klüftung stark ausgeprägt.

(J-K/7-8) Von diesem Vorkommen isoliert steht SW in der S-Flanke (2555) ein Dolomitblock an, dessen Schichtung gegensätzlich (nach S) zu dem oben beschriebenen Vorkommen einfällt. Ob es sich bei ihm um einen im Zuge der Überschiebung "abgesplitterten" und verstellten Teil handelt, oder um eine Bergzerreißung, kann nicht entschieden werden.

(H-I/6-7) Gegen W zum Gipfel hin wird, wiederum den KS aufgelagert, ein weiteres Dolomitvorkommen der Blaserdecke in 2160 m Höhe angetroffen. Es ist 40x40 m groß und besteht aus hell- und dunkelgrauen, teilweise auch graubraunen Dolomiten, die durch eine Reibungsbreccie von den Kössener Schichten getrennt sind. Dieses Dolomitvorkommen ist einer Falte aus Plattenkalk angepreßt.

(G-I/6-7) Die Schichten des bankigen Plattenkalkes bilden mit einer großen liegenden N-vergerten Falte die zweithöchste Erhebung des Kesselspitzrückens (2460 m). Die Faltenachse taucht flach gegen NE ab.

Dieser Plattenkalk weist Bankmächtigkeiten bis zu 2 m auf und ist meist hellgrau. Es kommen aber sowohl dunkelgraue und bräunliche Einschaltungen als auch geringmächtige Dolomitbänkchen vor.

(F-G/4-5) Gegen den Gipfel hin liegt auf dem Grat in 2690 m Höhe ein kleinerer Fetzen Plattenkalk (50x50 m) mit hell- bis mittelgrauen Kalken (vgl. TOLLMANN).

(E-F/4-5) Ein weiteres Vorkommen von Plattenkalk und Dolomit befindet sich im letzten Anstieg zum Gipfel. Kalke und Dolomite - die Grenze ist verwischt - sind mylonitisiert und zerfallen grusig. Die flächenmäßige Ausdehnung beträgt 25x20 m.

5.2.3.2. Kössener Schichten

Die Kössener Schichten haben im Arbeitsgebiet flächenmäßig die größte Ausdehnung innerhalb der Blaserdecke. Sie sind durch eine Vielzahl von Gesteinstypen vertreten. Ein zusammenhängendes Profil ließ sich wegen gestörter Lagerungsverhältnisse nicht aufstellen. Deshalb wurden auch in der geologischen Karte die einzelnen Typen nicht ausgeschieden.

Einen wesentlichen Anteil der Kössener Schichten bilden helle Kalke. Ihnen sind gelbe Mergellagen zwischengeschaltet. Die Kalke sondern zu rundlichen Formen ab.

Des weiteren werden schwärzliche bis dunkelgraue Kalke angetroffen, die stark von weißen Kalzitklüften durchzogen sind.

Ein dritter Kalktyp ist dunkelgrau bis schwarz und enthält häufig

Lumachellenlagen. Sie zeigen eine deutliche Durchbewegung. Daraus beschrieb KERNER (1918, S. 153) Gervillien, Aviculiden und Pectiniden.

Verwitterungsprodukte sind rundliche, flatschige Formen. Diesen Kalken sind im mm-, cm- und dm-Bereich Bänke von Mergel- und Tonschiefer zwischengelagert. Typische Farben sind violettrot, dunkelgrau bis schwarz, hellgrau und grün. Durch tektonische Beanspruchung sind sie meist zu dünnen schiefriigen Plättchen zerfallen.

5.2.3.3. Oberrätkalk (ORK)

(D-H/4-6) Den Kössener Schichten ist im Gipfelbereich eine bis zu 4 m mächtige Abfolge eines reinen, hellgrauen, teilweise gelblich-grauen, gut gebankten Kalkes eingelagert. Er ist von vielen Kalzitklüften durchzogen und im Gegensatz zu den KS tonarm, bei einer Bankmächtigkeit von 30-80 cm. Die Kalke sind den roten Juragesteinen des Gipfels sedimentär unterlagert. Gegen E sind sie bei einer Mächtigkeit zwischen 2-3 m innerhalb der KS noch etwa 250 m weit zu verfolgen. Im Gipfelbereich (NW des Tops) fand der Autor auch geringmächtige Einschaltungen von rötlichen Kalken. Die Rotfärbung ist nach FABRICIUS (1966) auf primäre Pigmentierung zurückzuführen.

(A-B/6-9) Ein weiteres Vorkommen dieses ORK befindet sich in dem schon beschriebenen Rest der Blaserdecke am Grat Roter Kopf-Kesselspitze. Auch hier stehen weiße, hellgraue, teilweise gelbliche Kalke an, die den KS in Form von Tonschiefern und Kalken tektonisch eingelagert sind. Die Unterscheidung zwischen ORK und Kössener Kalken ist im Gelände nicht leicht zu treffen. Die Grenze wurde aufgrund der meist helleren Farbe des ORK gezogen.

Aus diesem Vorkommen beschreibt TOLLMANN (1963, S. 87) den Fund eines Stockes von *Thecosmilia fenestra* REUSS. Weitere Korallenreste der Gattung *Thecosmilia* konnte MUTSCHLECHNER im ORK des Grates Roter Kopf-Kesselspitze feststellen (KÜBLER & MÜLLER, 1962, S. 214).

5.2.3.4. Die Liasgesteine der Kesselspitze

In den höchsten Bereichen der Kesselspitze liegen die schon seit FRECH (1886) bekannten Juragesteine. Sie lagern sedimentär dem ORK auf, durch einen hard-ground getrennt.

BLIND fand bei einer gemeinsamen Begehung diesen Übergang, der dies Basis des im folgenden Teil der Arbeit beschriebenen Profils bildet.

Die Juragesteine fallen schon von weitem durch ihre rote Farbe auf. Bei genauerer Untersuchung stellt man jedoch fest, daß es sich um einen roten Verwitterungsüberzug handelt, der das Gestein intensiv rot erscheinen läßt. In der ganzen Abfolge trifft man jedoch immer wieder auf graue, gelbliche und schwach rötliche Bereiche mit Kalkeinschaltungen intensiverer Rotfärbung. Die Kalke sind im dm/m-Bereich gut gebankt, manchmal von cm-mächtigen tonsteinartigen Lagen getrennt.

Das Vorkommen ist stark geklüftet und geschiefert.

Großfossilien, wie Ammoniten und Atractiten, finden sich gehäuft in den höheren Lagen. Kleinfossilien, in der Hauptsache Echino-

dermenreste, Foraminiferen und Ostracoden finden sich in der ganzen Abfolge.

Im Gipfelbereich sind den Liaskalken violettrote, stark geschieferte Kalkmergel an- und eingepreßt.

Eine weitergehende Beschreibung dieser Liaskalke anhand eines Profils erfolgt im Kapitel 7.

6. Tektonik

6.1. Einleitung

Die tektonischen Gegebenheiten im begrenzten Bereich des Arbeitsgebietes sind, isoliert betrachtet, schwer zu erklären. Eingefügt in einen weitergefaßten Rahmen sind sie jedoch ohne Schwierigkeiten zu deuten.

Wie bereits im stratigraphischen Teil dieser Arbeit erwähnt, liegen im Arbeitsgebiet zwei verschiedene tektonische Einheiten vor, ein mittelostalpiner "Sockel" und eine oberostalpine Decke. Diese Zusammenhänge wurden von KERNER (1918, 1925) erkannt und in der Folgezeit von anderen Autoren bestätigt: FUCHS (1939), SCHMIDEGG (1956), KÜBLER & MÜLLER (1962), TOLLMANN (1963), GEYSSANT (1965, 1970, 1971, 1973) u.a.

Für die Trennung dieser verschiedenen tektonischen Komplexe sprechen sowohl im Arbeitsgebiet als auch in den benachbarten Bereichen:

- a) Lagerungsverhältnisse, Sockel-Decke
- b) verschiedene Beanspruchungspläne
- c) Überschiebungsfläche gekennzeichnet durch tektonische Reibungsbreccien und Quarzphyllitkeile (Karbon)
- d) (?) Erosionshorizonte in der tektonisch unterlagernden Einheit
- e) Unterschiede im Beanspruchungsgrad

6.1.1. Lagerung

Der erste Hinweis für die Existenz einer Decke liegt in der Tatsache begründet, daß im Arbeitsgebiet auf dem Gipfelgrat der Kesselspitze (M-O/9-10) norischer Hauptdolomit den stratigraphisch jüngeren Schichten des MKK aufliegt. Es handelt sich hierbei um einen stark zerrütteten, teilweise brecciösen Dolomit, der blau-grauen Kalken und bräunlichen Glimmerschiefern des MKK auflagert.

In den höheren Bereichen des Gebirgrückens bilden dann Kössener Schichten das tektonische Auflager zu Serien des MKK. Diesen KS lagern dann - in weiterer tektonischer Komplizierung - Hauptdolomit, Plattenkalk, Oberrätalkalk und Liaskalk auf.

Am Grat Roter Kopf-Kesselspitze (A-B/9-10) wird die Grenze zwischen den beiden tektonischen Einheiten zum einen von Phylliten und Glimmerschiefern des MKK, zum anderen von Kalken der Kössener Schichten gebildet.

6.1.2. Beanspruchungspläne

FUCHS (1939) und SCHMIDEGG (1956) stellten für die beiden tektonischen Einheiten zwei verschiedene Deformationspläne fest.

SCHMIDEGG unterscheidet einen Plan I, bei dem Achsenrichtungen "von B = N 40° W bis N 50° W", teils bis "zu N 70° W" für das Gebiet der Kesselspitze vorliegen.

Diese Achsen geben eine Druckrichtung aus SSW an. Dabei ist die Lage der Achsen meist horizontal, gebietsweise durch Verstellung während einer jüngeren Beanspruchung nach NE gekippt. Hiefür bietet die liegende Falte aus Plattenkalk auf dem Gipfelgrat der Kesselspitze ein Beispiel. In diesen Plan I gehören der Vorschub der Blaserdecke und das Einspießen karbonischer "Fetzen" an der Überschiebungsbahn. Im mittelostalpinen Sockel zeigt die Beanspruchung Auswirkungen in Form einer s-Tektonik, wobei das primäre Lagengefüge erhalten blieb. Im Kleinbereich kam es dagegen vielfach zu einer Ausbildung von B-Tektonik mit intensiven Verfaltungen.

Nach einer großräumlichen Drehung der gesamten mesozoischen Platte nach rechts (im Uhrzeigersinn) kam es nach SCHMIDEGG zu einer weiteren Verformung (Plan II). Dies führte zu Einengungen mit B-Achsen von NNE (bis NE), was für eine Bewegungsrichtung von SE nach SW spricht.

Diese Beanspruchung führte in der Blaserdecke zu starken Verfaltungen. Teils wurden lokal sogar die oberen Partien des Sockels in die Verfaltung miteinbezogen. Weitere Auswirkungen dieser Beanspruchung zeigen sich in der Mylonitisierung der Blaserdecke. Zum Liegenden hin nimmt die Beanspruchung ab, reicht aber noch bis in die höheren Schichtglieder des Sockels.

Die Kluftsysteme stehen in Abhängigkeit zur Beanspruchung und damit zu den B-Achsen-Maxima. 1400 Kluftmessungen in den einzelnen Schichtgliedern des Arbeitsgebietes wurden in Kluftrosen ausgewertet. Dabei ergaben sich sowohl für die ostalpinen Einheiten (Sockel) als auch für die Schichten der Blaserdecke dieselben deutlichen Maxima zwischen ENE bis WSW (30° bis 50°), ESE bis WNW (100° bis 130°) und SSE bis NNW (150° bis 160°). Auch SCHMIDEGG (1956, S. 288) hält diese Kluftsysteme für "letzte Auswirkungen der Beanspruchungen, wahrscheinlich als a/c-Klüfte in einem Achsensystem ENE bis WNW bzw. auch NNE bis NNW zuordenbar".

6.1.3. Überschiebungsfläche

Im Bereich der Blaserdecke - außerhalb des Kartiergebietes - ist die Schubfläche durch eine Mylonitzone gekennzeichnet, in der eine intensive Rotfärbung vorherrscht (hoher Gehalt an oxydischem Eisen nach SCHMIDEGG, 1956).

Ferner sind lokal an der Überschiebungsbahn die von verschiedenen Autoren erwähnten Vorkommen von schwarzen graphitischen Schiefen, stark beanspruchten Sandsteinen und Quarzkonglomeraten oberkarbonischen Alters zu finden (KERNER, 1911; SCHMIDEGG, 1956; u.a.). Diese Gesteine sollen bei dem Transport der Blaserdecke von ihrer ehemaligen Unterlage mitgeschleppt und zwischen Deckscholle und Mittelostalpin eingeschuppt worden sein. Im Kartiergebiet konnten diese Phänomene nicht beobachtet werden.

6.1.4. (?) Erosionshorizonte

Einen weiteren Hinweis auf das Vorliegen einer Deckeneinheit

glaubt GEYSSANT (1970, 1971) in Erosionshorizonten der Sockelgesteine unter der Blaserdecke gefunden zu haben. Er stützt seine Theorie auf das verschiedene stratigraphische Niveau der Sockelgesteine unter der Blaserdecke. So liegt an der Peilspitz und am Blaser nordöstlich des Arbeitsgebietes die Blaserdecke wechselnd auf Hauptdolomit und verschiedenen Straten des Juras (MKK)!

Er läßt jedoch auch die Deutung einer "tektonischen Diskordanz" zu, bei der die Blaserdecke beim Vorschub Teile des mittelost-alpinen Sockels "abgehobelt" habe.

6.2. Spezielle tektonische Verhältnisse im Arbeitsgebiet

6.2.1. Tektonik des Sockels

Die Tektonik in den Sockelgesteinen ist gekennzeichnet durch die Auswirkungen des Deformationsplanes I. Hiefür spricht die Verdoppelung einzelner Schichtglieder, die lamellare Gleitung größerer Gesteinspakete auf "Schmierhorizonten" innerhalb des gleichen Komplexes und die Spezialfaltung von Schichten im m/mm-Bereich. Auch die Einschuppung des Hauptdolomitzkörpers im unteren Teil der SW-Flanke der Kesselspitze (E-G/7-8) ist für diese Beanspruchung typisch.

Die Verstellung einzelner Schichtpakete innerhalb der Gesamtabfolge des Sockels kommt in unterschiedlichen Fall- und Streichwerten der Schichten zum Ausdruck. Generell fallen die Schichten schwach nach NE bis SE ein. Davon abweichende Werte wurden in den Schichten des Hauptdolomits und den Nor/Rät-Übergangsbildungen festgestellt. Hier fallen die Schichten häufig nach SW ein.

6.2.2. Tektonik der Blaserdecke

Die Lagerung auf dem Gipfelgrat entspricht nicht der normalen stratigraphischen Abfolge, abgesehen von dem kleinen "Fetzen" Blaserdolomit auf dem Gratanstieg (D-G/7-9). Wird im Normalfall das Liegende der Decke von ihrem stratigraphisch tiefsten Schichtglied, norischem Hauptdolomit, gebildet, so ist die Tektonik auf dem Kesselspitzrücken dahingehend erschwert, als die stratigraphisch höheren Kössener Schichten des Räts unmittelbar auf der Überschiebungsbahn liegen.

Diesen KS sind dann verschiedene getrennte Vorkommen von Hauptdolomit, Plattenkalk, Oberrätkalk, Liaskalk und Liaskalkschiefer auf- und eingelagert.

Die KS fallen meist mit schwachem Winkel nach NE oder SE ein. Kleine Sattel- und Muldenstrukturen sind häufig zu beobachten. Sie verdanken ihre Entstehung entweder einem unruhigen Relief des Sockels, an das sich die KS wegen ihrer Plastizität anpaßten (was für die von GEYSSANT, 1970 u. 1971 angenommenen Erosionshorizonte sprechen könnte), oder diese Strukturen entstanden, als die KS bei der Überschiebung an kompetenteren Schichtgliedern ein Widerlager fanden und gefaltet wurden. Für Bewegungen innerhalb der Blaserdecke sprechen Reibungsbreccien, die am Kontakt von Kössener Kalken zu Blaserdolomit und Plattenkalk auftreten. Diese Bildungen sind an den beiden NE' Vorkommen von Hauptdolomit und Plattenkalk auf dem Gipfel-

grat zu beobachten (J-L/7-8 u. H-J/6-7).

Ein weiteres kleines Dolomitvorkommen liegt in den KS in 2700 m Höhe auf (F-G/4-5).

Im Gipfelbereich der Kesselspitze lagern den KS die Oberrätkalke und diesen sedimentär die roten "Adneter" Liaskalke auf. Der Oberrätkalk setzt sich im oberen Teil der SW-Flanke - unterhalb des Gipfels von Hangschutt zunächst verdeckt - in östlicher Richtung innerhalb der KS einige hundert Meter fort und verschwindet dann unter dem Verwitterungsschutt der KS und des Plattenkalkes.

Im Gipfelbereich, nach NE hin, schließt sich an die Liaskalke ein stark beanspruchtes, verfaltetes und verschieftes Vorkommen von violett-roten Liaskalkschiefern an, bei einer EW-Ausdehnung von 4 m. Letztere sind den Liaskalken angepreßt. Gegen NE hin folgt dann eine Reihe von Gesteinen hintereinander:

- 6 m stark durchbewegte Kössener Schichten;
 - 26 m stark zergruster Dolomit mit teilweise kalkigen Partien;
 - 3 m violett-rote Liaskalkmergel, nur noch in handgroßen schiefrigen Platten und cm-großen Plättchen im Verwitterungsschutt vorliegend;
 - 12 m Liaskalke (wie am Gipfel) stark erodiert und mit Schutt der Kössener Schichten vermischt;
 - 6 m weitere Einschaltung von KS;
 - 4 m roter Liaskalk, stark verwittert;
- Kössener Schichten im weiteren Gratbereich.

Bei sämtlichen Vorkommen handelt es sich um Anstehendes, wie einige Schürfsondierungen bewiesen.

Bei TOLLMANN (1963, S. 84 ff) fehlt ein Teil der oben angeführten Reihe. Er nimmt deshalb für den Bereich der Blaserdecke auf der Kesselspitze sowohl eine normale als auch eine inverse Lagerung an.

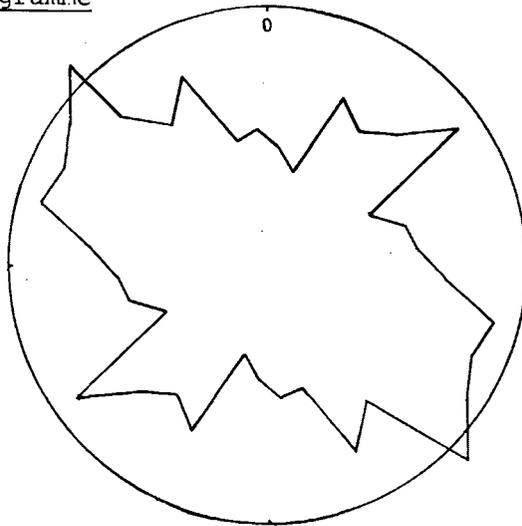
Seiner Ansicht nach liegen die Kössener Schichten, der ORK und die Liaskalke im Gipfelbereich normal, die darüber folgenden Liaskalkschiefer, Kössener Schichten und Hauptdolomit dagegen invers, als Rest einer liegenden Falte, die bei "der generell N gerichteten Hauptüberschiebung erzeugt wurde".

Die Blaserdecke ist nach TOLLMANN ein liegengebliebener Teil von nordalpinem Mesozoikum, der dann noch von der Masse des Oberostalpins überfahren worden ist. Hiefür sei "die Verformung der Fossilien, die leichte Metamorphose und der Baustil der Tektonik mit ausgewalzten liegenden Falten" ein Beweis.

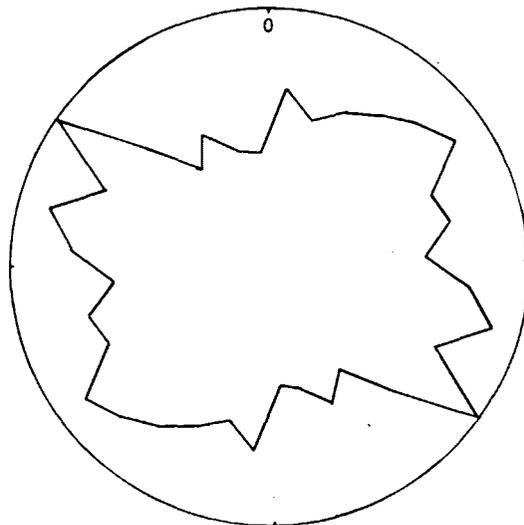
Die Ansicht TOLLMANNs, der für diesen Bereich der Blaserdecke Reste einer großen liegenden Falte annimmt, wird durch die liegende Falte aus Plattenkalk und das tektonische Zwischenlager von Oberrätkalk zwischen den Kössener Schichten bestätigt. Für eine inverse Lagerung der kleinen Vorkommen von Liaskalkmergelschiefern, Kössener Schichten und Hauptdolomit, unmittelbar NE' des Gipfels, konnte kein Beweis erbracht werden. Ein lokaler Schuppenbau ist für diesen Bereich dagegen wahrscheinlicher (so auch KERNER, 1925). Hiefür sprechen auch die von TOLLMANN nicht beschriebenen kleinen Vorkommen (s.o.). Die Schichtglieder der Blaserdecke auf dem Grat Roter Kopf-Kesselspitze sind Kössener Schichten und Oberrätkalk. Sie liegen in Form einer Mulde vor, eingepreßt in Marmore und Phyllite des MKK, denen

zum Roten Kopf gegen Süden hin norisch/rätische Übergansbildungen , meist rote dolomitische Breccien und Hauptdolomit folgen. Im südlichen Muldenflügel liegen die Kössener Schichten flach gegen E bis NE einfallend. Die Schichten im nördlichen Muldenflügel fallen zunächst gegen SW, dann etwa in 2550 m Höhe wieder nach E ein, was für eine Überkipfung dieses Muldenflügels spricht (vgl. auch TOLLMANN, 1963, S. 83). Diese Muldenstruktur mit ihrem überkippten Nordflügel ist auf eine Einengung, entsprechend SCHMIDEGGs Plan II, zurückzuführen.

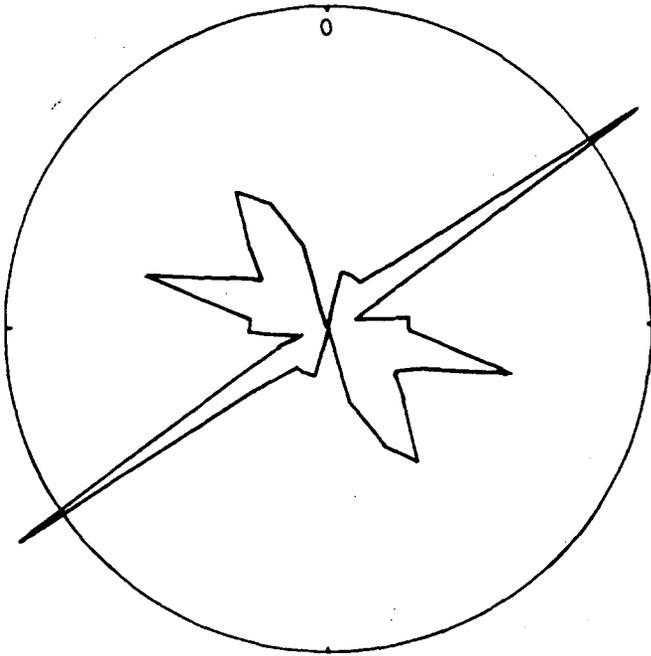
6.3. Kluftdiagramme



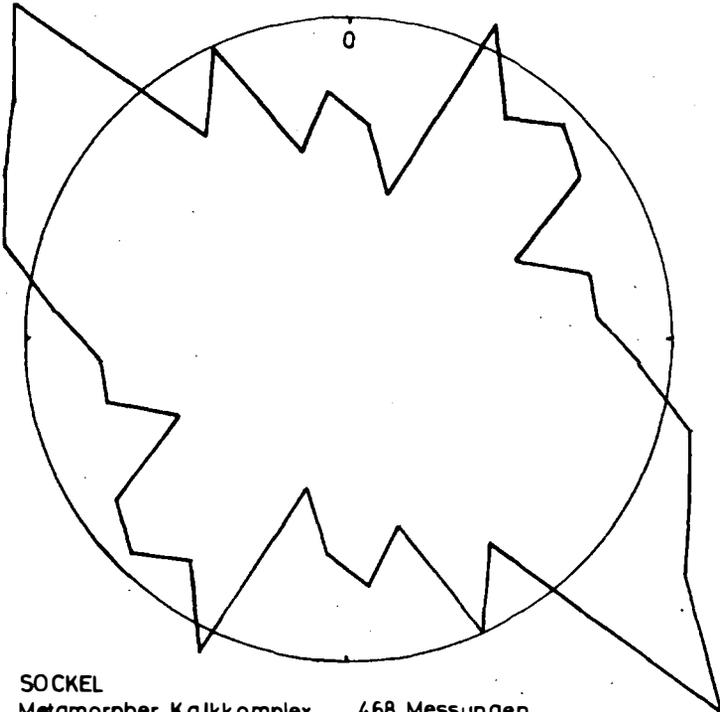
SOCKEL
543 Messungen



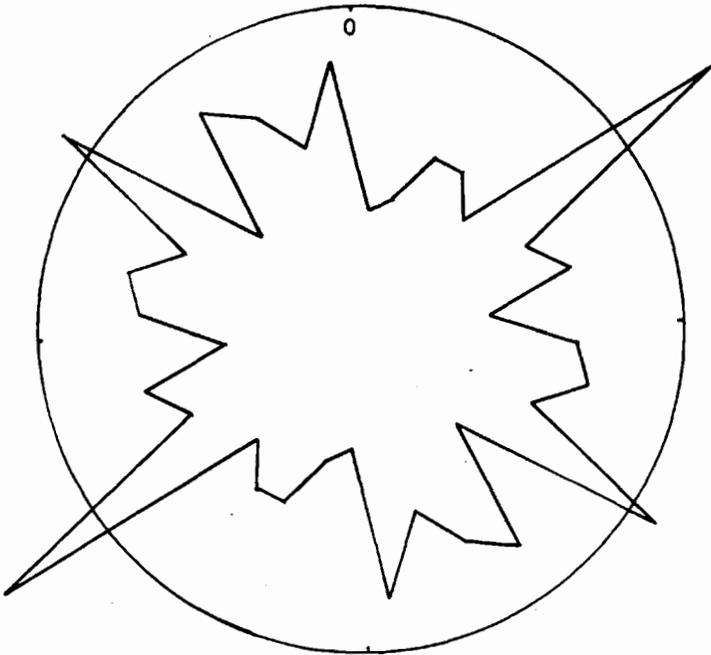
BLASERDECKE
739 Messungen



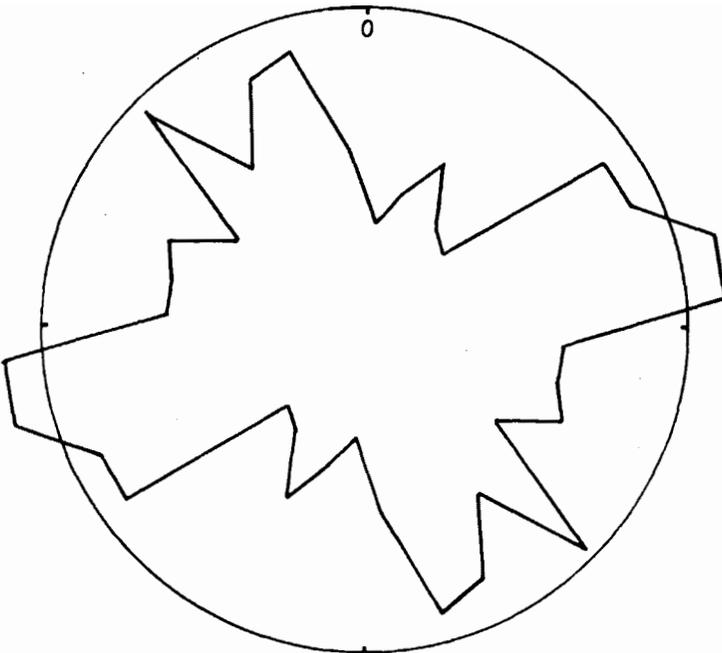
SOCKEL
Hauptdolomit - Nor/Rät **64 Messungen**



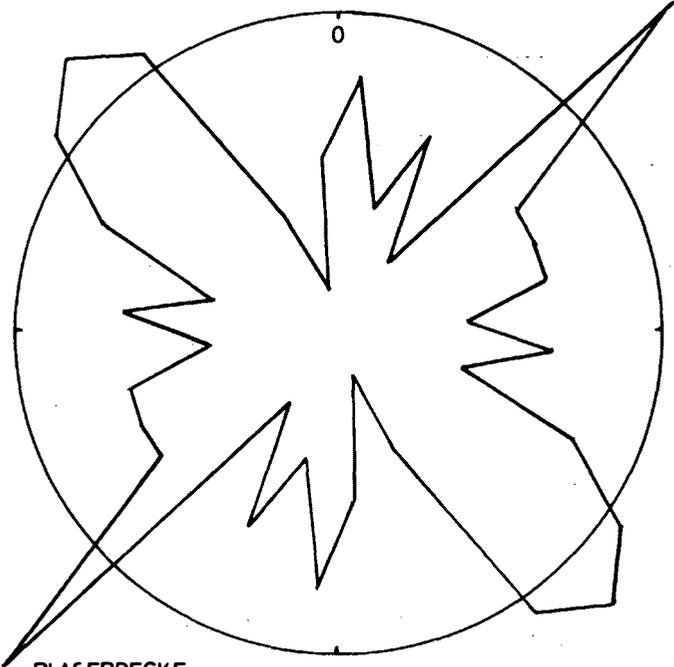
SOCKEL
Metamorpher Kalkkomplex **468 Messungen**



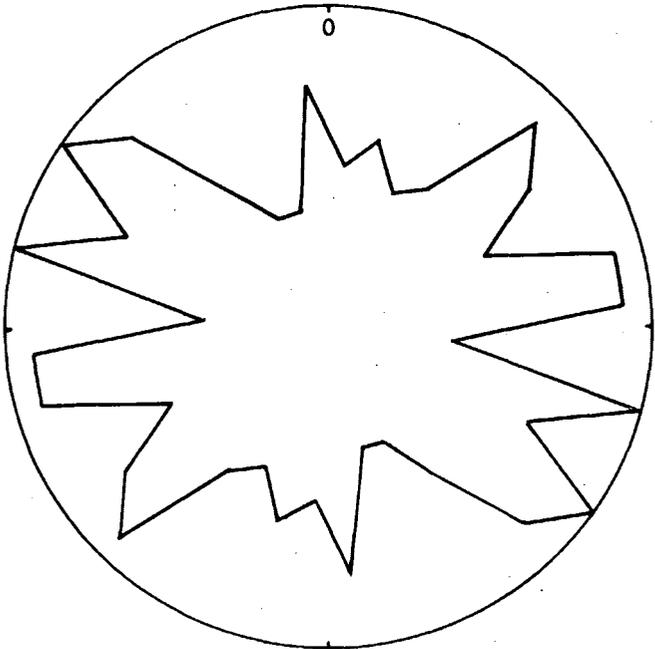
BLASERDECKE
 Hauptdolomit-Plattenkalk 231 Messungen



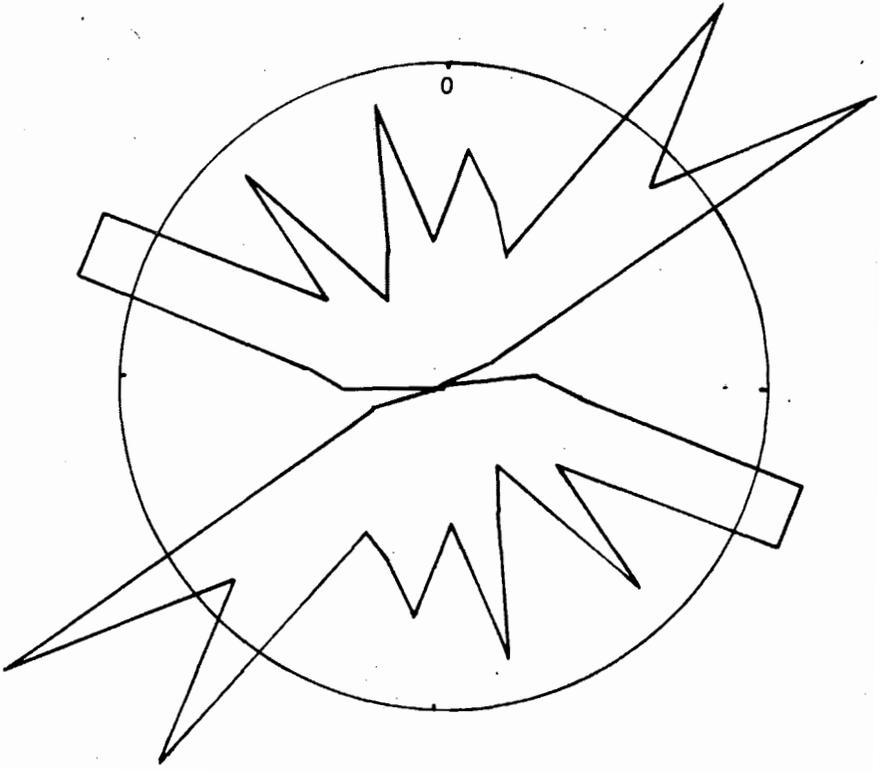
BLASERDECKE
 Kössener Schichten 259 Messungen



BLASERDECKE
Liaskalk 92 Messungen



BLASERDECKE
Oberrätalk 160 Messungen



BLASERDECKE
Grat Roter Kopf - Kesselspitze 84 Messungen

7. Die Liasgesteine der Kesselspitze - Lithologie und Stratigraphie

7.1. Lithologische Ausbildung

Die Gipfelpartien der Kesselspitze werden von den, seit FRECH (1886) bekannten roten Liasgesteinen mit ihrer typischen Ammonitenfauna aufgebaut. Sie fallen schon von weitem durch ihre rote Farbe auf. Bei genauerer Untersuchung ist jedoch festzustellen, daß die Rotfärbung zum großen Teil durch einen roten Verwitterungsüberzug vorgetäuscht wird. In der Abfolge trifft man immer wieder auf graue, gelbliche und schwach rötliche Partien neben Einschaltungen intensiver Rotfärbung. Eine Reihe von Autoren bezeichnet diese Bildungen als Adneter Kalk: FRECH, 1886, S. 356: "...versteinungsreiche typische Adnetherkalke".

KERNER, 1925, S. 106: "Adnether Kalke".

SCHMIDEGG, 1956, S. 278: "Weinrote bis graue mergelige Kalke vom Typus Adneter Kalke".

TOLLMANN, 1963, S. 87: "...typischer roter Adneter Kalk".

Eine genaue lithologische Beschreibung ist in dieser Literatur bisher nicht niedergelegt.

Die Gesamtfolge der "Adneter Kalke" auf der Kesselspitze ist in einer Mächtigkeit von ca. 16 m aufgeschlossen. Der Wechsel von grauem Oberrätkalk zu der gelblich-rötlichen Ausbildung des überlagernden Liaskalkes ist sedimentär. Im Profil ist der Übergang durch einen hard-ground gekennzeichnet. Im unteren Teil des Profils (etwa 10 m) sind die Kalke im Bereich von 30 cm bis 90 cm gut gebankt, zum Hangenden hin ist die Bankung auf durchschnittlich 5-10 cm reduziert. Die obersten Lagen mit einer Mächtigkeit von wenigen Dezimetern werden von einem dunkelroten Kalkmergel repräsentiert, der lagenweise in den Schichtfugen flaserige Strukturen führt. Im Anschluß senkrecht zur Schichtung erscheinen diese Flaser als Kalklinsen von mm/cm-Ausdehnung, die von einer tonigen dunkelroten Matrix umgeben sind. Der ganze Liaskalkkomplex ist stark geklüftet, zerschert und von Drucksuturen durchzogen. Die verdrückten Ammoniten und Atractiten - fast ausschließlich im oberen Drittel des Profils auftretend - deuten auf eine stärkere Beanspruchung im Zuge der tektonischen Vorgänge.

Fossilien treten im gesamten Profil auf, lagenweise mehr oder weniger gehäuft: Echinodermenreste, Foraminiferen, Ostracoden, Bruchstücke von Brachiopoden (Jungformen), Schwammnadeln, ? Fraßspuren.

Die Basis des Profils beginnt mit einer Bank, deren Liegendes von grauem Kalk gebildet wird, der dann - durch einen hard-ground getrennt - von einem gelblich-grauen bis rötlichen Kalk überlagert wird. Die Färbung ist wolkg diffus im Gestein verteilt, im Bereich der Drucksuturen verstärkt anzutreffen. Die Färbung in den folgenden Metern wechselt zwischen gräulich, gelblich, beige und rötlich. Einige Lagen im unteren Bereich erscheinen wieder in grauer Farbe. Rote Tonlagen in mm-Stärke sind relativ häufig in Schichtfugen und in Drucksuturen anzu-

treffen. Sie können als Lösungsreste von Drucklösungserscheinungen gedeutet werden. Ansonsten ist der Tongehalt in den ersten 10 Metern des Profils gering. Das obere Drittel des Profils ist dagegen tonreicher ausgebildet, was sich auch in einer intensiveren Rotfärbung der Kalke ausdrückt.

Die höchsten Lagen des Liasprofils (sie bilden z.T. das kleine Gipfelplateau) werden von einem dunkelroten Kalkmergel von ca. 20 cm Mächtigkeit gebildet. Sie sind stark verfaltet und verschiefert. Wechsellagernd kommen einheitlich dunkelrote tonige Lagen und Partien vor, die an der Oberfläche wulstige rote und gelbliche Flaser zeigen. Die im Anschliff erkennbaren Komponenten sind in einer meist roten, gelegentlich auch gelben, tonig-mergeligen Matrix eingebettet. In senkrecht zur Schichtung orientierten Schliffen haben diese Bildungen ein konglomeratisches Aussehen. Meistens ist die Grenze Matrix/Komponente scharf ausgebildet. Aber auch undeutliche Übergänge, durch Material und Farbe bedingt, kommen vor. Gelegentlich sind die Komponenten an den Rändern ausgefranst und aufgegliedert, die entstandenen Zwischenräume mit Matrix ausgefüllt. Als Komponenten sind alle Kalktypen hinsichtlich Ausbildung, Mikrofazies und Pigmentierung zu finden, die im unterlagernden Liasprofil enthalten sind. Die Matrix führt meist mehr Mikrofossilien und Quarz als die Komponenten. Zwei Arten von Drucksuturen sind charakteristisch: die einen durchschlagen Komponenten und Matrix, andere umschließen häufig vollständig die Komponenten oder sind nur an der Basis der Komponenten ausgebildet. Anreicherungen von Erz (Hämatit) sind relativ häufig zu beobachten.

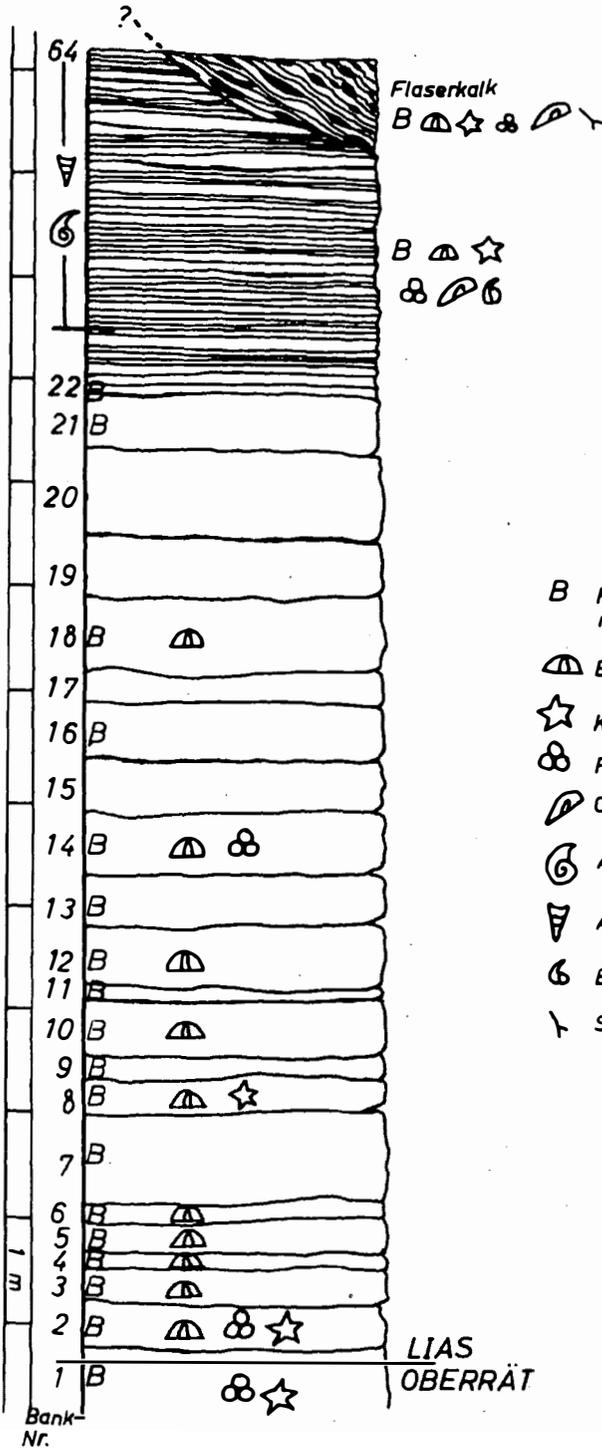
7.2. Kurze Bemerkungen zum Profil

Eine ausführliche Schichtbeschreibung findet sich in der Diplomarbeit (F. Turinsky, 1975, S. 47-75).

Das basalste Schichtglied wird von einem mittelgrauen, stark zerklüfteten, biogenführenden (Biogene im wesentlichen aus Echinodermatenresten bestehend) aufgebaut. Darüber folgt getrennt durch einen von einer Drucksutur überarbeiteten hard-ground ein gelblich-grauer bis rötlicher Kalk (Mikrite bis biogenführende Mikrite). Die etwa 10 m mächtigen grobgebankten Kalke zeigen mikrofaziell nur sehr geringe Unterschiede (Mikrite bis Biomikrite). Im Übergangsbereich zu den Bänken geringerer Mächtigkeit treten tonige Lagen im mm- bis cm-Bereich auf. Die dünnbankigen Biogenkalke führen zum Teil lagenweise Fossildetritus, vorwiegend aus Echinodermen, Foraminiferen, Ostracoden und selten Brachiopoden bestehend. Dort wo die reichen Biogenlagen auftreten, setzen auch die ersten Ammoniten und Atractiten ein. Der Top des Profils wird von dunkelroten Kalkmergeln eingenommen, die hier etwas ausführlicher besprochen werden sollen:

- Probe 136 Dunkelrotes verfaltetes und zersichertes Gestein mit hohem Tongehalt; hellrote Flecken; Fossilgrus und Quarzkörner häufig, einzelnes Feldspatkorn; lagige kalzitische Hohlraumausfüllungen; Drucksuturen mit tonigem Lösungsrest; kalzitverheilte Klüfte.
- Probe 137 Dunkelrotes, z.T. gelbliches Gestein an Schichtfugen flaserig ausgebildet; im Schliff senkrecht

PROFIL
DES
LIASKALKES
AUF DER
KESSELSPITZE



B Fossilgrus, im Anschliff
nicht bestimmbar

Echinodermen

Krinoiden

Foraminiferen

Ostrakoden

Ammoniten

Atractiten

Brachiopoden

Schwammnadeln

zur Schichtung erscheinen die Fläsern als Kalkkörper mit elliptisch-linsenförmiger Gestalt in dunkelroter, lokal auch gelblicher Matrix; gelegentliche gegenseitige Abstützung der Kalkkörper, dann meist durch Drucksuturen getrennt; Zwickel mit Matrix ausgefüllt; auch an Rändern ausgefranzte Komponenten wurden beobachtet; Zwischenräume ebenfalls mit Matrix verfüllt; im Schliffbild konglomeratisches Aussehen; große, meist gut gerundete Komponenten in Längsachse gestreckt; Größe der Komponenten im mm/cm-Bereich; wechselnder Gehalt an Biogenen: Ostracoden, Echinodermenreste, Brachiopodenbruchstücke, Schwammnadeln; vereinzelt auch größere spätige Komponenten von grauer Farbe (rekristallisierte Fossilreste); Hohlräume mit Kalkspat ausgefüllt; nach mikrofazieller Ausbildung und Pigmentierung treten alle Gesteinstypen des unterlagernden Liasprofils auf. Matrix dem Material aus Probe 136 gleichend; höherer Tongehalt; höhere Fossil- und Quarzföhrung als in Komponenten. Korngrößen der Matrix lagenweise schwankend (Gradierung); in einem Fall konnte dadurch eine trichterförmige Ablagerung von Matrix zwischen zwei Komponenten beobachtet werden.

Zwei verschiedene Ausbildungen von Drucksuturen :

Typ 1: durchschlägt Matrix und Komponenten;

Typ 2: umgibt Komponenten ganz oder nur teilweise, dann meist an der Basis;

kalzitverheilte Klüfte.

7.3. Vergleich des Liasvorkommens der Kesselspitze mit ähnlichen Vorkommen an anderen Lokalitäten

Im Arbeitsgebiet geht der graue Oberrätkalk kontinuierlich sedimentär in die bunten Kalke des Lias über. Der an anderen Lokalitäten beschriebene Übergang von Kössener Schichten zu der kalkigen Fazies des grauen Basiskalkes mit Limonitkrusten als typischer Leithorizont des Lias (ULRICH, 1960; FABRICIUS, 1966; KUJAWSKI, 1963; u.a.) ist an der Kesselspitze nicht anzutreffen. Vielmehr gleicht der Übergang Trias/Jura im untersuchten Profil den von WENDT (1969) im Sonnwendgebirge, FLÜGEL & TIETZ (1971) bei Adnet und WILMERS (1971) in der Thierseemulde beschriebenen Grenzen. Bei den letztgenannten Autoren greift die Liassedimentation in meist roter Ausbildung auf oberrätische Riffkalke über, wobei Unebenheiten in der Riffoberfläche (Spalten etc.) zuerst ausgefüllt werden. Die Ablagerung des grauen Basiskalkes scheint demnach nur in Bereichen erfolgt zu sein, wo Kössener Schichten die Hangendgrenze der Trias bilden. Der Oberrätkalk ist durch das Vorkommen von Thecosmilien datiert. Auf der Kesselspitze ist er jedoch nicht in typischer Rifffazies ausgebildet. JURGAN (1969) stellte anhand von Ammoniten fest, daß die Graukalkfazies einen Teil der Rotkalkfazies vertreten kann. Auf der Kesselspitze könnten somit die hangenden Partien des grauen Oberrätkalkes bereits in den Jura gehören. Der Übergang Trias/

Jura geschah im Arbeitsgebiet keineswegs abrupt, sondern kontinuierlich, wobei es auch noch in den unteren Bereichen der gefärbten Liaskalke zur Ablagerung grauer Kalkpartien kam (s. Profilbeschreibung). Wie schon im ersten Teil der Arbeit beschrieben, enthält auch der Oberrätkalk in seinen oberen Bänken rötliche Einschaltungen, die als erste Anzeichen für eine Sedimentationsänderung gelten können. Den Hauptanteil des bearbeiteten Liasprofils bilden die meist rötlich und gelblich pigmentierten, gut gebankten Kalke. Sie sind in ihrer Ausbildung vergleichbar mit dem von WÄHNER (1886, in FABRICIUS, 1966) beschriebenen "Bunten Cephalopodenkalk", dem schwach tonigen Roten Bankkalk bei FABRICIUS (1966) und den von JURGAN (1969) erwähnten Rotkalken bei Berchtesgaden ("Hellrote Kalke, übergehend in eine plattige, kräftige, geflaserte Ausbildungsform"). Auch WENDT (1969) beschreibt aus dem Sonwendgebirge einen gebankten roten Jurakalk (Normalfazies). Die tonreicheren, dünner gebankten Kalke in den höheren Lagen des Profils führen gehäuft Ammoniten, Nautiloiden und Atractiten. Stark rot gefärbte Toneinschaltungen treten zwischen gewellten Bankfugen häufig auf. Durch viele feine Drucksuturen mit lokalen Pigmentanreicherungen erscheint das Gestein häufig fleckig. Eine typisch knollige Ausbildung wurde im gesamten unteren Bereich des Profils nicht beobachtet. Erst in den oberen Dezimetern des Profils treten Kalkmergel mit flaserig ausgebildeten Schichtfugen auf. Diese zeigen im Schlift die beschriebene knollige (konglomeratische) Ausbildung des typischen Adneter Kalkes (Knollenflaserkalk).

7.4. Stylolithen (Drucksuturen)

Ein auffallendes Merkmal der Jurakalke auf der Kesselspitze ist das häufige Auftreten von Drucksuturen. Drei verschiedene Typen wurden beobachtet:

- a) Vertikal- (V-) Stylolithen (laut Definition von WAGNER 1964: Stylolith = einzelner Zapfen) stehen senkrecht zur (noch flachliegenden) Schichtung (PLESSMANN, 1972) bzw. schichtparallele Drucksuturen (SEIBOLD, 1953 in WAGNER, 1964). Eine Anzahl von Stylolithen ergeben "schichtparallele Stylolithenflächen" (PLESSMANN, 1972).
- b) Horizontal- (H-) Stylolithen stehen parallel zu den Schichtflächen (WAGNER, 1964), schichtquere Drucksuturen (SEIBOLD, 1953).
- c) Stylolithen, die im höchsten Bereich des Liasprofils die linsenartigen Kalkkörper ganz oder teilweise begrenzen.

Zur Bildung von Stylolithen sind laut WAGNER (1964) folgende Kriterien nötig:

1. Löslichkeit des Muttergesteins
2. Intensität des Druckes
3. Dauer der Druckeinwirkung
4. Durchlässigkeit des Gesteins, freier Porenraum
5. Durchflußstärke der Lösungsmittel
6. Vorgegebene Unstetigkeitsflächen

Stylolithen entstehen an Schichtfugen durch ungleiche Auflösung von beiden Seiten her (WAGNER, 1964). Dieser Vorgang geht unter

Materialverlust vor sich, wobei meist an der Lösungsfläche ein dunkel gefärbter Lösungsrückstand verbleibt (WAGNER, 1964; PLESSMANN, 1972). " Es wurde mindestens soviel Gestein weg gelöst, wie die Amplitude der Stylolithen anzeigt. Es kann jedoch ein Vielfaches aufgelöst worden sein." (FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970).

Für die hier behandelte Serie würde das bei der Vielzahl der Drucksuturen bedeuten, daß bei der Profilmächtigkeit von ca. 16 m mit wenigstens mehreren Metern Materialverlust in vertikaler Ausdehnung gerechnet werden muß.

Vertikalstylolithen können bereits durch Überlagerungsdruck entstehen. Horizontalstylolithen kommen durch laterale Einspannung zustande (DUNNINGTON, 1954, in FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970). Mit lateraler Einspannung muß im Zuge der tektonischen Vorgänge im Arbeitsgebiet (z.B. bei Plan II) unbedingt gerechnet werden.

Demzufolge sind V-Stylolithen älter als die H-Stylolithen, da bei letzteren erst später tektonische Kräfte wirksam wurden. Oft konnte in den untersuchten Proben beobachtet werden, daß Drucksuturen kalzitverheilte Klüfte durchschlagen und versetzen. Dies deutet auf eine Drucklösung nach der Diagenese hin. Dagegen können rhythmische Pigmentierungsstreifen, noch ohne erkennbare Drucksuturen, in verschiedenen Proben des Profils auf eine beginnende Drucklösung in noch relativ unverfestigtem Sediment hinweisen ("Lösungsschlieren" b. WEILER, 1957 und SCHMIDT, 1961, in FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970). Auch die z.T. unvollständig ausgebildeten Drucksuturen der Kalkkörper in den Kalkmergeln des Profils sind als beginnende oder unvollständige Drucklösung in noch unverfestigtem Sediment zu erklären. Häufig wurden Klüfte beobachtet, die mit verschieden gefärbtem Kalzit mehrerer Generationen verheilt sind. Diese Klüfte dienten dem Abtransport der gelösten Substanz durch zirkulierende Wässer. Nach FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970, scheidet der gelöste und weggeführte Kalk sich im "Druckschatten" in Gesteinsporen wieder aus, wofür die geringe Porosität der Kalksteine mit Stylolithen sprechen würde. Die Kalke im untersuchten Profil sind wenig porös.

7.5. Zur Frage der Buntfärbung

"Die Farbe der meisten Sedimentgesteine hängt vom relativen Anteil der organischen Substanz und des Eisens, sowie von der Oxidationsstufe des Eisens ab. Bei marinen Kalken wird Rotfärbung durch Zufuhr an Hämatit, Goethit bzw. von amorphem Eisenhydroxid in Zusammenhang mit geringen Sedimentationsraten bewirkt." (FLÜGEL & AGIORGITIS, 1970).

Im untersuchten Profil kommen rote, braune, gelbe und graue Farbtöne vor. Die Färbung des Gesteins durch organische Substanz kann nach einem Glühtest ausgeschlossen werden. Nach Untersuchungen von FLÜGEL & TIETZ (1971) sind die Farbträger für gelbe und braune Sedimentfarben Goethit und Fe-Hydroxide, für graue Pyrit und für rote, rotbraune und violette Sedimentfarben Hämatit verantwortlich (s. auch FABRICIUS, 1966; HINZE & MEISCHNER, 1968; u.a.).

7.5.1. Zur Frage der Herkunft der färbenden Substanzen

Die Herkunft der färbenden Substanzen in den Liaskalken der Alpen beschäftigte eine Reihe von Autoren. FRANK, 1928 und LEUCHS & UDLUFT, 1926 (in FLÜGEL & TIETZ) nahmen eine Einschwemmung von Roterden und Lateriten von trocken gefallenem Triasriffen an bzw. Einschwemmungen oder Einwehungen aus Festländern mit Rotverwitterung. Diese oder ähnliche Theorien stellten auch FISCHER, 1964, und KIESLINGER, 1964 (in FLÜGEL & TIETZ, 1971) auf. Das Hauptargument gegen diese Theorie sehen FLÜGEL & TIETZ (s. S. 39) im Fehlen von allitischen Mineralen, dem geringen Al-Gehalt sowie den geringen Kaolinitmengen. Nach Meinung letztgenannter Autoren wurde das an Tonminerale und im Pyrit der Riffkalke gebundene Eisen bei submariner Erosion und Lösung der Karbonate innerhalb des Bewegungswasserbereiches der Riffoberfläche oxydiert, wobei Goethit und Hydroxide entstanden. HINZE & MEISCHNER (1968) stellten in der Adria fest, daß rezente Einschüttungen von terra rossa nicht unbedingt zur Bildung von Rotsedimenten führen müssen. Erst über den Umweg der Reduzierung der Fe^{3+} -Verbindungen aus den Einschüttungen unter geringer Sedimentüberdeckung (Graufärbung) in zweiwertige Eisenverbindungen, können diese wiederum als Fe^{3+} -Hydroxid ausfallen, wenn sie im oxydierenden Milieu, bei niedrigem pH-Wert und bestimmter Temperatur wieder mit dem Meerwasser in Berührung kommen. Diese amorphen Eisenhydroxide können dann leicht verfrachtet werden und in Senkungsgebieten angereichert, dort zu "Goethit und Hämatit altern". In Übereinstimmung mit BRINKMANN (1935) und CORRENS (1942) in HINZE & MEISCHNER, (1968) stellten auch diese Autoren eine Anreicherung solcher Rotsedimente in relativer Landferne fest. BERNER (1969, in FLÜGEL & TIETZ, 1971) weist jedoch darauf hin, daß derartige Umsetzungen von zweiwertigen in dreiwertige Eisenverbindungen auch im Sediment im Laufe der Diagenese stattfinden können. Übereinstimmung herrscht bei allen Autoren über die Bildung von rot pigmentierten Kalken in ausschließlich gut durchlüftetem, oxydierendem Milieu bei geringen Sedimentationsraten. Als Träger der rot- und gelbfärbenden Eisenverbindungen kommen dendritische Tonminerale (neben Pyrit) in Frage (SEIBOLD, 1955; CAROLL, 1958; PAUL, 1970, in FLÜGEL & TIETZ, 1971). Dies wird auch durch Beobachtungen von ANGINO (1966, in FLÜGEL & TIETZ, 1971) an rezenten Sedimenten auf der Bahamabank bestätigt.

7.6. Deutung der Genese der Liaskalke auf der Kesselspitze

Für die Ausbildung des bunten dickbankigen Kalkes im unteren Profilteil ist eine ruhige Sedimentation anzunehmen, die sich an die Ablagerung der Oberrätkalke kontinuierlich anschließt. Ein Wechsel in der Pigmentierung ist auf veränderte Milieubedingungen zurückzuführen, in deren Folge Eisenverbindungen zu Oxiden und Hydroxiden umgebildet und Organismensubstanz nach FABRICIUS (1966) vollständig abgebaut wurden. Das oxydierende Milieu ist zunächst noch nicht beständig, wie graue Partien im untersten Teil des Profils anzeigen. Vereinzelt hard-grounds deuten auf Sedimentationsunterbrechungen. Drucksuturen weisen auf Substanzverlust hin. Die letztgenannten Erscheinungen nehmen in den dünnbankigen Lagen im höheren Profilteil zu.

Gewellte Bankfugen und höherer Tonanteil deuten auf verstärkte Subsolation mit großem Anteil von Lösungsrückständen (verstärktes Auftreten von Ton und Quarz). Die Anreicherung von Makrofossilien (Ammoniten und Atractiten) könnte im Zusammenhang mit veränderten Strömungsbedingungen stehen. So könnte auch das verstärkte Auftreten von Ton und Quarz als ? terrigene Komponenten eine weitere Erklärung finden.

Die Kalkmergel (Knollenflaserkalk) in den obersten Lagen des Profils stellen eine völlig andersartige Ausbildung in der Liasabfolge dar. Für ihre Entstehung müssen Bedingungen wie Subsolation, subaquatische Rutschungen und Gleitungen sowie submarine Aufarbeitungshorizonte diskutiert werden. In der Literatur wurde ihre Entstehung verschiedenes gedeutet, wobei jedoch mit lokal unterschiedlichen Bildungsbedingungen gerechnet werden muß. Charakteristisch für die Serie auf der Kesselspitze ist das Auftreten der schon bekannten Gesteinstypen aus dem unterlagernden Liasprofil, bei hier geflaserter Ausbildung in einer tonreichen, stark quarzführenden Matrix. Die im Anschluß senkrecht zur Schichtung als linsenartige Kalkkörper erscheinenden Flaser unterscheiden sich in Pigmentierung und Zusammensetzung von der umgebenden Matrix und sind teilweise von Drucksuturen umgeben, was auf eine Verfestigung vor der Einbettung in die jetzige Matrix schließen läßt. Der Verfestigungsgrad der Komponenten war unterschiedlich fortgeschritten, wie stärker tonige, ausgefranste Kalkkörper beweisen. Matrix und Komponenten sind sicher nicht in situ entstanden, wie die unterschiedliche Verteilung von Komponenten verschiedener Typen zeigt. Bei diesen Sedimenten muß mit einem Transport gerechnet werden, der, wie die flaserige Ausbildung zeigt, in noch nicht endgültig verfestigtem Zustand vor sich gegangen sein muß. Eine Aufarbeitung - etwa im Brandungsbereich - ist wegen des unzerstörten Zustandes auszuschließen. Vielmehr muß der Transport schonend vonstatten gegangen sein, da gelegentlich feine Reste von Mikrofossilien aus den Komponenten unzerstört herausragen (s.a. JURGAN, 1969; KUJAWSKI, mündl. Mitteilung).

In weitgehender Übereinstimmung mit JURGAN (1969) und HUDSON & JENKYN (1969) ist diese Serie genetisch als Resediment aufzufassen: mehr oder weniger verfestigte, der Subsolation unterlegene tonreiche Sedimente wurden im Zuge von submarinen Rutschungen oder Gleitungen in morphologisch tiefer gelegene Bereiche transportiert, wobei es zu Umlagerungen kam und noch nicht vollständig verfestigte und tonreiche Kalklagen zerflasert wurden. Nach der Ablagerung wurde dieses Material während der Diagenese abermals Drucklösungen unterworfen (Typ II der Drucksuturen, die Matrix und Komponenten durchschlagen). Die Quarze in den Dünnschliffproben 136 und 137 sind wenig gerundet, was auf einen kurzen Transportweg hindeutet. Einige Individuen zeigen undulöse Auslöschung, die auf eine tektonische Beanspruchung dieser Körper hinweist.

7.7. Anschliffuntersuchung von Probe 137

Bei dieser Probe handelt es sich um einen roten Flaserkalk, der neben vorwiegend roten Flasern auch gelbe bis bräunlich-gelbe Flasern enthält.

Die röntgenographische Untersuchung ergab, daß die Flasern hauptsächlich aus Kalzit bestehen, daneben konnte ein wenig Quarz und Dolomit nachgewiesen werden.

Die länglichen ("ausgeplätteten") Flasern liegen in der Schichtung ("ss"), diese abbildend, eingebettet in eine feinkörnige Grundmasse, die ebenfalls zum größten Teil aus Kalzit aufgebaut wird und gegenüber den Flasern deutlich höhere Gehalte an Quarz und Dolomit aufweist. Außerdem konnten röntgenographisch in dieser Grundmasse etwas Illit mit Übergängen (kleiner Anteil) zu Wechsellagerungsmineral Illit-hydratisierter Illit, möglicherweise auch Illit-Montmorillonit sowie etwas Hämatit und Spuren von Kaolinit festgestellt werden.

Die röntgenographischen Untersuchungen wurden an einem selbstregistrierenden Pulverdiffraktometer (Philips-Norelco) mit Graphit-Monochromator (AMR-Advanced Metals Research Corporation), Cu-Anode, Ni-Filter, durchgeführt.

Im Anschliff sind in der feinkörnigen Grundmasse größere Kalzitkörner zu erkennen (vgl. Abb. 1-3), die stellenweise, als Folge einer postkristallinen Deformation, Druckzwillingslamellierung und undulöses Auslöschen beobachten lassen. Örtlich wurden die Druckzwillingslamellen außerdem noch verbogen. Gelegentlich finden sich, eingebettet in der Grundmasse, brecciöse Partien von Kalzit.

Im Flaserkalk treten jüngere Äderchen auf, die mit - gegenüber der Grundmasse - größeren Kalzitkörnern ausgefüllt sind. Auch diese Kalzitkörner weisen häufig noch postkristalline Deformation und als Folge davon Druckzwillingslamellen sowie undulöses Auslöschen auf.

An Erzen konnten, zumeist feinst verteilt, etwas bzw. Spuren von Eisenglanz, Rutil, Brauneisen und Titanit beobachtet werden, wobei Eisenglanz überwiegt. Diese "Erzführung" konnte vorwiegend in der Grundmasse beobachtet werden.

Eisenglanz stellt eine Neubildung dar und liegt teilweise in Aggregaten vor (vgl. Abb. 1-2, 4), häufig jedoch in sehr kleinen Täfelchen nach (0001) in der feinkörnigen Grundmasse des Flaserkalkes, dessen Schichtung ("ss") abbildend. Als Seltenheit konnte eine Pseudomorphose von Eisenglanz nach Magnetit, Martit (vgl. Abb. 4) beobachtet werden.

Rutil tritt sowohl in feinkörnigen, neugebildeten Aggregaten, wohl Verdrängungen von Ilmenit, als auch in relativ größeren, einsedimentierten Bruchstücken und in Form feinsten, den Flaserkalk zumeist in der Schichtung durchstäubender Körnchen auf. Sowohl in Bezug auf die Farbe, als auch auf die Intensität der auftretenden Innenreflexe weist Rutil Unterschiede auf, wobei die einsedimentierten größeren Bruchstücke mehr braune Innenreflexe erkennen lassen, während Rutil in den feinkörnigen Aggregaten und in den den Flaserkalk durchstäubenden feinsten Körnchen meist farblose bis lichtgelbe Innenreflexe aufweist.

Stellenweise konnten Bruchstücke von Titanit im Flaserkalk beobachtet werden. Brauneisen durchzieht jüngere Risse im Flaserkalk (vgl. Abb. 2), diese verheilend und bildet örtlich Intergranularfilme in der feinkörnigen Grundmasse des Flaserkalkes.

Pyrit oder andere Sulfide konnten in der vorliegenden Probe nicht nachgewiesen werden. Magnetit und Ilmenit waren ebenfalls nicht zu beobachten, wohl aber feinkörnige Rutil-Aggregate als Neubildung nach Ilmenit und eine Pseudomorphose (Martit) von Eisenglanz nach Magnetit.

7.8. Mineralzusammensetzung der Liaskalkmergel

Zur Kennzeichnung der mineralogischen Zusammensetzung und des Chemismus wurden Röntgenbeugungsanalysen und Röntgenfluoreszenz-Spektralanalysen durchgeführt.

Die Auswertung der Diffraktometeraufnahmen ergaben folgenden Mineralinhalt:

Quarz, Kalzit, Kaolinit, Muskowit, Dolomit und Hämatit, wobei die Gehalte an Quarz, Kalzit und Kaolinit überwiegen, während der Rest nur in geringen Mengen vorhanden ist.

8. Die Ammonitenfauna aus dem Lias der Kesselspitze

Die in der Diplomarbeit beschriebene Ammonitenfauna entstammt dem oberen Drittel des 16 m mächtigen Liasprofils der Kesselspitze. Im unteren Teil des Profils wurden keine Ammoniten gefunden. Ein Teil der Exemplare wurde aus dem Anstehenden geborgen, ein weiterer Teil fand sich im Schutt unterhalb des Gipfels. Weitere Ammoniten wurden mir freundlicherweise vom Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Innsbruck zur Bestimmung überlassen. Laut Beschriftung wurden diese Exemplare bei einer Exkursion im Jahre 1922 aufgesammelt. Die Ammoniten (und Atractiten) sind tektonisch stark beansprucht. Dadurch wurde eine genaue Bestimmung sehr erschwert. Viele Exemplare sind darüber hinaus noch angelöst. Die Maße sind kaum mehr rekonstruierbar. Auch der Windungsquerschnitt ist meist nicht mehr in seiner ursprünglichen Form erkennbar. Die Schale ist bei vielen Exemplaren noch teilweise erhalten.

8.2. Die stratigraphische Stellung der Ammonitenfauna des Lias der Kesselspitze

Aus dem Lias der Kesselspitze bestimmte FRECH (1886, S. 359) folgende Exemplare:

Phylloceras sp. (*heterophyllum*?)
Lytoceras fimbriatum SOW.
Arietites ceras GIEB.?
Nautilus striatus SOW.
Aractites liasicus GUEMB?
Belemnites sp.

TRAUTH, F. (in TOLLMANN, 1963, S. 87) stellte aus dem gleichen Vorkommen folgende Fauna fest:

Phylloceras sp.
Lytoceras sp.
Arietites sp.
Oxynoticeras cf. *subguibulianum* PIA
Oxynoticeras sp.
Paroxynoticeras aff. *salisburgense* HAUER
Paroxynoticeras sp.
Nautilus cf. *araris* DUMORT.
Belemnites sp.

Diese Fauna spricht laut TOLLMANN für Lias Beta, wobei *Nautilus araris* DUM. Lias Gamma anzeigt.

Bei der in der vorliegenden Arbeit bestimmten Fauna sprechen *Amaltheus stokesi* (SOWERBY), *Amaltheus subnodosus* (YOUNG & BIRD) sowie ein nicht näher bestimmbares Exemplar der Familie der Amaltheidae eindeutig für die *margaritatus*-Zone (unteres Domerium, Lias Delta). Ebenso ist *Protogrammoceras meneghini* (BONARELLI) typisch für die *margaritatus*-Zone.

Protogrammoceras celebratum (FUCINI) tritt an der Grenze *davoei*/*margaritatus*-Zone (Wende Lias Gamma/Delta) auf (FISCHER, 1972, S. 70). Diese Form könnte also carixisches Alter (Lias Gamma) anzeigen.

Nodicoeloceras annulatiforme (BONARELLI) glaubte man bisher ins Toarcium (Lias Epsilon) stellen zu müssen. Nach neuesten Untersuchungen von SCHMIDT-EFFING (1972) ist jedoch über die genaue stratigraphische Position dieser Art keine genaue Aussage zu machen. Vorläufer dieser Art können durchaus bereits im Domerium auftreten.

Prodactyloceras mortilleti (MENEGHINI), *Reynoceras ragazzonei* (HAUER) spricht für domerisches Alter. Über das Auftreten dieser Formen im Carixium liegen keine genauen Hinweise vor. Allenfalls könnten Vertreter dieser Art an die Grenze *davoei*/*marginatus*-Zone gestellt werden.

Protogrammoceras isseli (FUCINI) ist aus dem Carixium bekannt, wo fast ausschließlich dichtberippte Formen dieser Art auftreten. Fragliche Vorkommen sind jedoch aus dem Domerium beschrieben worden (s. FISCHER, 1972, S. 68).

Die anderen oben angeführten Ammoniten haben geringen Leitwert, sind aber alle aus dem oberen Carixium und Domerium bekannt. Die hier beschriebene Fauna aus dem Lias der Kesselspitze spricht für oberes Carixium (*davoei*-Zone, Lias Gamma) und

unteres Domerium (*marginatus*-Zone, Lias Delta).

Damit ergibt sich ein deutlicher zeitlicher Unterschied zwischen der von FRECH 1886 und TRAUTH (in TOLLMANN, 1963) beschriebenen und der hier behandelten Fauna.

Festgestellt werden muß, daß bei dem schlechten Erhaltungszustand der Ammoniten von der Kesselspitze Bestimmungsfehler möglich sind. Die mit "Fragezeichen" versehenen Arten deuten auf die Schwierigkeiten bei der Bestimmung dieser Fauna hin.

Theoretisch besteht die Möglichkeit, daß die von FRECH und TRAUTH bestimmte Fauna aus tieferen Einheiten des Lias-Profiles der Kesselspitze stammt, in denen, wie oben ausgeführt, der Verfasser nicht auf Ammoniten traf.

Die in dieser Arbeit bestimmten Ammoniten aus dem Geologischen Institut Innsbruck, die auf der Kesselspitze bei einer Exkursion in den Zwanzigerjahren geborgen wurden, decken sich altersmäßig mit den vom Autor gefundenen Formen. Zur Klärung des unterschiedlichen Alters der verschiedenen Sammlungen sind Vergleiche erforderlich.

Danksagung

Mein Dank gilt:

Herrn Prof. Dr. W. BLIND, Geologisches Institut Gießen, für die Vergabe der Diplomarbeit;

den Herren Univ.-Prof. Dr. H. MOSTLER und Dr. W. RESCH, Geologisches Institut Innsbruck, für die Überlassung der Ammonitenfauna von der Kesselspitze aus der Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Instituts Innsbruck und für fruchtbare Diskussionen;

Herrn Dr. FREITAG, Geographisches Institut Gießen, für die Beratung bei der Erstellung der topographischen Spezialkarte;

Herrn Dr. V. GÖBEL, Mineralogisches Institut Gießen, für die Überprüfung und Ergänzung der Dünnschliffauswertung;

meinen Kommilitonen cand.min.W.BAUM, cand.min.W.HORN und cand.min.A.WOLTER, Mineralogisches Institut Gießen, für die Erstellung einer Röntgenbeugungsanalyse und einer Röntgenfluoreszenz-Spektralanalyse;

Herrn Doz. Dr. W. TUFAR, Mineralogisches Institut Marburg, für die Herstellung und Auswertung eines Anschliffes;

Herrn Prof. Dr. R. FISCHER, Geologisch-Paläontologisches Institut Marburg, für seine große Hilfe bei der Bestimmung der Ammonitenfauna;

den Bewohnern der Ortschaft Trins für ihre Ratschläge und Unterstützung, die mir die Geländearbeit erleichterten.

Literatur

I. Kartierung, Tektonik, Stratigraphie

- DÜNNER, H.: Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. - Diss. Univ. Zürich, 134 S., 1934.
- FRECH, F.: Über ein neues Liasvorkommen in den Stubaier Alpen. - Jb. Geol. R.A., 355-360, Wien 1886.
- FUCHS, F.: Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Zentralalpen (Berge westlich des Brenner). - I. Jb. Geol. B.A., 233-284, Wien 1939.
- GEYSSANT, J.: Étude sur la stratigraphie et la tectonique du pic de Kirchdach dans le massif de Serles-Kesselspitze (région du Brenner, Tyrol, Autriche). - Bull. Soc. Géol. France (7), VII (1965), 383-386, 2 Abb., Paris 1966.
- GEYSSANT, J.: Sur la structure du massif du Tribulaun (région du Brenner, Tyrol, Autriche). - Bull. Soc. Géol. France (7), 10 (1968), 436-443, 3 Abb., Paris 1969.
- GEYSSANT, J.: Tectoniques tangentielle successives dans les Alpes du Stubai au Tyrol (NW de Brenner, Autriche). - Revue Géogr. phys. Géol. dynan. (2), 13, 351-358, 4 Abb., Paris 1971
- GEYSSANT, J.: La nappe du Blaser et son substratum (région du Brenner, Tyrol, Autriche). - Bull. Soc. Géol. France (7), 12 (1970), 426-430, 2 Abb., Paris 1972.
- GEYSSANT, J.: Stratigraphische und tektonische Studien in der Kalkkögelgruppe bei Innsbruck in Tirol. - Verh. Geol. B.A. Jg. 1973, H. 3, 377-396, Wien 1973.
- GEYSSANT, J.: Sur la présence d'éléments détritiques cristallophylliens dans la série post-triassique des massifs des Alpes de Stubai (Alpes Orientales Centrales). Conséquences paléotectoniques. - C.R. Acad. Sc., t. 278, Paris 1974.
- KERNER, F. v.: Die Überschiebung am Blaser, westlich vom mittleren Silltale. - Jb. Geol. R.A., 123-160, Wien 1918.
- KERNER, F. v.: Die Überschiebung am Gipfel der Kesselspitze (Stubai). - Verh. Geol. R.A., 106-108, Wien 1925.
- KÜBLER, H. & W.-E. MÜLLER: Die Geologie des Brenner Mesozoikums zwischen Stubai und Pflerschtal (Tirol). - Jb. Geol. B.A., Bd. 105, 173-242, Taf. 13-16, Wien 1962.
- SCHMIDEGG, O.: Neues zur Geologie des Brenner Mesozoikums (Blaserdecke und Serleskamm). - R.v. Klebelsberg-Festschrift der Geol. Ges. Wien, Bd. 48d Mitt. 1955, 271-295, Wien 1956.
- TOLLMANN, A.: Ostalpen-Synthese. - 256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1963.

II. Lithologie der Liaskalke

- FABRICIUS, F.: Faziesentwicklung an der Trias/Jura-Wende in den mittleren Nördlichen Kalkalpen. - Z. Deutsch. Geol. Ges., 113, 2/3, 311-319, 3 Abb., Hannover 1962.
- FABRICIUS, F.: Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayrisch-Tiroler Kalkalpen. - Internat. Sediment. Petrograph. Ser. 9, 143 S., 27 Taf., Brill/Leiden 1966.

- FLÜGEL, E. & G. AGIORGITITS: Rotsedimentation im Trogkofel-Kalk (höheres Unterperm) der Karnischen Alpen. - Österr. Akad. Wiss., Anz. math.-naturw. Kl., 1970, 173-178, 2 Tab., Wien 1970.
- FLÜGEL, E. & F.G. TIETZ: Über die Ursachen der Buntfärbung in Oberrät-Riffkalken (Adnet, Salzburg). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 139, 1, 29-42, Stuttgart 1971.
- FÜCHTBAUER, H. & G. MÜLLER: Sedimente und Sedimentgesteine, Sediment-Petrologie II, 726 S., Stuttgart 1970.
- HINZE, C. & D. MEISCHNER: Gibt es rezente Rot-Sedimente in der Adria? - Marine Geology, Vol. 6, No. 1, 53-71, Amsterdam 1968.
- HUDSON, J.D. & H.C. JENKYN: Conglomerates in the Adnet Limestones of Adnet (Austria) and the origin of the "Scheck". - Jb. Geol. Paläont. Mh., 552-558, Stuttgart 1969.
- JURGAN, H.: Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Alpen. - Geol. Rdsch., 58, 464-501, Stuttgart 1969.
- KUJAWSKI, D.: Geologische Kartierung des Adnet Kalkes zwischen Passil-Alm und Schleimsattel am Achensee (Tirol/Österreich). - Unveröff. Diplom-Kartierung, 32 S., Gießen 1973.
- PLESSMANN, W.: Horizontalstylolithen im französisch-schweizerischen Tafeljura und ihre Einpassung in den regionalen Rahmen. - Geol. Rdsch., 61, 1, 332-347, Stuttgart 1972.
- ULRICH, R.: Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee. - Geologica Bavarica, 100-151, München 1960.
- WAGNER, G.H.: Kleintektonische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Ries. - Geol. Jb., 81, 519-600 (S. 531 ff.), Hannover 1964.
- WENDT, J.: Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalkes im Sonwendgebirge (Tirol/Österreich). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 132, 2, 219-228, Stuttgart 1969.
- WENDT, J.: Stratigraphische Kondensation in triadischen und jurassischen Cephalopodenkalken der Tethys. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1970, H. 7, 433-448, Stuttgart 1970.
- WILMERS, W.: Geologie der Mulde vom Thiersee zwischen Landl und Kufstein in Tirol (Nördliche Kalkalpen). - Diss. Berlin, 75 S., 21 Taf., Berlin 1971.

III. Stratigraphie und Ammoniten der Liaskalke

- BETTONI, A.: Fossili domeriani della Provincia di Brescia. - mém. Soc. paléont. Suisse, 27, 88 S., 9 Taf., Genf 1900.
- CAMPANA, D. del: I cefalopodi del Medolo di Valtrompia. - Boll. Soc. geol. ital. 19, 3, 555-644, Taf. 7-8, Roma 1900.
- CANTALUPPI, G.: Le ammoniti domeriane della Val Ceppelline (Suello Prealpi Lombarde). - Atti ist. geol. Pavia, 18, 3-50, 1 Abb., 5 Taf., Pavia 1967 (b).
- DAQÜE, E.: Leitfossilien, Wirbellose des Jura. - (Hrsg. Georg Gürich), Verlag von Gebr. Borntraeger, 582 S., 48 Taf., Berlin 1933.
- DEAN, W.T., DONOVAN, D.T. & M.K. HOWARTH: The liassic ammonite zones and subzones of the North-West European Province. - Bull. Brit. Mus., Geol., 4, 10, 437-505, Taf. 63-75, London 1961.

- FISCHER, R.: *Protogrammoceras* und *Fuciniceras* (Ammonoidea) im Lotharingium und Carixium Mittelitaliens. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 141, 1, 37-80, Stuttgart 1972.
- FUCINI, A.: Cefalopodi Liassici del Monte di Cetona (Teil 1-5). - Paleontogr. ital., 7, 1-90, 40 Abb., Taf. 1-14, Pisa 1901; 8, 91-178, Taf. 12-26, 1902; 9, 125-185, Taf. 19-27, 1903; 10, 275-298, 12 Abb., Taf. 18-21, 1904; 11, 93-146, 16 Abb., Taf. 3-11, 1905 (a).
- FUCINI, A.: Synopsis delle ammoniti del Medolo. - Ann. Univ. toscane, 28, 107 S., 3 Taf., Pisa 1908.
- GECZY, E.: Ammonoides jurassiques de Csernye, Montagne Bakony, Hongrie. - Part II (excl. Hammatoceratidae). - Geol. hungarica Ser. Palaeont. 35, 1-413, 65 Taf., Budapest 1967.
- GEYER, G.: Über die liassischen Cephalopoden des Hierlitz bei Hallstatt. - Abh. d. K.K. Geol. R.A. Bd. XII, Nr. 4, 212-286, 4 Taf., Wien 1886.
- MENEGHINI, J. (GIUSEPPE, G.A.): Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique (Lias supérieur) de Lombardie et de l'Appenin central. - Stoppani Paléont. Lombarde, 4, 184 S., 31 Taf., Milano 1867.
- MONESTIER, J.: Ammonites du Domérien de la région sud-est de l'Aveyron et de quelques régions de la Lozère à l'exclusion des Amalthéides. - Mém. Soc. géol. France, N.S., 10, Mém 23, 102 S., 11 Taf., Paris 1934.
- MOORE, R.C.: Treatise on Invertebrate Paleontology Part L. - Geol. Soc. of America and University of Kansas Press 1957.
- MÜLLER, A.H.: Lehrbuch der Paläozoologie, Bd. II Invertebraten, Teil 2, Jena 1960.
- PINNA, G.: Revisione delle ammoniti figurate da GIUSEPPE MENEGHINI nelle tav. 1-22 delle "Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique" (1867-1881). - Mem. Soc. ital. Sci. natur., 18, 1, 7-21, Taf. 1-6, 2 Abb., Milano 1969.
- SCHMIDT-EFFING, R.: Die Dactyloceratidae, eine Ammonitenfamilie des unteren Jura. - Münster. Forsch. Geol. Paläont. 25/26, 255 S., 31 Abb., 2 Tab., 19 Taf., Münster 1972.
- SCHRÖDER, J.: Die Ammoniten des jurassischen Fleckenmergels in den Bayerischen Alpen. - Palaeontographica, A 58, 115-232, Taf. 4-8, 1927; 59, 1-110, Taf. 1-4, Stuttgart 1928.

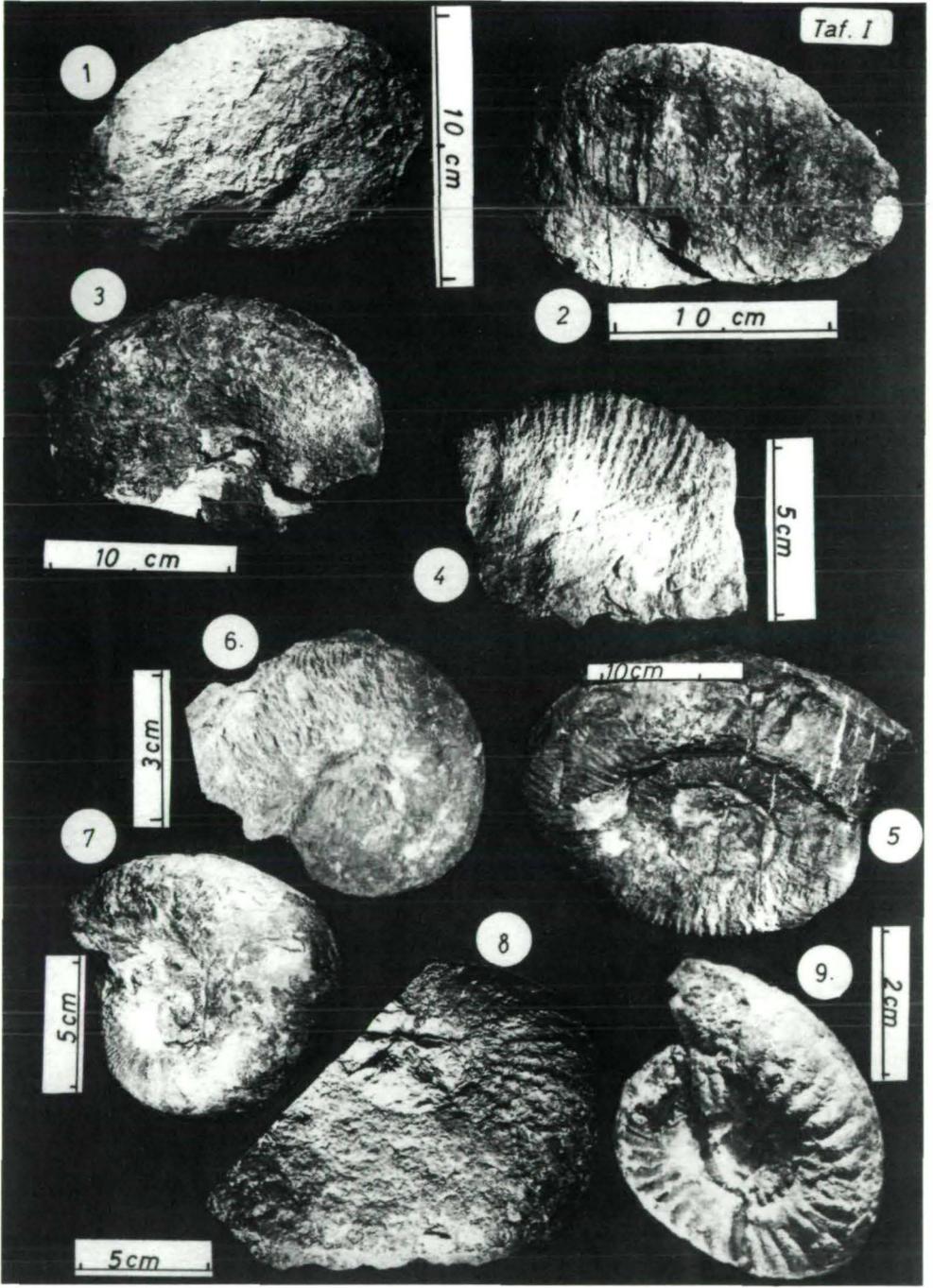
Tafelerläuterungen

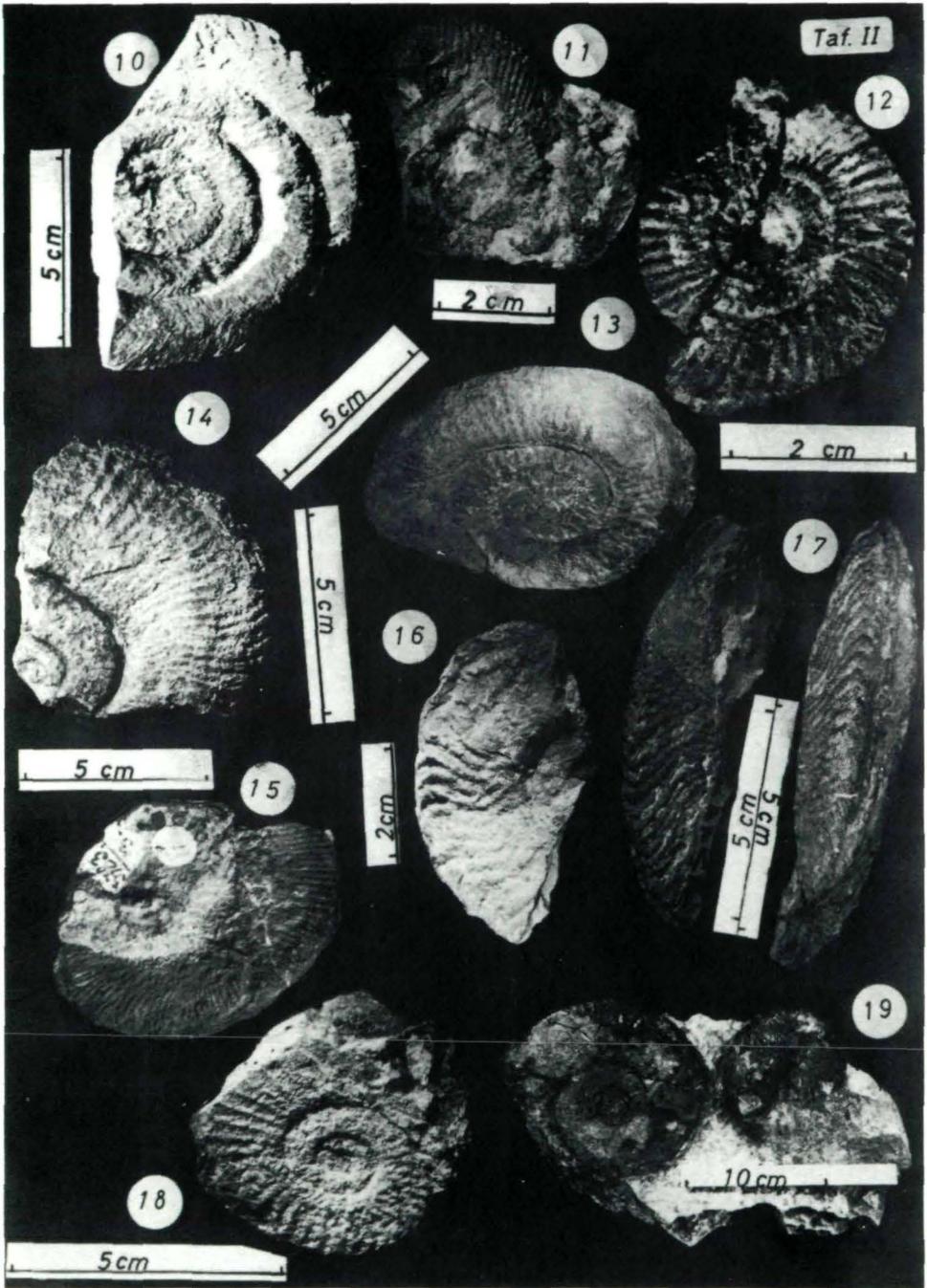
TAFEL 1

- Abb. 1 *Phylloceras* sp.
- Abb. 2 *Phylloceras* sp.
- Abb. 3 *Calliphylloceras* sp.
- Abb. 4 *Partschiceras* sp.
- Abb. 5 *Lytoceras cornurolandi* BETTONI
- Abb. 6 *Lytoceras sutneri* GEYER?
- Abb. 7 *Lytoceras sutneri* GEYER?
- Abb. 8 *Amalthens stokesi* (SOWERBY)
- Abb. 9 *Amalthens subnodosus* (YOUNG & BIRD)?

TAFEL 2

- Abb. 10 *Prodactylioceras mortilleti* (MENE GHINI)
- Abb. 11 *Prodactylioceras mortilleti* (MENE GHINI)
- Abb. 12 *Reynesoceras ragazzonei* (HAUER)?
- Abb. 13 *Nodicoeloceras annulatiforma* (BONARELLI)?
- Abb. 14 *Protogrammoceras meneghini* (BONARELLI)
- Abb. 15 *Protogrammoceras isseli* (FUCINI)
- Abb. 16 *Protogrammoceras celebratum* (FUCINI)
- Abb. 17 *Protogrammoceras pectinatum* (MENE GHINI)
- Abb. 18 *Arietoceras algovianum* (OPPEL)
- Abb. 19 Unbestimmbare Harpoceratide und *Phylloceras* sp.





S

Profile zur Geol. Karte der Kesselspitze

(Serlesgruppe/Tirol) v. F. TURINSKY

M.: 1 : 3000

BLASERDECKE (OBEROSTALPIN)

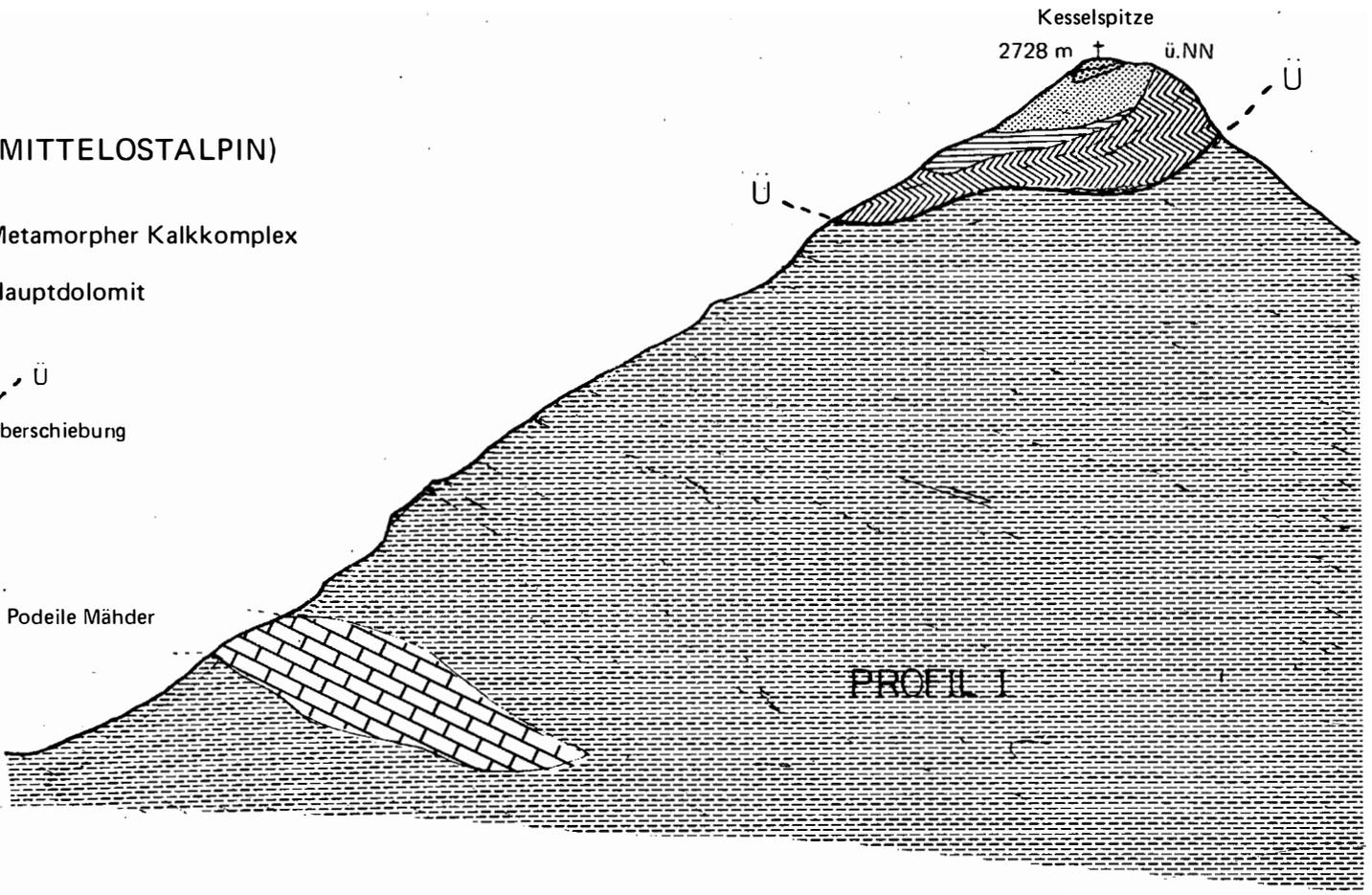
- LIAS
 -  Liaskalkmergel
 -  Liaskalk ("Adneter Kalk")
- RÄT
 -  Oberrätkalk
 -  Kössener Schichten
- NOR
 -  Plattenkalk
 -  Hauptdolomit

SOCKEL (MITTELOSTALPIN)

- NOR
 -  Metamorpher Kalkkomplex
 -  Hauptdolomit



Podeile Mähder



– 2700 m
 – 2600 m
 – 2500 m
 – 2400 m

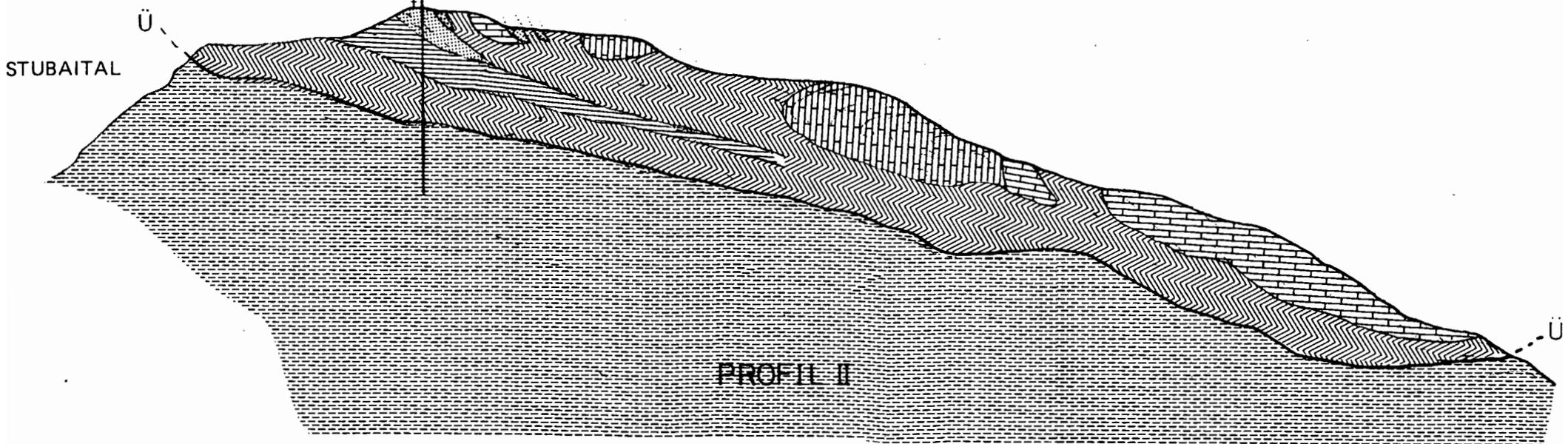
Profilknick

W

E NW

SE

Kesselspitze 2728 m ü.NN



STUBAITAL

– 2700 m
 – 2600 m
 – 2500 m

PROFIL II

Geologische Karte
der Kesselspitze
(Seriesgruppe, Tirol)

Aufgenommen in den Jahren

1972/73

von F. TURINSKY

STUBAITAL

Valschwert

BIRGWALD

Pödele, Mahder

BLASERDECKE (OBEROSTALPIN)

LIAS		Liaskalkmergel
		Liasalk ("Adneter Kalk")
		Oberrätalk
		Kossener Schichten (Kalk, Mergel, Tone)
		Plattensalk
NOR		Hauptdolomit

SOCKEL (MITTELSTALPIN)

N. O. R.		Metamorpher Kalk- komplex (Marmore, Phyllite, Glimmerschiefer)
		NOR/Rät Übergangsgesteine (Kalk, Dolomite, Phyllite)
		Hauptdolomit
		Schuttfächer
		Blockwerk
		Stufenkante
		Grat
		Überschiebungsbahn
		Störungen, Brüche

0

Maßstab 1:3000